



HAL
open science

Réservoirs de socle en contexte extensif: genèse, géométries et circulations de fluides: exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc)

Bastien Walter

► To cite this version:

Bastien Walter. Réservoirs de socle en contexte extensif: genèse, géométries et circulations de fluides: exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc). Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Lorraine, 2016. Français. NNT: 2016LORR0201 . tel-01526389

HAL Id: tel-01526389

<https://theses.hal.science/tel-01526389>

Submitted on 23 May 2017

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Université de Lorraine

École doctorale RP2E (ED 410)
Laboratoire GeoRessources (CNRS – UMR 7359)

Thèse

présentée et soutenue publiquement pour l'obtention du grade de :

Docteur de l'Université de Lorraine

Spécialité : Géosciences

Par

Bastien Walter

Réservoirs de socle en contexte extensif :

Genèse, géométries et circulations de fluides

Exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda)
et de la marge proximale d'Ifni (Maroc)

Soutenue le 3 novembre 2016 devant le jury composé de :

Juliette LAMARCHE (MCF, Aix-Marseille Université)	Rapporteur
Paul SARDINI (MCF, Université de Poitiers)	Rapporteur
Albert CASAS (Pr, University of Barcelona)	Examineur
Olivier FABBRI (Pr, Université de Franche-Comté)	Examineur
Yves GÉRAUD (Pr, Université de Lorraine)	Directeur de thèse
Marc DIRAISON (MCF, Université de Strasbourg)	Co-directeur de thèse
Jean-Michel KLUSKA (Dr, Total)	Invité
François RAISSON (Ingénieur, Total)	Invité

*Do. or do not.
There is no try.*

- Yoda

Remerciements

Mes premiers remerciements vont tout d'abord à Yves Géraud. Alors que je cherchais à quitter les contrées strasbourgeoises, ce dernier me proposait de le suivre à Nancy et de commencer une étude en Egypte sur les réservoirs de socle. Quelques années plus tard, me voilà bien installé en Lorraine et présentant cette étude menée en Ouganda et au Maroc. Merci de m'avoir donné cette opportunité et la chance de faire tous ces voyages. Merci pour ton soutien au cours de toutes ces années, pour ta patience, ta pédagogie en tous les domaines et ta disponibilité à toute épreuve.

Je tiens ensuite à remercier Marc Diraison. Merci pour ton soutien, ton optimisme, pour tout ce que tu as pu m'apprendre et pour tous les moments passés ensemble sur le terrain.

Bref, à tous les deux, merci pour votre gentillesse. C'est ce qui fait qu'on s'accroche à vous.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse, Juliette Lamarche, Paul Sardini, Olivier Fabbri et Albert Casas, pour avoir accepté de juger mon travail.

Mes remerciements se tournent ensuite vers Nathalie Foucal et le personnel du CREGU pour leur disponibilité et leur efficacité pour que cette thèse se déroule dans les meilleures conditions. Je salue également les différentes personnes de Total qui ont contribué au début ou à la fin au bon déroulement de cette étude, en particulier Jean-Michel Kluska, François Raison, Bertrand Gauthier et Philippe Bourges. Je suis également reconnaissant envers les chercheurs, ingénieurs et techniciens avec qui j'ai pu travailler au cours de ces années au sein du laboratoire GeoRessources, au CRPG et au CSTJF.

De manière non-exhaustive, j'aimerais ainsi remercier Danièle Bartier pour son aide et sa contribution aux travaux de DRX, Marie-Christine Boiron pour son aide pour les inclusions fluides, Yann Hautevelle pour les travaux de chimie organique et Vincent Trincal pour son aide sur les analyses des chlorites ougandaises.

La campagne de terrain de 2014 en Ouganda, ainsi que l'accès à de nombreuses données, a fortement bénéficié du soutien de la filiale Total E&P Uganda. Merci à Daniel Gustin, Benoit Mouly, Jude Bwanika, ainsi qu'aux autres personnes de cette filiale à cette époque pour leur aide et leur hospitalité. J'aimerais également remercier chaleureusement Edouard Le Garzic, Florian Meresse et Niki Kiza pour leur aide apportée sur le terrain lors des missions de 2013 et de 2014.

Les campagnes de terrain réalisées au Maroc n'auraient pu être faites aussi efficacement sans l'aide de Nourissaid Içame. Merci pour son aide, sa disponibilité, ainsi que son immense hospitalité. Ces nombreuses campagnes ont été réalisées avec des équipes de différentes compositions, ayant toutes contribué à l'acquisition des résultats de cette thèse et avec qui j'ai passé de très agréables séjours marocains. J'aimerais ainsi remercier Joachim Place et Paul Cupillard pour les acquisitions

géophysiques de terrain et le traitement des données. N'ayant pas intégré ces résultats de ce manuscrit de thèse, j'espère sincèrement que nous pourrons les valoriser par la suite. Le nombre conséquent de fractures mesurées dans le secteur de Sidi Fini n'aurait pu être atteint sans l'aide de Sébastien Haffen, Gael Perry et Badre Essafroui que je remercie chaleureusement.

J'ai également une pensée pour Patrick, Saïd et toutes les autres personnes travaillant dans la maison d'hôte « Xanadu » de Sidi Ifni qui nous ont toujours accueilli et permis de travailler dans les meilleures conditions.

Je remercie également Marc Munsch et Jeanne Mercier de Lépinay pour leur aide à la création et à l'interprétation de la carte d'anomalie magnétique résiduelle d'Ifni.

Parmi les étudiants et doctorants qui ont contribué de près ou de loin à cette étude, je tiens également à remercier Gabriel Godefroy, Anne-Laure Delmaëre, Redouane Benmahmoud, ainsi que Gilles Fromentin.

Je salue tous les « collègues » que j'ai pu côtoyer et avec qui j'ai pu échanger au cours de ces années, Lionel, Vivien, Romain, Martin, Claire.

En écrivant ces lignes, je pense aussi à tous mes copains de « promo ». Avec la fin de ce doctorat, c'est la dernière page de ce cycle universitaire qui se tourne. Votre rôle dans les premières pages compte énormément pour moi. Pierre, Alexandre, Thibaud, Benoit, Leila, Véronique, Justine, Ianis, merci pour tous ces moments.

A tous mes autres amis, je ne vous citerai pas. J'espère simplement que vous vous reconnaitrez aussi évidemment que vous me venez à l'esprit. J'aimerais tout de même remercier Daphné et Yann, qui pourraient être capables de ne pas se reconnaître et qui ont tellement contribué à notre acclimatation lorraine.

A ma famille, merci pour votre soutien indéfectible et votre confiance pendant ces années d'études. Mes chers parents, merci de m'avoir donné le goût de la réflexion et l'ouverture d'esprit pour mener à bien ce travail.

Enfin, Déborah. Tu as tant contribué à ce travail. Merci pour ta confiance, ta patience et ton soutien. C'est au plus noir de la nuit que les étoiles sont les plus belles.

Si une thèse est un exercice et un aboutissement scientifique et humain plutôt solitaire, je suis convaincu qu'elle est le résultat de toutes les expériences et les rencontres vécues avant et pendant.

Merci à tous et bonne lecture ...

Sommaire

Chapitre I. Introduction générale	13
1. Contexte scientifique, problématique et objectifs de l'étude	15
2. Les réservoirs de socle à hydrocarbures	21
2.1 Définition d'un réservoir de socle à hydrocarbures	21
2.2 Architectures des systèmes pétroliers à réservoir de socle et migrations	25
2.3 Quelques exemples de réservoirs de socle à hydrocarbures	28
3. Les éléments constitutifs d'un réservoir de socle	33
3.1 La fracturation	33
3.1.1 Définition	33
3.1.2 Modèle structural et propriétés hydrauliques d'une zone de failles	35
3.1.3 Le rôle particulier des intersections de failles	37
3.2 L'altération supergène	40
4. Méthodes et techniques d'investigation de l'étude	46
4.1 L'acquisition des données structurales	46
4.2 L'acquisition des données pétrophysiques	48
4.3 L'acquisition des données minéralogiques et géochimiques	50
5. Organisation du manuscrit	61
Chapitre II. La fracturation et l'altération supergène du socle précambrien de la bordure orientale du rift du lac Albert (Ouganda)	65
1. Histoire géologique régionale	67
1.1 Introduction	67
1.2 Evolution géodynamique anté-rift du socle de l'ARS	68
1.3 Le développement de la branche occidentale du Rift Est-Africain	71
1.4 Le rift du lac Albert	77
1.5 Evolution tectono-géomorphologique de l'altération supergène du socle de la bordure orientale du rift du lac Albert	80
2. Caractérisation pétro-structurale du réservoir fracturé de la bordure orientale du rift du lac Albert	81
2.1 Présentation de la bordure orientale du rift lac Albert et de la zone d'étude	81
2.2 Organisation structurale à l'échelle régionale du rift du lac Albert et de la zone de Kaiso-Tonya	85
2.3 Caractérisation pétro-structurale de l'architecture de la zone de failles bordières de Toro-Bunyoro	90

2.3.1	<i>Les données du protolithe de la zone de failles bordières</i>	90
2.3.2	<i>Les affleurements de la zone de failles bordières</i>	92
2.3.3	<i>Synthèse</i>	109
2.4	Caractérisation pétrophysique de l'architecture de la zone de failles bordières	113
2.5	Analyses des circulations fossiles et actuelles identifiées dans le réservoir fracturé du système de failles bordières de Toro-Bunyoro	124
2.5.1	<i>Caractérisation structurale des zones de circulations actuelles</i>	124
2.5.2	<i>Caractérisation minéralogique et géochimique des marqueurs des différentes phases de circulation</i>	132
2.5.3	<i>Synthèse</i>	153
3.	Caractérisation minéralogique et pétrophysique de l'altération supergène du socle de la bordure orientale du rift du lac Albert	158
3.1	Caractérisation minéralogique et pétrophysique du socle altéré ortho-dérivé	159
3.1.1	<i>Résumé en français</i>	159
3.1.2	<i>Introduction</i>	160
3.1.3	<i>Geological setting of the weathered basement in Western Uganda</i>	163
3.1.4	<i>Sampling and methods</i>	166
3.1.5	<i>Results</i>	171
3.1.6	<i>Discussion</i>	192
3.1.7	<i>Conclusion</i>	197
3.2	Caractérisation pétrophysique et minéralogique de l'altération supergène du socle para-dérivé de la zone d'étude	198
3.2.1	<i>Les données issues de l'échantillonnage en surface</i>	200
3.2.2	<i>Les données de forage</i>	207
3.2.3	<i>Synthèse des données de surface et de forage du socle altéré para-dérivé</i>	222
3.3	<i>Synthèse</i>	223
4.	Modèle de circulations dans un réservoir de socle localisé en bordure de rift	226

Chapitre III. La fracturation du socle anté-rift du domaine proximal de la marge d'Ifni (Maroc) 237

1.	Histoire géologique régionale et présentation de la zone d'étude	239
1.1.	Contexte géologique de l'Anti-Atlas actuel et de la marge atlantique marocaine	239
1.1.1	<i>Cadre géologique général</i>	239
1.1.2	<i>La stratigraphie précambrienne de l'Anti-Atlas</i>	242
1.1.3	<i>L'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas et de la marge atlantique marocaine</i>	246
1.2.	Présentation de la zone d'étude : la « boutonnière » d'Ifni et la marge atlantique associée	261
1.2.1	<i>La « boutonnière » d'Ifni</i>	261
1.2.2	<i>Synthèse des travaux préexistants du secteur « offshore » de la marge d'Ifni</i>	265

2.	Analyse structurale du socle protérozoïque de la « boutonnière » d'Ifni et de la marge passive associée	268
2.1.	Similarités et analogies structurales à grande échelle de l'architecture du socle protérozoïque en domaines « offshore » et « onshore », mises en évidence à partir de données géophysiques et d'interprétations d'images satellite	268
2.1.1	<i>Analyse sismo-structurale de l'architecture du socle anté-triasique du domaine offshore de la marge d'Ifni</i>	268
2.1.2	<i>Analyse structurale du socle précambrien de la « boutonnière » d'Ifni à partir d'images satellite et d'une carte d'anomalie magnétique résiduelle</i>	275
2.1.3	<i>Hiérarchisation et dimensionnement multi-échelles en domaines « offshore » et « onshore » des blocs structuraux du socle anté-triasique de la marge d'Ifni</i>	282
2.1.4	<i>Habillage structural interne des blocs structuraux délimités par des structures d'ordre C</i>	293
2.2.	Caractérisation structurale du socle protérozoïque par étude de terrain de la « boutonnière » d'Ifni	303
2.2.1	<i>Les données de fracturation du secteur nord de Mirleft</i>	303
2.2.2	<i>Les données de fracturation du secteur central de Sidi Ifni</i>	310
2.3.	Synthèse des éléments-clés issus des observations et de l'analyse structurale multi-échelles du socle protérozoïque de la marge d'Ifni	339
2.3.1	<i>Organisation structurale hiérarchisée à grande échelle du rifting orthogonal de la marge d'Ifni</i>	339
2.3.2	<i>Limite à l'organisation structurale hiérarchisée de la marge d'ifni</i>	342
2.3.3	<i>Habillage structural infra-kilométrique des blocs structuraux</i>	344
3.	Modèle conceptuel de réservoir de socle développé dans le domaine proximal d'une marge passive	346
3.1	Le modèle de réservoir	348
3.2	Position du réservoir de socle dans un système pétrolier	355
Chapitre IV. Discussion générale et Conclusion		361
1.	L'influence de l'héritage structural sur l'architecture à l'échelle régionale des réservoirs de socle	364
2.	Réflexions à propos de la méthodologie	371
3.	Réflexion sur la prospection des réservoirs de socle	375
3.1	Prospection du réservoir fracturé	375
3.2	Prospection du toit du socle altéré	378
3.3	Les « proxies »	379
Conclusion		383
Références bibliographiques		393

Chapitre I. Introduction générale

1. Contexte scientifique, problématique et objectifs de l'étude

Le potentiel de circulations et de stockage de fluides au sein de roches de socle est aujourd'hui largement reconnu pour les différents types de ressources en hydrocarbures, minérales, géothermales et en eaux souterraines. De nombreuses découvertes récentes de gisements économiques d'hydrocarbures dans des réservoirs de socle, notamment en mer du Nord (e.g. *Austin et al., 2014*) ou au Vietnam (e.g. *Cuong and Warren, 2009*), ont permis de relancer un fort intérêt pour ce type de réservoirs, souvent négligés par le passé et considérés parmi les réservoirs pétroliers dits de type « non-conventionnels ».

Les formations de socle, par leur nature principalement magmatique ou métamorphique, sont largement considérées comme des milieux géologiques caractérisés par une très faible porosité, voire totalement non-poreux (e.g. *Géraud et al., 1995; Schild et al., 2001; Sardini et al., 2006; Staněk et al., 2013; Kuva et al., 2015*). L'action de différents processus affectant ce type de roches au cours de leur évolution tectonique et géomorphologique est néanmoins capable de développer un important volume poreux, dit secondaire, comme en attestent les nombreux exemples de réservoirs avérés dans ces formations de socle (e.g. *Trice, 2014*). Le réseau poreux d'un réservoir de socle est donc uniquement constitué d'une porosité secondaire, développée par des processus de déformation et d'altération (supergène, hydrothermale) dont l'effet permet de modifier les propriétés initiales du milieu. Le potentiel des réservoirs de socle résulte alors d'une évolution particulière de ces formations et ces réservoirs sont caractérisés par une géométrie et des propriétés structurales et pétrophysiques différentes par rapport à celles de réservoirs plus conventionnels.

Parmi les différents types de ressources développées au sein de formations de socle, le développement et le fonctionnement d'un réservoir à hydrocarbures paraissent plus complexes par rapport à ceux d'un système géothermal ou d'un aquifère. En plus du développement de propriétés réservoirs suffisantes (porosité,

perméabilité) dans les formations de socle, ce type de réservoir nécessite également une géométrie et des interactions avec les autres éléments classiquement décrits dans un système pétrolier (ex : roche mère, migration, piège). Cette étude est donc focalisée sur ce type de réservoirs à hydrocarbures, bien que certains résultats soient également valables pour la description des autres types de réservoirs.

Cette étude se place dans la continuité des travaux de thèse d'Edouard Le Garzic (2010) et plus largement dans la continuité de ceux conduits lors de quatre thèses réalisées sur la thématique des réservoirs de socle granitique pour différentes applications de géothermie de haute température (Surma, 2003; Rosener, 2007; Place, 2010) et de stockage de déchets radioactifs (Staněk, 2013). Ces différentes études, focalisées sur les systèmes de failles et de fractures, ont contribué à caractériser à différentes échelles le rôle de la fracturation sur les transferts et stockages de fluides dans les réservoirs de socle fracturé. Celles-ci contribuent notamment à mettre en évidence et à caractériser une microporosité secondaire dite « matricielle », composée de microfissures et de pores, et développée par déformation fragile et par les circulations de fluides en déséquilibres chimiques dans les zones drainantes fracturées. Cette microporosité secondaire, localisée dans la matrice des zones fracturées, constitue avec la porosité de fractures un système de double-porosité.

Les travaux de thèse d'Edouard Le Garzic (2010) ont notamment porté sur l'organisation de la fracturation du socle protérozoïque d'Al Mukalla de la côte sud du Yémen. Ce domaine, affecté par l'extension cénozoïque associée à l'ouverture du Golfe d'Aden, correspond à une marge proximale développée en contexte de rifting oblique. La dynamique de cette extension est fortement contrôlée par la réactivation de structures héritées de l'évolution tectonique polyphasée du socle protérozoïque de cette région, les « Nadj faults », dont l'orientation est oblique par rapport à la direction principale d'extension. Ayant pour but de fournir par analogie de surface un schéma d'organisation structurale du réservoir de socle cristallin à hydrocarbures exploité à proximité par Total, cette étude a permis notamment de mettre en évidence :

-
- une compartimentalisation du réservoir de socle en un système de blocs structuraux délimités par des structures tectoniques d'échelles plurikilométrique à pluri-hectométrique. Ces structures montrent une géométrie multi-échelles de type « self-similar » et une organisation hiérarchisée des paramètres de longueur, espacement et épaisseur des zones de failles et des blocs structuraux associés selon trois ordres de dimensions caractéristiques.
 - le rôle majeur de l'héritage structural du socle sur l'organisation du réservoir, du fait de la réactivation de certaines structures. Les structures majeures sont toutes héritées de l'évolution tectonique antérieure à la phase d'extension, tandis que la fracturation interne du réservoir jusqu'à l'échelle infra-métrique est constituée à la fois de structures réactivées et de structures néoformées durant la phase d'extension. Les proportions de ces deux types de structures sont fortement dépendantes de la réponse des structures héritées aux contraintes associées au rifting. Les conditions de réactivation conditionnent donc fortement les propriétés de transfert au sein du réservoir.
 - les différentes zones de drainage potentiel dans le réservoir fracturé par l'analyse de la densité et de la connectivité de la fracturation multi-échelles.

A partir de l'ensemble des travaux menés sur la thématique des réservoirs de socle, il en ressort une très grande variabilité des dimensions des structures qui contrôlent l'architecture du réservoir et les circulations internes dans ces formations. Les dimensions de cette organisation multi-échelles s'étendent sur plus de dix ordres de grandeur, depuis l'échelle de la dizaine de kilomètres des structures tectoniques majeures jusqu'à l'échelle infra-millimétrique des structures qui composent la porosité dite « matricielle » des zones fracturées (*Bertrand et al., 2015*).

L'étude et l'exploitation des réservoirs de socle sont soumises à la problématique de reconnaissance en profondeur de tous ces éléments multi-échelles qui constituent le réservoir grâce aux outils d'investigation géophysiques et diagaphiques. Au cœur du réservoir, seuls les objets de plus grandes dimensions sont

caractérisées par sismique et les propriétés des objets de dimensions « infra-sismiques » ne sont reconnues que très localement grâce aux forages et à l'analyse diagraphique. Ces outils ne permettent donc pas (i) une visualisation complète de l'organisation spatiale de l'ensemble des éléments constitutifs du réservoir ; (ii) de comprendre les conditions et la chronologie d'acquisition des propriétés réservoirs au cours de l'histoire géodynamique régionale, (iii) de modéliser les écoulements de fluides dans ces réservoirs.

Afin de caractériser ces différents éléments, il apparaît donc déterminant de disposer d'exemples d'organisation de la porosité de formations de socle équivalentes à celles de réservoirs. La démarche d'analogie de surface permet de combler ces lacunes de visualisation en profondeur et d'améliorer la compréhension des réservoirs (McCaffrey *et al.*, 2003). Cette démarche consiste en une approche intégrée multi-échelles et multi-techniques de caractérisation structurale et pétrophysique d'une zone considérée comme représentative d'un réservoir en profondeur. Cela consiste en : (i) une compilation de données issues de la littérature, visant à identifier les éléments de l'héritage structural du socle analysé ; (ii) une analyse structurale à grande échelle d'images satellite, de modèles numériques de terrain (MNT) et de données géophysiques (sismique, magnétique, gravimétriques, etc.) ; (iii) une analyse pétrostructurale de terrain ; (iv) une analyse minéralogique et géochimique détaillée des différentes phases primaires et secondaires issues de processus d'altération ou de circulations de fluides ; (v) une caractérisation pétrophysique détaillée d'un grand nombre d'échantillons représentatifs des faciès de socle rencontrés dans ces réservoirs. Cette démarche permet ainsi de décrire à toutes les échelles l'organisation structurale et les propriétés pétrophysiques des réseaux poreux secondaires de fractures et matriciel d'un réservoir de socle analogue. Ces données acquises à différentes échelles d'observations permettent de décrire la distribution spatiale de tous les éléments constitutifs du réservoir et de tester l'existence de relations géométriques entre ces objets de différentes dimensions. Par ailleurs, les propriétés pétrophysiques des échantillons prélevés en surface peuvent permettre d'améliorer

l'interprétation de données géophysiques et diagraphiques au sein d'un réservoir en profondeur en définissant des « proxies » de reconnaissance des unités à fortes porosité et perméabilité au sein du réservoir.

Ce travail de recherche, financé en totalité par Total, se place dans la continuité des travaux réalisés par Edouard Le Garzic (2010) sur le Yémen et la Catalogne. Les résultats obtenus concernaient principalement l'organisation des réseaux de failles et de fractures. Les objectifs fixés dans ce présent travail comprennent l'analyse de nouveaux analogues de surface et une étude complète de l'organisation du réseau poreux, en tenant compte des discontinuités de dimensions plurikilométriques à inframicrométriques. Dans le cadre de cette étude, deux analogues de réservoirs de socle développés en contexte extensif sont étudiés. Ces deux cas d'étude ont pour caractéristique commune une direction principale d'extension sub-perpendiculaire aux structures extensives majeures et correspondent donc à deux systèmes de rifting orthogonal (McClay et al., 2002). Ces deux systèmes se distinguent cependant par des degrés différents de maturité du système. Le premier cas d'étude est le rift du lac Albert en Ouganda, qui correspond à l'extrémité nord de la branche occidentale du rift intracontinental Est-Africain. Le second cas d'étude correspond au domaine proximal de la marge atlantique du sud-ouest marocain. Ces cas d'étude correspondent respectivement aux stades précoce et mature d'un système extensif orthogonal développé à travers un socle précambrien.

Les résultats du cas d'étude ougandais présentés dans ce manuscrit sont obtenus en suivant intégralement la démarche de caractérisation structurale et pétrophysique du socle fracturé et altéré présentée ci-dessus. Le cas d'étude de la marge marocaine a été focalisé sur l'étude structurale de l'organisation de la fracturation du socle de ce secteur.

Afin d'améliorer la compréhension générale du fonctionnement des réservoirs de socle, ces deux cas d'étude permettent de :

- réaliser une caractérisation structurale multi-échelles de l'architecture et de la structuration interne du réservoir.
- décrire les caractéristiques pétrographiques, structurales et pétrophysiques des différents faciès de socle dans le but d'identifier les compartiments favorables aux transferts et stockage de fluides.
- d'identifier les zones potentielles de drainage et de définir le rôle des différents éléments constitutifs du réservoir sur les circulations de fluides et leur importance sur l'anisotropie des transferts.
- définir des signatures minéralogiques et pétrophysiques qui pourront servir d'éléments d'identification des niveaux réservoirs pour la prospection de subsurface.
- construire un modèle conceptuel de réservoir de socle à hydrocarbures, basé sur les caractéristiques structurales et pétrophysiques issues de l'analogie de surface et en tenant compte des chemins de transfert de la zone de maturation jusqu'aux zones de stockage.

Parmi les objectifs initiaux de cette étude figurait la datation des processus d'altération supergène, afin d'estimer l'influence du temps d'exposition du toit du socle aux agents météoriques sur le développement des propriétés réservoirs. Ce point n'a pu être traité dans cette étude par manque de temps, et notamment par le retard pris dans le développement de la chaîne de datation K/Ar qui aurait permis la datation d'illites, marqueurs de l'altération supergène. Cet aspect représente un axe important de poursuite d'étude.

Finalement, l'ensemble des résultats obtenus sur ces deux zones d'études et présentés dans ce mémoire contribuera à améliorer les connaissances générales et la prospection des réservoirs de socle à hydrocarbures. L'étude de ces deux analogues de réservoir permettra notamment de faire ressortir le rôle de la pré-structuration des formations de socle sur le développement et la géométrie des réservoirs.

2. Les réservoirs de socle à hydrocarbures

2.1 Définition d'un réservoir de socle à hydrocarbures

Les réservoirs de socle à hydrocarbures sont généralement qualifiés de réservoirs pétroliers « non-conventionnels ». Ce type de réservoir est pourtant reconnu aujourd'hui grâce à de nombreux exemples à travers le monde, dont beaucoup sont exploités pour leur potentiel économique (Fig. 1.1). Il est tout de même admis dans la littérature qu'un très grand nombre de ces réservoirs ont été découverts par le passé « par accident » et que les formations de socle sont encore souvent perçues comme des unités géologiques ne représentant aucun intérêt pétrolier (*Petford and McCaffrey, 2003; Sircar, 2004; Gutmanis, 2009; Trice, 2014*).

Dans le contexte des réservoirs de socle à hydrocarbures, le terme de formations de socle généralement utilisé dans la littérature correspond aux différents types de roches se distinguant des formations sédimentaires silicoclastiques ou carbonatées qui constituent les réservoirs plus conventionnels. Plusieurs définitions d'un réservoir de socle sont observées dans la littérature, se distinguant par la nature lithologique du réservoir ou la position stratigraphique de la source du système pétrolier par rapport au réservoir (e.g. *Landes et al., 1960; P'an, 1982; North, 1985*). La première définition, qui semble être aujourd'hui la plus acceptée, est celle proposée par *Landes et al. (1960)*. Selon cette définition, le socle est considéré comme toute formation magmatique ou métamorphique, sans distinction d'âge, recouverte par une série sédimentaire de manière discordante. Ainsi, la seule différence avec un système pétrolier conventionnel repose sur le fait que la roche-mère du système ne peut en aucun cas avoir été déposée avant et stratigraphiquement « sous » le réservoir de socle (« the only major difference between basement rock and the overlying sedimentary rock oil deposits is that the original oil-yielding formation (source rock) cannot underlie the reservoir »). Dans la définition proposée par *North (1985)*, certaines formations sédimentaires non-métamorphisées, sans porosité initiale et situées en

position stratigraphique sous les sources d'hydrocarbures peuvent également être considérées comme des formations de socle.

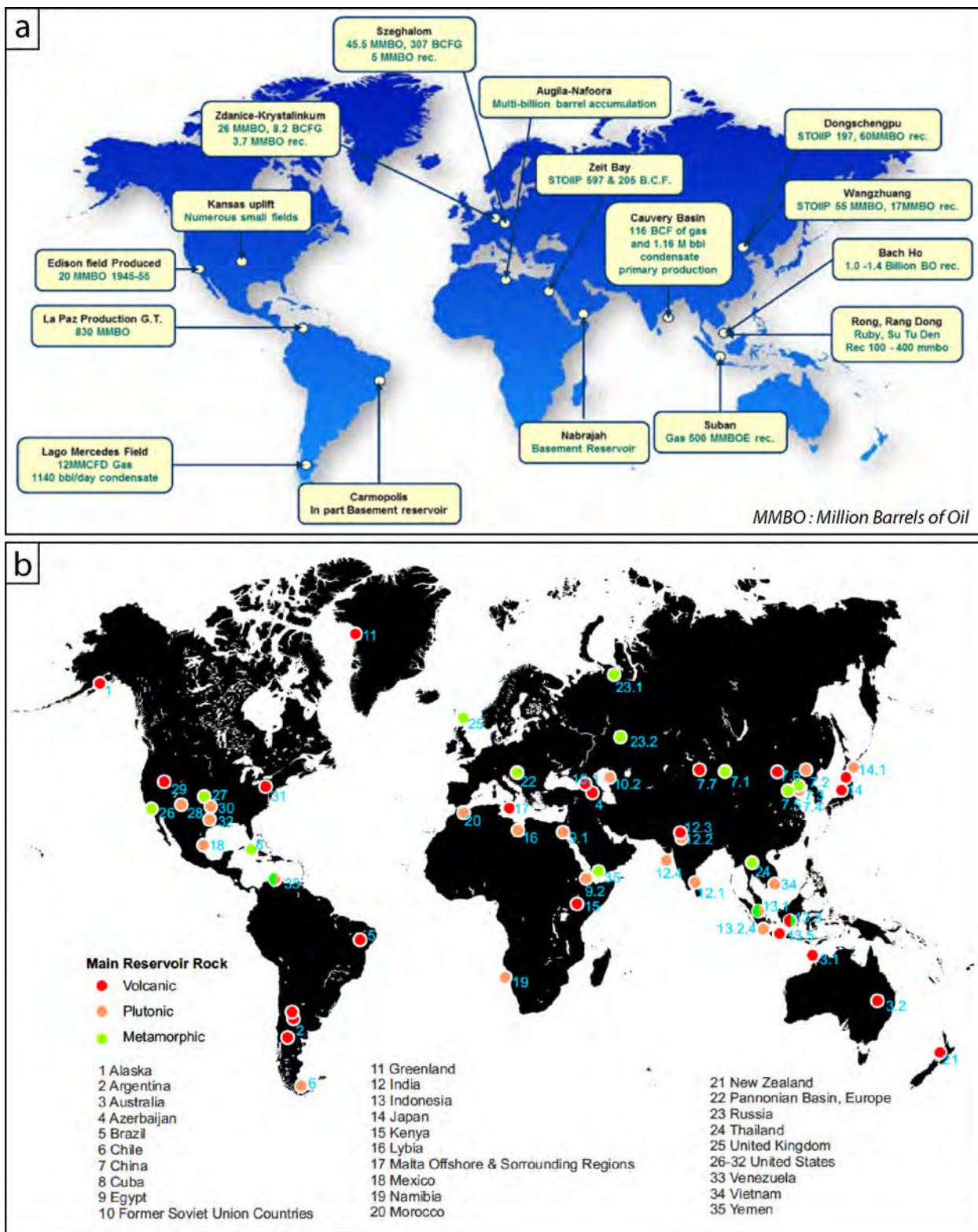


Figure 1.1 : a) Exemples mondiaux de systèmes pétroliers avec un réservoir de socle exploités pour leur potentiel économique (d'après Trice, 2014). b) Exemples mondiaux de gisements d'hydrocarbures identifiés dans des formations de socle de nature volcanique, ignée et métamorphique (d'après Gutmanis et al, 2015).

Les réservoirs de socle sont donc constitués de lithologies variables (roches cristallines, volcaniques, métamorphiques, voire sédimentaires) comme en attestent les différents exemples répertoriés à travers le monde (Fig. 1.1). La nature de ces roches de socle implique par conséquent que certaines de ces formations constituant le réservoir puissent être beaucoup plus anciennes, avec des écarts d'âge pouvant être supérieur à 1 Ga, par rapport aux autres éléments qui forment un système pétrolier.

Ces réservoirs à hydrocarbures sont généralement associés à tous les éléments classiquement décrits d'un système pétrolier (roche-mère, migrations primaires et secondaires, piège, etc.) (Landes et al., 1960; North, 1985; Magoon and Dow, 1994). Comme pour les systèmes plus conventionnels, ces systèmes pétroliers à réservoir de socle sont développés en contexte de bassins formés par des régimes tectoniques extensifs ou compressifs. Néanmoins, la majorité des réservoirs de socle à hydrocarbures semblent identifiés aujourd'hui dans des contextes géologiques extensifs. P'an (1982) suggère par ailleurs que ces réservoirs sont généralement développés en environnement peu profond de plateau continental de marge passive ou de bassin intracontinental.

Les différents types de formations énoncées ci-dessus et constituant les réservoirs de socle correspondent généralement à des roches caractérisées par des porosités initiales très faibles, voire nulles. Cela signifie que celles-ci doivent être soumises à l'action de processus permettant de modifier leurs propriétés pétrophysiques et de développer une importante porosité secondaire (Fig. 1.2).

Plusieurs auteurs font références aux réservoirs de socle comme des réservoirs fracturés dans lesquels la porosité de matrice est négligeable et les transferts et le stockage de fluides sont uniquement contrôlés par le réseau de fractures (« naturally fractured reservoirs ») (e.g. Nelson, 2001; Gutmanis, 2009). Différentes études mettent également en avant le rôle important que peuvent avoir les processus d'altération hydrothermale et supergène sur le développement du réservoir. Ces deux processus sont respectivement produits au niveau de zones de failles par l'action des fluides

profonds circulant dans ces structures et au niveau du toit du socle soumis à l'action de fluides météoriques lors de phases d'exhumation de ces formations. Ces deux types de fluides en déséquilibre chimique avec le milieu permettent alors d'augmenter localement et de manière significative les propriétés réservoirs (Areshev et al., 1992; Koning, 2013; Trice, 2014).

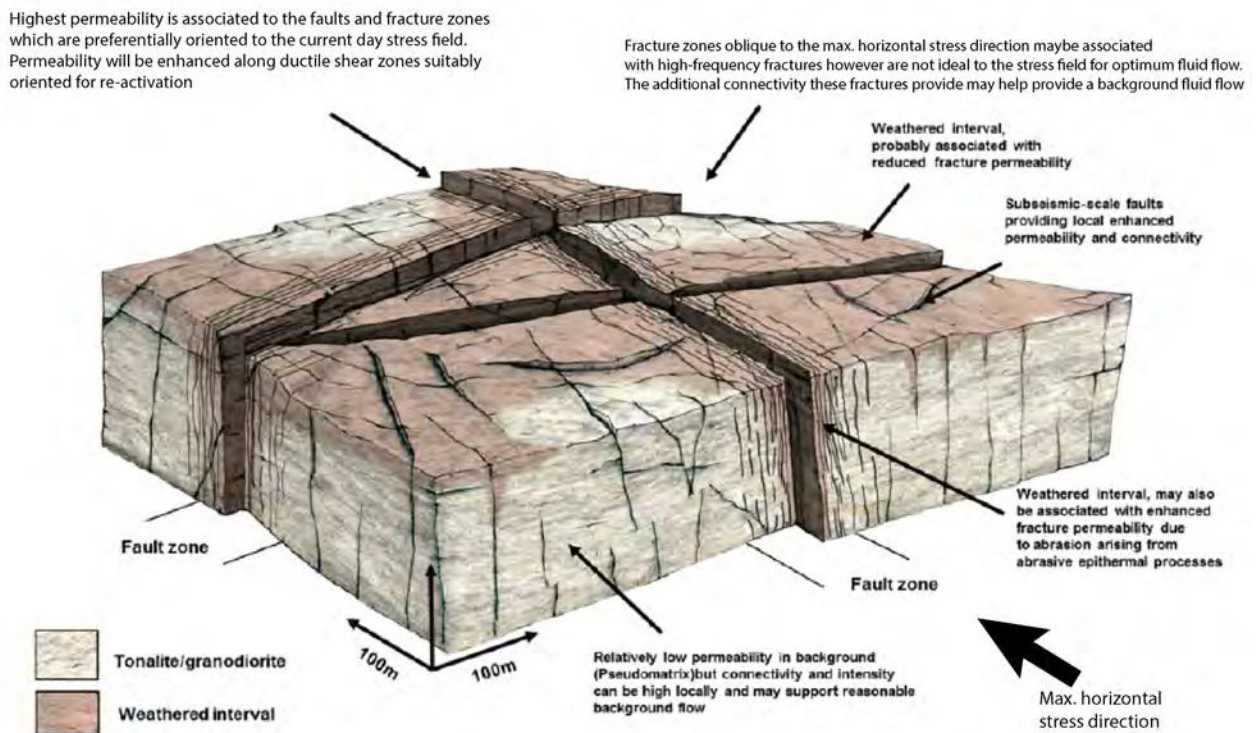


Figure 1.2: Modèle conceptuel de réservoir de socle. Les annotations indiquent le rôle de la fracturation et de l'altération sur les circulations potentielles dans ce type de réservoir (modifiée d'après Trice, 2014).

Les réservoirs de socle correspondent donc généralement à des systèmes très complexes, avec des lithologies pouvant être variables, et dont le développement des propriétés de transfert et de stockage résultent de l'action de plusieurs processus développés au cours d'une histoire géologique polyphasée, à l'origine de zones fortement fracturées et altérées (Fig. 1.2) (Trice, 2014). Koning (2003) suggère que ces réservoirs représentent un ensemble complexe de fractures formées lors de plusieurs phases de déformation du socle et dans lesquelles de nombreux contacts eau-huile et eau-gaz sont présents.

Enfin, la majorité des réservoirs de socle à hydrocarbures d'ordre économique reconnus aujourd'hui sont constitués d'hydrocarbures d'origine organique (*Petford and McCaffrey, 2003*). Néanmoins, il apparaît également que certains processus liés à la mise en place de roches ignées puissent être à l'origine d'hydrocarbures inorganiques, principalement développés dans les formations cristallines sous forme de gaz, comme en attestent plusieurs exemples en Russie ou au Groenland (*Potter and Konnerup-Madsen, 2003*).

2.2 Architectures des systèmes pétroliers à réservoir de socle et migrations

Les caractéristiques des éléments qui constituent un système pétrolier avec un réservoir de socle sont peu différentes de celles d'un système conventionnel avec un réservoir de nature sédimentaire (*Landes et al., 1960; North, 1985; Magoon and Dow, 1994*). Parmi les similarités qui peuvent être relevées, une formation sédimentaire de couverture est nécessaire pour ce type de réservoirs. De plus, les pièges de ces réservoirs peuvent être également de nature stratigraphique ou structural, en fonction de la géométrie du réservoir du jeu de failles affectant à la fois le socle et les unités sédimentaires (*Schutter, 2003a*). Cependant, comme sa définition l'indique, un système pétrolier avec un réservoir de socle a pour particularité de présenter systématiquement une discordance majeure entre les formations de socle et les autres unités sédimentaires qui composent le système.

Les nombreux exemples de réservoirs de socles reconnus aujourd'hui en contexte extensif permettent de distinguer deux types d'architectures, dont le développement est soit d'origine tectonique ou d'origine magmatique.

Le premier type d'architecture correspond à la majorité des réservoirs de socle reconnus aujourd'hui (*Sircar, 2004; Cuong and Warren, 2009; Gutmanis, 2009; Trice, 2014*). Cette architecture décrit dans un bassin sédimentaire un bloc de socle

localement surélevé par rapport à des formations sédimentaires de roches-mères (Fig. 1.3). Le réservoir que constitue ce bloc de socle est flanqué par ces séries sédimentaires qui sont donc situées « topographiquement en-dessous » du socle. La mise en place de ces « hauts topographiques de socle » est principalement contrôlée par les mouvements tectoniques extensifs du bassin. Les réservoirs de socle peuvent correspondre à d'anciens reliefs isolés (ex : inselberg, anticlinal) enfouit par subsidence du bassin (« buried palaeo-hills ») ou à des blocs structuraux contrôlés par le jeu de failles tectoniques majeures. Dans le cas de blocs structuraux de socle dont la surrection dans le bassin est contrôlée par l'activité de failles, ces structures peuvent contribuer au piégeage des hydrocarbures. Cette architecture dite de « hauts topographiques de socle » étant décrite pour la plupart des réservoirs de socle exploités aujourd'hui, cette étude sera donc par la suite focalisée sur ce type de système.

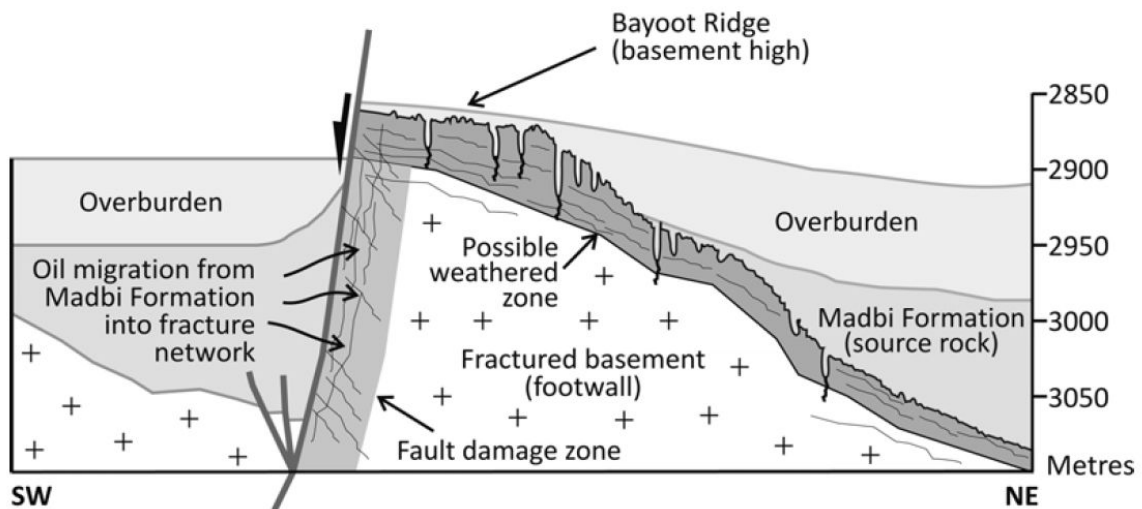


Figure 1.3 : Coupe schématique de la « Bayoot Ridge » (Yémen) représentant un exemple de « haut topographique de socle ». Cette structure est développée par le jeu de failles tectoniques qui permettent de juxtaposer une roche-mère aux formations de socle fracturé, dans lesquelles une migration d'hydrocarbures se produit (d'après Murray and Montgomery, 2014).

Le second type d'architecture de réservoirs de socle correspond aux formations ignées et volcaniques intrusives dans des séries sédimentaires, développées sous forme de plutons, laccolithes, sills, dykes, etc. (Parnell, 1988; Schutter, 2003a). Dans ce type de systèmes, l'intrusion magmatique associée à d'importantes circulations de fluides hydrothermaux peut contribuer à (ré)activer la maturation thermique des unités

sédimentaires antérieures déposées dans le bassin et à générer des hydrocarbures. La porosité secondaire de ces réservoirs de socle est formée principalement par fracturation primaire du matériau intrusif lors de son refroidissement et par altération de la matrice cristallisée par les fluides hydrothermaux associées à ces systèmes magmatiques. Ce type de réservoir de socle semble cependant être plus rare par rapport à l'architecture dite de « haut topographique de socle » présentée ci-dessus. Par ailleurs, ces types de réservoirs sont incompatibles avec la définition généralement admise de réservoir de socle proposée par Landes et al. (1960).

Selon les architectures de réservoirs de socle décrites ci-dessus et selon leur position par rapport aux roches-mères, différents chemins de migrations permettent aux hydrocarbures de s'accumuler dans les réservoirs de socle. Deux types de migrations verticales et latérales sont classiquement décrits pour ces systèmes de réservoirs de socle (e.g. Landes et al., 1960; Sircar, 2004). Ces chemins de migration, ainsi que les processus à l'origine de la migration des hydrocarbures (ex: compaction et diagenèse des sédiments, gradients de pression produits par le jeu de failles) sont similaires à ceux décrits dans les systèmes pétroliers conventionnels (Schowalter, 1979; Magoon and Dow, 1994).

- Dans le cas d'une roche-mère située au dessus du socle, une migration peut se produire vers le bas (« per descendum ») jusque dans le réservoir de socle.
- Dans le cas d'une roche-mère située sur les flancs d'un réservoir de socle (cf. architecture de « haut topographique de socle »), une migration latérale jusque dans le réservoir peut se produire.

Les failles qui affectent les différentes formations sédimentaires et de socle du bassin peuvent notamment contribuer aux migrations verticales en jouant un rôle de zones de drainage pour les hydrocarbures. De plus, si certaines formations sédimentaires avec des caractéristiques pétrophysiques de réservoir sont déposées sur le socle ou adjacentes à ces formations grâce au jeu de failles, celles-ci peuvent

également être saturée par les hydrocarbures et contribuent à développer un réservoir composite (Parnell, 1988; Schutter, 2003a).

2.3 Quelques exemples de réservoirs de socle à hydrocarbures

Le potentiel des réservoirs de socle à hydrocarbures a été décrit très tôt dans la littérature, notamment grâce aux études menées dans l'ouest américain (Eggleston, 1947). Plus récemment, plusieurs compilations non-exhaustives trouvées dans la littérature scientifique (Schutter, 2003b; Cuong and Warren, 2009) ou du domaine public recensent à travers le monde un grand nombre de gisements d'hydrocarbures situés dans des réservoirs de socle, dont certains sont exploités depuis plusieurs décennies (Chang, 2009; Gutmanis et al., 2015) (Fig. 1.1).

Ces compilations mettent en évidence le fort potentiel de ressources de ces réservoirs, dont certains représentent des volumes de plusieurs centaines de millions de barils. Un exemple fréquemment cité est le cas du bassin du Cuu Long (Vietnam) situé en mer de Chine (Areshev et al., 1992; Cuong and Warren, 2009; Gutmanis et al., 2015). Ce bassin abrite ~95% de la production pétrolière du Vietnam, dont 85% des hydrocarbures sont localisés dans plusieurs blocs fracturés et altérés de granites cénozoïques, recouverts de séries sédimentaires oligocènes comprenant une roche-mère. La production du principal réservoir appelé « Bach Ho » ou « White Tiger » de ce bassin est largement supérieure à plusieurs dizaines de milliers de barils par jour (« bbd/d ») (140000 bbd/d en 2009 et 25000 bbd/d en 2007) et le volume en place total de ce réservoir est estimé à 1,59 milliards de barils de pétrole dont 95% est localisé dans le socle fracturé.

D'autres travaux permettent de montrer également l'existence de ressources pétrolières très importantes au sein des formations de socle précambrien, notamment avec les exemples du Yémen (e.g. Murray and Montgomery, 2014), du Golfe de Suez (Egypte) (Salah and Alsharhan, 1998; Younes et al., 1998) ou des séries métamorphique de haut-degrés au sud de la Norvège (Munz et al., 2002). D'autres

exemples similaires de réservoirs développés dans des formations de nature volcanique ont également été mis en évidence (Schutter, 2003a; Jinghong et al., 2011).

Deux exemples de réservoirs de socle à hydrocarbures d'ordre économique développés selon une architecture de « haut topographique de socle » sont présentés ci-dessous en détail. Le premier a permis une production dans les années 1960, tandis que le second est actuellement en phase de prospection. Ces deux exemples sont particulièrement représentatifs de ce type de systèmes pétroliers et permettent de mettre en avant leur fonctionnement.

- Le champ pétrolier d'Augila (Libye)

Ce premier exemple est présenté par P'an (1982) et correspond au champ pétrolier d'Augila, situé à l'est de la Libye (Fig. 1.4). Cet auteur précise que les concessions de champ ont été revendues plusieurs fois en l'absence de résultats, avant qu'une compagnie ne réalise des forages jusqu'au socle permettant une production de ce réservoir dans les années 1960.

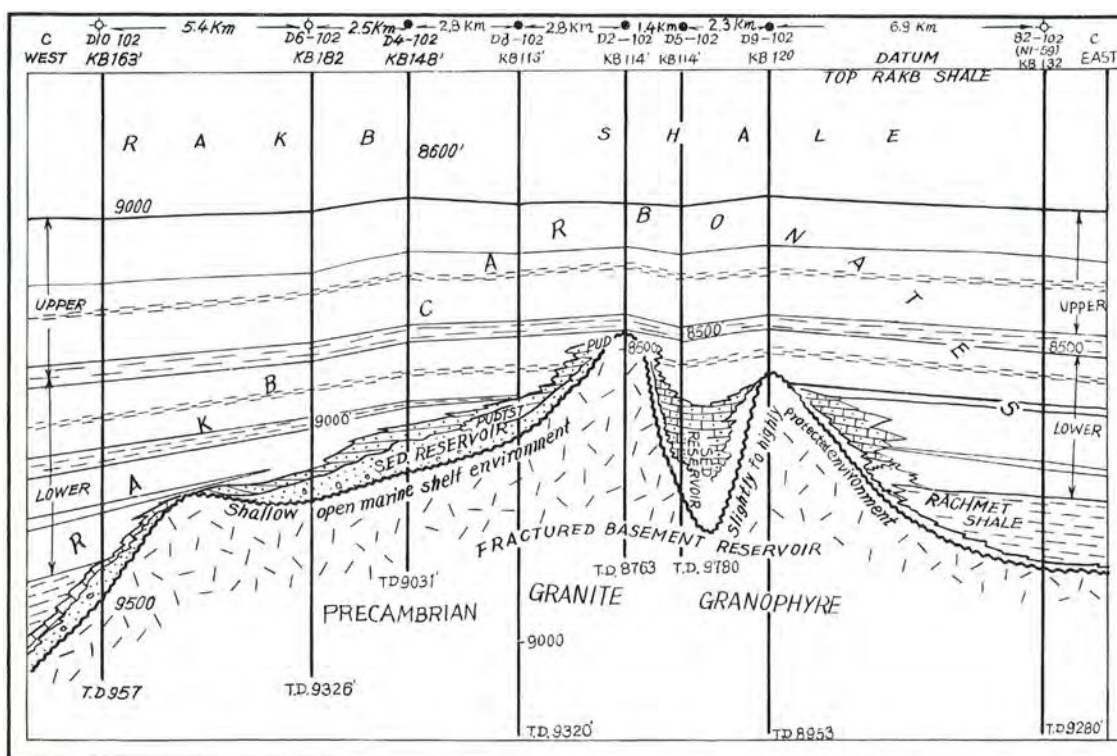


Figure 1.4 : Coupe stratigraphique du champ pétrolier d'Augila (Libye) représentant les différentes formations qui constituent ce système de réservoir de socle à hydrocarbures (d'après P'an, 1982).

Cet exemple correspond à un réservoir composite, dont les formations réservoirs correspondent à la fois au socle et à des séries clastiques. Durant le Crétacé supérieur se développe dans cette région un haut topographique de socle précambrien fortement fracturé appelé « Rakb high » (Fig. 1.4). Cette structure précambrienne est composée de granites et de rhyolites, ayant été fortement affectés par une altération météorique durant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Cette structure forme alors au Crétacé supérieur une barrière entre un environnement protégé à l'est et un environnement marin ouvert à l'ouest. Le réservoir de ce système pétrolier est constitué de séries clastiques du Crétacé supérieur directement dérivées du socle précambrien altéré qu'elles recouvrent en discordance. La roche-mère de ce système est également datée du Crétacé supérieur et correspond à une formation riche en argiles ("Rachment shale") présentes sur les deux flancs du "Rakb high" et jouant elle-même un rôle de roche de couverture (Fig. 1.4). Ce système a par la suite été recouvert d'unités carbonatées ("Rakb carbonates"). Après compaction et diagenèse de la roche-mère, les hydrocarbures migrent latéralement vers les unités réservoirs des dépôts clastiques du Crétacé supérieur et le socle altéré sous-jacent. Ce réservoir a permis alors des productions intéressantes grâce à différents puits à travers le « Rakb high », tels que le puits D2 foré au « sommet » de ce haut topographique de socle, avec un débit stabilisé à 7627 bbl/d dans ces formations de rhyolites et granites fracturés et altérés (Fig. 1.4).

- Le champ pétrolier de Lancaster (mer du Nord, UK)

Les premières découvertes d'hydrocarbures dans le socle du plateau continental du Royaume-Uni (« UK continental shelf (UKCS) ») correspondent à la découverte par la compagnie « Hurricane Exploration » du champ pétrolier de Lancaster. Cette découverte a été réalisée en 2009 à l'ouest des îles Shetland grâce à plusieurs forages « offshore » et contribuent à relancer l'intérêt pour les réservoirs de socle à hydrocarbures en Europe (Austin et al., 2014; Slightam, 2014; Trice, 2014).

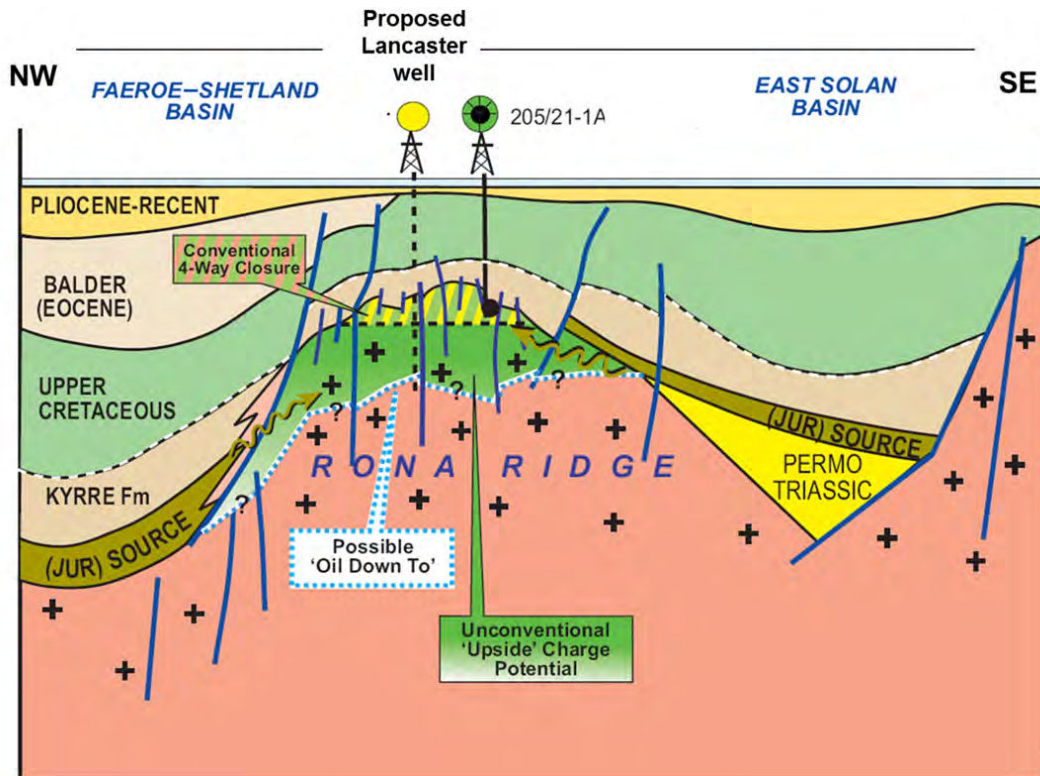


Figure 1.5 : Coupe schématique du champ pétrolier potentiel de Lancaster en mer du Nord représentant les différentes formations qui constituent ce système de réservoir de socle à hydrocarbures (d'après Trice, 2014).

Le champ pétrolier de Lancaster se situe au niveau d'une crête d'orientation NE-SW de socle précambrien appelée « Rona Ridge », qui sépare le bassin des Féroés-Shetland (« Faeroe-Shetland basin ») des bassins du Shetland Ouest (« West Shetland basin ») et du Solan Est (« East Solan basin ») (Fig. 1.5). La mise en place de ces bassins et de ce réservoir de socle précambrien, constitué de lithologies variables (gneiss, granite, granodiorite, diorite et dolérite intrusives), est liée à l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique Nord et à des phases compressives cénozoïques. Ce socle est caractérisé par une importante déformation fragile et une importante altération. Ce système pétrolier correspond donc à un bloc de socle de type « buried-hill », encadrée de failles résultant de phases successives de rifting et « d'uplift ». Ce bloc de socle est recouvert de séquences de « mudstones » déposées depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Paléocène et qui jouent un rôle de roches de couverture pour le réservoir de socle. Les hydrocarbures de ce système proviennent du bassin des Féroés-Shetland, situé directement au NW de la « Rona Ridge », développés à partir de la roche-mère

appelée « Kimmeridge clay formation ». Dans ce système, la subsidence de la roche-mère qui a permis le démarrage de la phase de génération des hydrocarbures est décrite comme contemporaine de « l'uplift » de la « Rona Ridge » au Crétacé supérieur. Ces mouvements verticaux ont ainsi permis de juxtaposer les formations de roche-mère à la « Rona Ridge » et de permettre une migration jusque dans le réservoir de socle (Fig. 1.5). L'évaluation du potentiel du champ pétrolier de Lancaster a été réalisée grâce à deux forages présentant des débits supérieurs à 8000 bbl/d pour une estimation en place de 207 millions de barils de pétrole. De plus, une autre découverte aux propriétés similaires, appelée champ pétrolier de Whirlwind, a été confirmée 12km au nord de celle de Lancaster.

3. Les éléments constitutifs d'un réservoir de socle

Cette partie vise à introduire les processus de fracturation et d'altération supergène, classiquement décrites pour être à l'origine de la porosité secondaire des réservoirs de socle (e.g. *Areshev et al., 1992; Koning, 2013; Trice, 2014*). Les éléments constitutifs du réservoir formé par ces deux processus, ainsi que leurs caractéristiques hydrogéologiques respectives sont présentés ci-dessous.

3.1 La fracturation

3.1.1 Définition

Une fracture correspond à l'expression de surface d'une discontinuité structurale irréversible qui affecte un volume rocheux (*Price and Cosgrove, 1990; Peacock and Mann, 2005*). Ce terme général est utilisé pour qualifier les différents types de discontinuités structurales développées dans le domaine fragile, avec ou sans mouvement relatif le long des plans de fractures et identifiables à toutes les échelles d'observations (i.e. joints, veines, failles).

Le développement d'une fracture résulte de la propagation et de la coalescence de micro-fractures, également appelées « cracks ou micro-cracks » (e.g. *Crider, 2015*). Trois types de fractures peuvent être distinguées en fonction du mouvement relatif du matériau de part et d'autre du plan de discontinuité lors du développement de la fracture (Fig. 1.6) (*Twiss and Moores, 2007*) :

- Fractures de mode I (fractures en tension, joints) : le mouvement relatif est perpendiculaire au plan de fracture et aucun mouvement cisailant (i.e. parallèle au plan de fracture) n'est produit.
- Fractures de mode II : le mouvement relatif correspond à un mouvement cisailant parallèle à la direction de propagation de la fracture.
- Fractures de mode III : le mouvement relatif correspond à un mouvement cisailant perpendiculaire à la direction de propagation de la fracture.

Une faille, caractérisée par un mouvement cisailant, correspond donc uniquement aux discontinuités structurales de mode II et III.

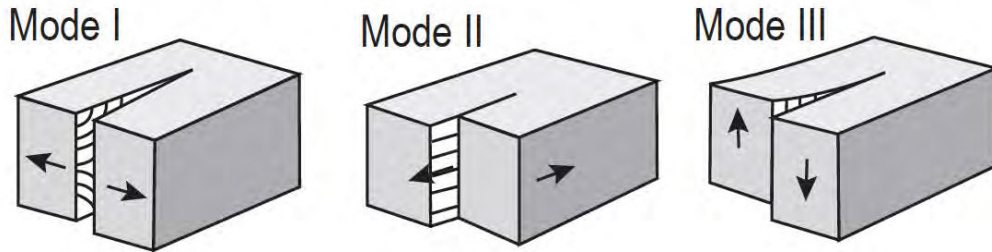


Figure 1.6 : Mouvements relatifs d'un matériau d'une discontinuité structurale, illustrant les trois modes de fracturation d'après Crider et al., 2015).

Selon Peacock and Mann (2005), l'origine ainsi que la distribution et les propriétés géométriques des fractures sont contrôlées par de nombreux facteurs : la nature pétrographique et les propriétés mécaniques de la roche fracturée, le contexte géologique et le champ de contraintes associé, les conditions de pression, de température, de pression-fluide de la roche, etc. L'ensemble de ces paramètres permet ainsi de distinguer les fractures d'origine tectonique des autres fractures produites par des variations de contraintes liées à des processus thermiques, chimiques, mécanique, etc.

La fracturation d'une roche est généralement organisée sous forme d'un réseau de fractures, pouvant résulter de plusieurs phases de formations (Nelson, 2001). Plusieurs familles de fractures peuvent alors être distinguées au sein de ces réseaux, basées sur différents critères tels que leur orientation, leurs dimensions ou encore leur chronologie relative. Localement ces fractures peuvent présenter d'importantes densité et peuvent représenter deux principaux types de zones de déformation : (i) un couloir de fracturation constitué par un ensemble de fractures subparallèles ; (ii) une zone de failles plus complexe où le fonctionnement d'une faille conduit au développement de différents types de fractures conjuguées de différentes orientations, dont la présence définit la zone endommagée d'une zone de failles (Chester et al., 1993; Caine et al., 1996). Dans les deux cas, ces zones fortement fracturées sont reconnues pour représenter un important volume poreux secondaire et

des zones de drainage pour le stockage et les transferts de fluides à l'échelle d'un réservoir fracturé (Nelson, 2001; Faulkner et al., 2010).

3.1.2 Modèle structural et propriétés hydrauliques d'une zone de failles

Les zones de failles correspondent aux principaux vecteurs de transfert de fluides dans la croûte continentale supérieure, en particulier dans les roches à porosité de matrice extrêmement faible (Stober and Bucher, 2015). De nombreuses études ont permis de décrire leur architecture structurale, ainsi que leurs propriétés hydrauliques (e.g. Chester and Logan, 1987; Caine et al., 1996; Evans et al., 1997; Sibson, 2000; Géraud et al., 2006; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013; Seebeck et al., 2014; Choi et al., 2016).

Une zone de failles peut être définie comme à un système coalescent de failles et fractures génétiquement et mécaniquement liées, situées au sein d'un volume rocheux et organisé sous forme d'une bande de déformation plus ou moins large dans laquelle se localise la déformation (Peacock et al., 2000; Faulkner et al., 2010).

Une zone de failles est généralement caractérisée par une hétérogénéité de la distribution de la déformation (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Choi et al., 2016). Celle-ci est constituée de deux types de compartiments : le cœur de faille encadré de part et d'autre par deux compartiments de zone endommagée. La roche non-déformée adjacente à ces compartiments de zones de failles est appelée classiquement protolithe ou roche encaissante. Le cœur de faille concentre le plus fort taux de déformation et correspond à une bande composée de cataclasite, de mylonite et/ou de gouge. Les compartiments de zone endommagée sont constitués de réseaux complexes fortement fracturés. L'épaisseur et l'intensité de fracturation de ces zones endommagées dépend de la lithologie fracturée, de la distance au cœur de faille, du type et du taux de déplacement global de la zone de faille ou encore de la profondeur (Nelson, 2001). Enfin, le contact entre deux compartiments de zone endommagée et de cœur de faille est généralement très net, tandis que celui entre une zone

endommagée et le protolithe est plutôt graduel et diffus (Caine et al., 1996). Deux schémas d'architecture interne d'une zone de failles sont généralement considérés dans la littérature, composés d'un seul ou de plusieurs compartiments de cœur de faille plus ou moins anastomosés (Fig. 1.7) (Seebeck et al., 2014). Il est important de noter que l'identification de l'un de ces deux schémas pour un cas d'étude donné est fortement dépendante de l'échelle d'observation.

Les propriétés hydrauliques de ces différents compartiments sont fortement liées à leurs caractéristiques structurales, induites par la déformation de la zone de failles (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013; Seebeck et al., 2014). Des exemples de profils transverses représentant l'évolution des propriétés hydrauliques de zones de failles sont synthétisés sur la figure 1.7.

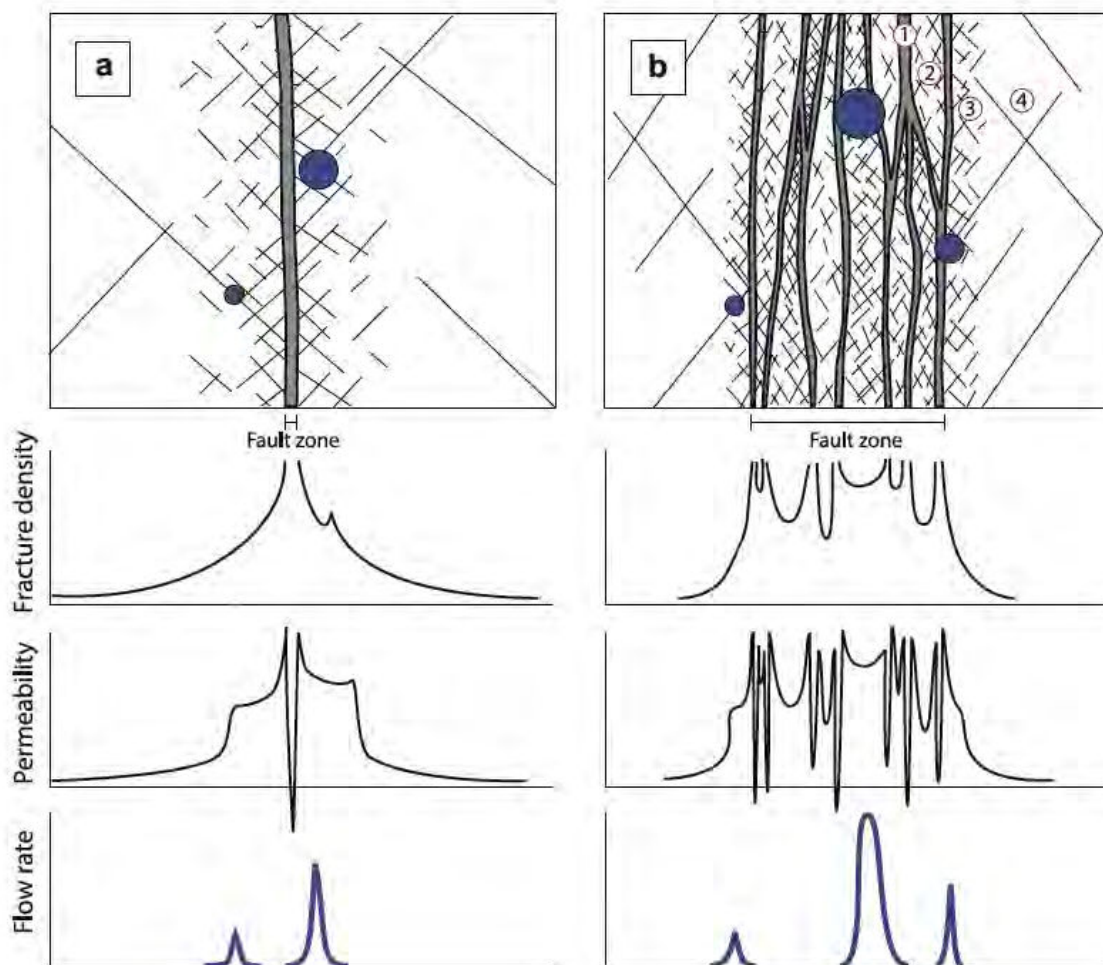


Figure 1.7 : Représentation schématique des propriétés hydrogéologiques de deux types d'architecture de zone de failles. a) Modèle simple d'un unique cœur de faille encadré par une zone endommagée. b) Modèle complexe anastomosé de compartiments de cœur de failles et de zone endommagée délimitant des lentilles de protolithe. Les cercles bleus représentent la position des zones d'écoulements (d'après Seebeck et al., 2014).

Dans le cas de roche à très faible porosité, les fortes densités et connectivités de fractures d'une zone endommagée permettent de développer localement des perméabilités de plusieurs ordres de grandeur supérieures à celles du protolithe (Fig. 1.8). Ces compartiments représentent alors des zones favorables de drainage (e.g. Evans et al., 1997; Sibson, 2000; Bense et al., 2013). A l'inverse, les compartiments de cœur de faille sont généralement décrits comme des zones de barrières pour les transferts de fluides, avec des perméabilités similaires à celles observées dans le protolithe, voire inférieure lorsqu'ils correspondent à des gouges fortement argilisées (Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013).

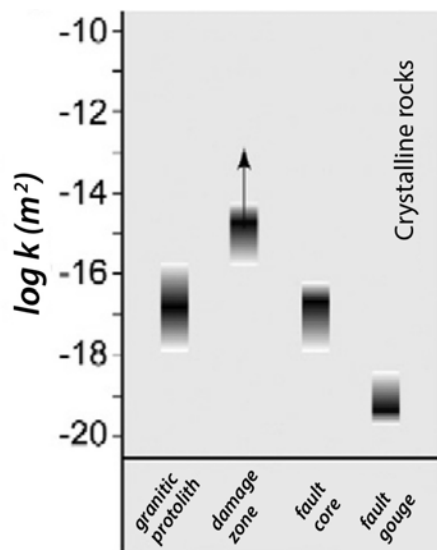


Figure 1.8 : Exemples de valeurs de perméabilité généralement décrites dans les différents compartiments de zone de failles de roches cristallines. La bande noire de chaque ensemble de valeurs représente la valeur médiane et les bandes grises diffuses représentent la variabilité des valeurs. La flèche noire orientée vers des valeurs de forte perméabilité représente la possibilité d'avoir des valeurs localement encore plus élevées dans les zones endommagées grâce à la présence de fractures ouvertes (modifiée d'après Bense et al., 2013).

Finalement, les propriétés hydrogéologiques de ces compartiments de zones de failles permettent de contrôler fortement les circulations de fluides, en produisant notamment de fortes anisotropies sur les directions d'écoulements et en permettant un phénomène de « compartimentalisation » des réservoirs (e.g. Moretti et al., 2000).

3.1.3 Le rôle particulier des intersections de failles

A l'échelle régionale, les zones de failles peuvent permettre les circulations de volumes d'ordre économique de fluides hydrothermaux ou hydrocarbonés (e.g. Bense

et al., 2013). Néanmoins, différentes études décrites ci-dessous permettent de montrer que de telles circulations ne se produisent pas de manière homogène le long d'une zone de failles et qu'elles sont fortement dépendantes de l'organisation et de l'architecture du système de failles.

Plusieurs études appliquées à la géothermie ont été menées afin de déterminer les types de failles et les géométries les plus favorables au développement de fortes perméabilités au sein de zones de failles. Dans la région du Grand Bassin, à l'ouest des Etats-Unis, plus de 400 sites géothermiques actifs ont été recensés, majoritairement liés à la présence de failles. Plus de 75% de ces sites sont situés au niveau de positions structurales particulières : (i) dans des zones d'accommodation et de relais entre deux segments de failles (ex : pull-apart) (Fig. 1.9a) ; (ii) en terminaison de failles, pouvant être organisée en « queue-de-cheval » avec le développement de nombreuses failles conjuguées secondaires (i.e. splays) (Fig. 1.9b) ; (iii) au niveau de zones d'intersection de failles (Fig. 1.9c) (e.g. *Faulds et al., 2011; Faulds and Hinz, 2015; Hinz et al., 2015; Siler et al., 2016*). A l'inverse, rares sont les sites géothermiques localisés le long de plans de failles majeures, au niveau de zones de déplacement maximal. Ces observations sont en accord avec celles d'une étude plus globale, menée sur 25 sites de contextes géologiques différents (e.g. Island, Kenya, Nouvelle-Zélande) où les manifestations hydrothermales étudiées sont essentiellement situées au niveau d'intersections ou de terminaisons de failles et dans des zones d'interaction et d'accommodation de segments de failles (*Curewitz and Karson, 1997*). La localisation des écoulements au niveau de zones d'interaction de plusieurs segments de failles est également mise en évidence sur le champ géothermique actif de Taupo (Nouvelle-Zélande) (*Rowland and Sibson, 2004*) et par des minéralisations d'or, marqueurs de paléo-circulations, en Australie de l'ouest (*Micklethwaite and Cox, 2004*).

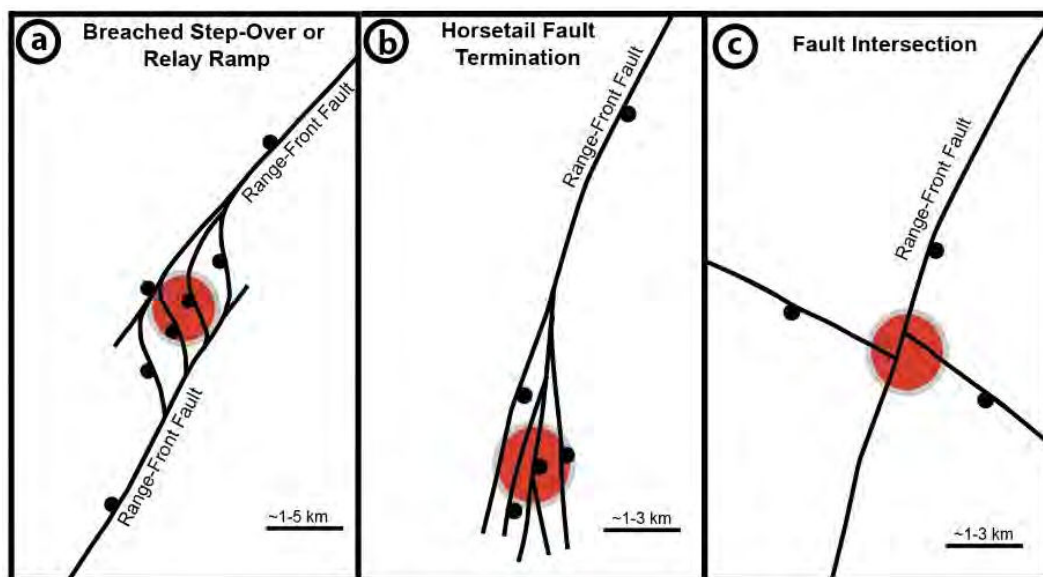


Figure 1.9 : Représentation structurale schématique des trois configurations de zones de failles les plus favorables au développement de sites géothermiques dans la région du Grand Bassin (USA) (modifiée d'après Faulds et Hinz, 2015).

Parmi ces différents types de géométries et de positions structurales favorables aux circulations de fluides, les intersections de failles occupent une place majeure. Dans le bassin bavarois molassique (Allemagne), Moeck et al. (2015) mettent en évidence par imagerie sismique dans l'unité considérée comme cible géothermique la présence d'un unique réseau majeur de failles normales d'orientation ENE-WSW. Malgré un gradient géothermique favorable, ces auteurs expliquent le faible débit de circulations mesuré par forage par l'absence d'un second réseau de failles permettant le développement d'intersections verticales de failles et par la faible connectivité des structures présentes dans le bassin. Le rôle de ces intersections de failles sur les transferts de fluides a pu également être documenté en contexte compressif, grâce aux minéralisations d'or développées à l'intersection entre une faille décrochante majeure traversant la Nouvelle-Zélande et plusieurs structures secondaires obliques (Craw, 2000). Dans le cadre de systèmes pétroliers, de telles structures canalisant des hydrocarbures ont également été décrites puisqu'elles peuvent représenter un risque pour l'intégrité d'un réservoir mais peuvent également permettre une migration et une accumulation à travers différentes unités, notamment dans des roches de socle (e.g. Gartrell et al., 2004; Carvalho et al., 2013).

3.2 L'altération supergène

Le phénomène d'altération supergène (« weathering ») correspond à un ensemble de processus physico-chimiques qui permettent de réduire le déséquilibre chimique et thermodynamique existant pour une roche formée en profondeur et exposée aux conditions de surface et aux fluides météoriques (Tardy, 1993; Delvigne, 1998; Meunier et al., 2007). Afin de rendre une roche plus stable par rapport aux conditions de surface, ces différents processus tendent à homogénéiser la composition chimique du matériau. Cette homogénéisation chimique et minéralogique est obtenue par : (i) réduction de granulométrie par fragmentation des minéraux primaires et formation de phases secondaires de faibles dimensions (i.e. argiles, hydroxydes, oxydes) ; (ii) réduction du nombre de phases minérales par altération des minéraux primaires et lessivage des éléments les moins stables. Ces transformations permettent une évolution progressive du degré d'altération de la roche, dont le produit final correspond à un milieu de composition stable « mono-minérale » à grains très fins (Meunier, 2006; Meunier et al., 2007).

Les processus d'altération chimique consistent principalement en un lessivage de différents éléments chimiques du substratum par réactions d'hydrolyse avec les solvants que sont les eaux météoriques (Tardy, 1993; Wilson, 2004; Meunier et al., 2007). Le lessivage des différents éléments est organisé en plusieurs séquences graduelles d'altération. Ces séquences traduisent la mise en solution préférentielle de certains éléments (ex : K, Na, Mg, Ca) par rapport à d'autres éléments plus stables (ex : Al, Fe, Si), permettant leur concentration avec le degré croissant d'altération du matériau. La mobilisation de ces différents éléments entraînent donc le démantèlement des phases minérales primaires, associé à la formation de phases secondaires authigènes par précipitation des éléments « in-situ » non-lessivés ou par précipitation allogène après un transport en solution.

Les processus physiques d'altération supergène consistent en une fragmentation et une fracturation de la roche par différents phénomènes. Cette

altération physique permet notamment d'augmenter le taux d'infiltration d'eaux météoriques dans ces roches. Ces processus peuvent avoir pour origine la relaxation des contraintes verticales ou horizontales à proximité de la surface (*Wang and Simmons, 1978; Kowallis and Wang, 1983; Vollbrecht et al., 1991; Bahat et al., 1999; Waltham, 2002*), les variations de température (*Wang et al., 1989; Vollbrecht et al., 1991; Géraud, 1994*), ou encore les contraintes liées aux augmentations de volume induites par certaines transformations minéralogiques (ex : altération de la biotite en illite et kaolinite) (*Ferry, 1979; Bisdom et al., 1982; Kamineni et al., 1993; Lachassagne et al., 2011*).

L'ensemble des processus physico-chimiques et les différents taux d'altération supergène associés sont contrôlés par (i) la nature pétrographique de la roche ; (ii) la fracturation et le champ régional de contraintes ; (iii) le climat (température, pluviométrie, végétation en surface) ; (iv) la géomorphologie (évolution du relief local, du relief régional) ; (v) le temps d'exposition des niveaux altérés aux conditions de surface (e.g. *Tardy, 1993; Riebe et al., 2001; Oliva et al., 2003; Owen et al., 2007*). Ce dernier facteur paraît être un élément primordial. La formation d'une altération supergène puissante, même sous conditions climatiques et géomorphologiques optimales, nécessite une période d'exposition de l'ordre du million d'années (*Thiry, 2000*).

Le produit du processus d'altération supergène, appelé altérite, correspond à un matériau transformé chimiquement et minéralogiquement "in-situ", sans modification significative du volume de la roche initiale et avec une préservation partielle de la structuration initiale de la roche (*Tardy, 1993; Delvigne, 1998*). L'altérite est généralement composée de différents horizons qui marquent les étapes de transformation progressive de substratum sous l'effet de l'altération supergène. La transformation de la roche saine en altérite s'accompagne de modifications pétrophysiques significatives par rapport aux propriétés du matériau initial. Cette transformation peut avoir d'importantes implications : une forte augmentation de

porosité et de conductivité hydraulique permet aux horizons altérés de représenter des unités de réservoir, en particulier pour les aquifères peu profonds ; des problèmes pour le génie civil de stabilité des constructions dont le substrat est affecté par ce type d'altération ; un intérêt pour les ressources minérales grâce aux enrichissements de phases argileuse (e.g. kaolin) ou en Fe et Al pour les horizons les plus altérés (e.g. bauxite). Afin de mieux gérer ces implications, de nombreuses études ont été réalisées pour comprendre ces différentes variations minéralogiques et pétrophysiques produites par l'altération supergène sur les roches de socle de type granitoïdes (McFarlane, M. J., 1991; Wright, 1992; Gupta and Seshagiri Rao, 2000; Ehlen, 2002; Sequeira Braga et al., 2002; Lan et al., 2003; Deyassa et al., 2014) ou d'autres types de formation de socle (Jayawardena and Izawa, 1994; Gardner and Walsh, 1996; Fischer et al., 2009; Marques et al., 2010; Jamtveit et al., 2011).

Le phénomène d'altération supergène permet de développer un profil composite, dont l'évolution verticale traduit l'altération progressive de la roche. Ce profil est composé de différents horizons généralement subhorizontaux, se différenciant notamment par la composition et les teneurs minéralogiques des phases primaires et secondaires produites par l'altération, ou par le degré de préservation de la structuration initiale du substratum (Delvigne, 1998). A partir des caractéristiques de ces différents horizons, un profil type est généralement décrit dans la littérature. Néanmoins, plusieurs variantes de ce profil type existent, se distinguant notamment par l'importance accordée aux horizons les plus superficiels. En effet, l'étude des gîtes miniers que représentent les horizons supérieurs de profils latéritiques (ex : carapace et cuirasse ferrugineuses) propose généralement une description détaillée de ces unités (Tardy, 1993). Ce profil type se distingue du modèle classique de profil d'altération supergène appliqué à l'hydrogéologie et présenté ci-dessous. Ce modèle, développé dans les années 1980-1990 afin de mieux comprendre le potentiel de ces unités altérées comme aquifères, est encore utilisé aujourd'hui pour les formations de socle cristallin (Chilton and Smith-Carington, 1984; Acworth, 1987; Wright, 1992;

Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2011). Les caractéristiques et les propriétés hydrauliques de ce profil d'altération type sont synthétisées sur la figure 1.10.

L'organisation de ce profil type consiste, de bas en haut, en :

- une unité de socle frais. Ces formations non-altérées sont uniquement perméables pour les circulations de fluides au niveau de zones localisées et fortement fracturées (*voir section 1.3.1.2*).
- un horizon appelé saprock ou horizon fissuré. Cet horizon est caractérisé sur plusieurs dizaines de mètres par une forte fracturation, généralement composée de fractures subhorizontales (i.e. liées à l'altération supergène) et sub-verticales (i.e. antérieures à l'altération supergène et d'origine tectonique ou primaire) (*Wyns et al., 2004*). Cette fracturation permet les infiltrations d'eaux météoriques en profondeur et contribue à fragmenter la roche en lentilles non-jointives de roches sub-préservées de l'altération (Fig. 1.10). Ces fractures présentent généralement d'importants remplissages de phases minérales secondaires produites par l'altération de la roche. La densité de fractures au sein de cet horizon décroît avec la profondeur.
- un horizon de saprolite, pouvant être développé sur plusieurs dizaines de mètres. Dans cette unité, les phases minérales secondaires sont prédominantes et peu de phases primaires et de fragments de roche initiale sont préservés (Fig. 1.10). Deux unités peuvent être généralement distingués dans cet horizon: l'unité basale d'isaltérite où la structuration initiale de la roche est encore préservée (ex : foliation, schistosité, filons, etc.) et l'unité sommitale d'allotérite où cette structuration est effacée. Avec une forte composition argileuse, le saprolite peut présenter d'importantes porosités, fortement dépendantes de la nature pétrographique de la roche initiale et comprises généralement entre 5 et 30% (*Begonha and Sequeira Braga, 2002; Dewandel et al., 2006*).
- différents niveaux superficiels de latérite et de sol, généralement non- considérés dans les modèles hydrauliques.

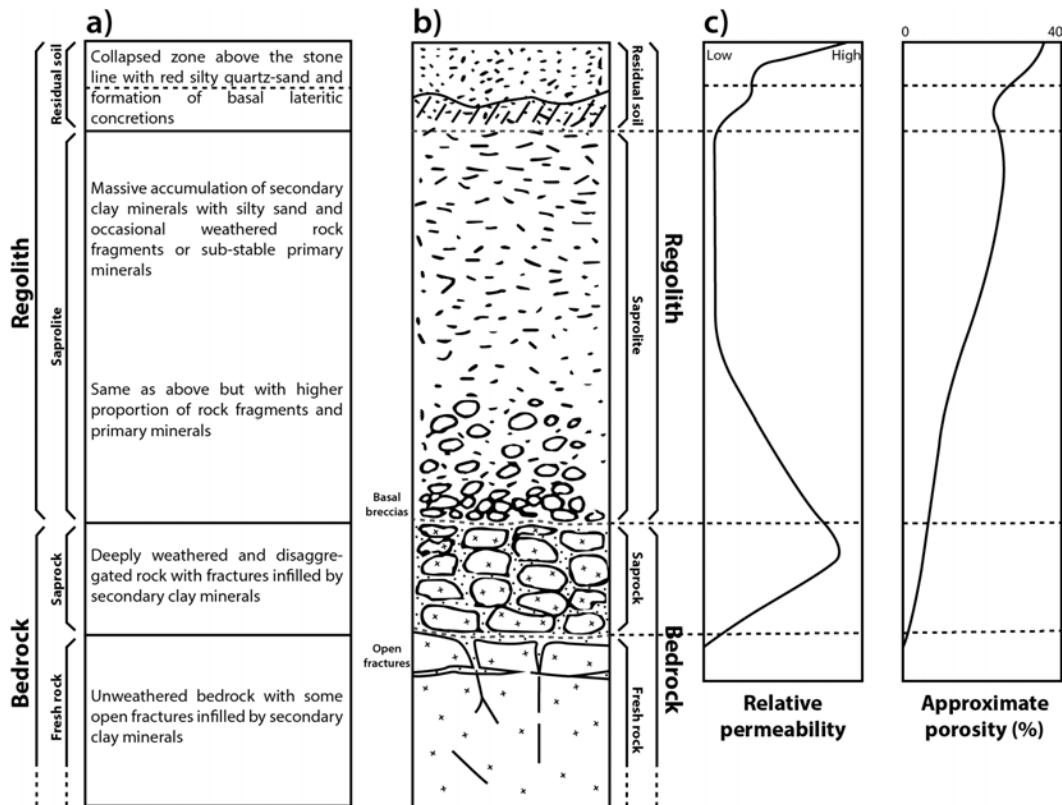


Figure 1.10 : Modèle hydrogéologique d'un profil d'altération supergène de roches cristallines. a-b) Description des horizons du profil (modifiées d'après Chilton et Foster, 1995). c) Evolution verticale des propriétés hydrauliques le long du profil d'altération (modifiées d'après Acworth, 1997).

Plusieurs synthèses de données issues de différentes études mettent en évidence des propriétés de transfert (conductivité hydraulique, perméabilité) généralement plus élevées et des porosités plus faibles dans les horizons de saprock par rapport à ceux de saprolite (Fig. 1.10c) (Acworth, 1987; Wright, 1992; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006). Ainsi, dans les modèles hydrauliques de roches de socle altérées et saturées en eaux, les horizons de saprock et de saprolite représentent respectivement une zone préférentielle de transfert et d'écoulement et une zone de stockage pour les fluides.

L'épaisseur de ce type de réservoir composite est donc directement dépendante de celle du profil d'altération. Le terme de front d'altération ("weathering front") correspond à l'interface entre le socle sain et la roche affectée par l'altération supergène (i.e. la base de l'horizon de saprock) (Tardy, 1993; Ebert, 2009). La profondeur de ce front d'altération définit donc l'épaisseur maximale de réservoir potentiel.

La pré-structuration de la roche possède une forte influence sur la morphologie du front d'altération en profondeur et sur l'épaisseur du profil d'altération. Dans certains cas, la nature lithologique d'objets tels que des dykes ou les cimentations et minéralisations de zones de failles liées à des circulations hydrothermales permettent à ces structures d'être plus résistantes à l'altération que la roche encaissante (e.g. *Deyassa et al., 2014; Soden et al., 2014*). A l'inverse, de nombreuses études montrent que les zones de failles et les couloirs de fracturation représentent des zones préférentielles pour l'infiltration d'eaux météoriques. Ces zones permettent d'augmenter considérablement l'épaisseur verticale du profil d'altération supergène, ainsi que son épaisseur latérale jusqu'à plusieurs centaines de mètres de part et d'autre de la structure (Fig. 1.11) (*Taylor and Howard, 2000; Wyns et al., 2004; Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2011; Roques et al., 2014; Place et al., 2016*). Ce type d'altération supergène, localisée au niveau de ces différentes structures lithologiques ou tectoniques, est appelé dans la littérature « altération en halo ». La morphologie de ces zones altérées est généralement décrite comme symétrique autour de la structure associée et dont l'épaisseur se rétrécit avec la profondeur (*Dewandel et al., 2006, 2011; Chandra et al., 2010*). Ainsi, la présence de telles structures antérieures à l'altération supergène permet d'augmenter significativement les volumes de matériaux altérés et d'augmenter les capacités de ces formations pour le stockage et les transferts de fluides.

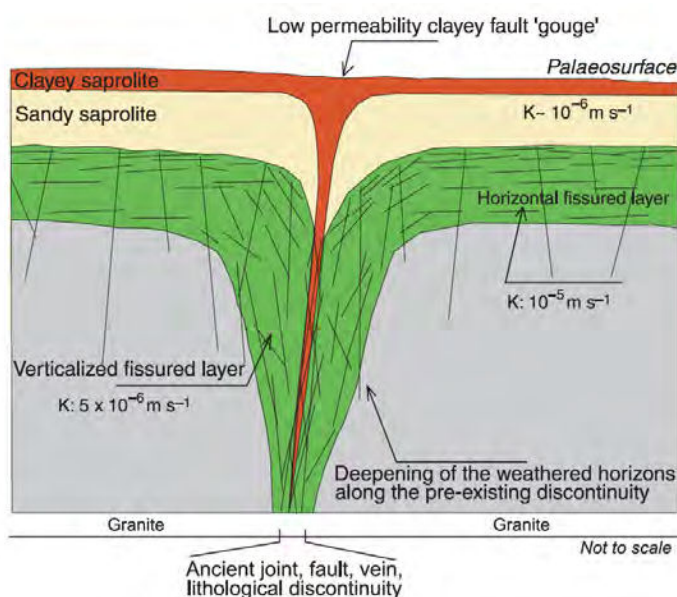


Figure 1.11: Modèle hydrodynamique conceptuel de l'organisation des différents horizons d'un profil d'altération au niveau d'une discontinuité sub-verticale. K représente les valeurs des valeurs caractéristiques de conductivité hydraulique (modifiée d'après *Lachassagne et al., 2011*).

4. Méthodes et techniques d'investigation de l'étude

L'analyse des deux analogues de réservoirs de socle de cette étude est réalisée selon une approche multi-échelles et multi-techniques, nécessaire pour caractériser l'ensemble des propriétés structurales et pétrophysiques qui contrôlent le fonctionnement d'un tel réservoir. Les méthodes et techniques d'investigations utilisées dans cette étude permettent une continuité d'échelle d'analyses depuis l'échelle régionale du bassin extensif jusqu'à l'échelle infra-millimétrique de la microporosité secondaire des zones fracturées et altérées. Les différents types d'outils et de méthodes d'investigations permettant respectivement l'acquisition de données structurales, pétrophysiques, minéralogiques et géochimiques sont présentées ci-dessous.

4.1 L'acquisition des données structurales

La caractérisation structurale multi-échelles des deux zones d'étude est basée sur une approche statistique d'analyse des paramètres géométriques de la fracturation (e.g. Gillespie et al., 1993; Bonnet et al., 2001; McCaffrey et al., 2003). Les paramètres géométriques classiquement utilisés pour caractériser les éléments d'un système fracturé sont l'orientation, la longueur, le déplacement, l'épaisseur, l'espacement ou l'organisation spatiale des structures. Cette approche est utilisée dans de nombreuses études et permet en comparant la distribution de ces propriétés à différentes échelles de mettre en évidence l'existence de relations multi-échelles et de lois de distribution des paramètres géométriques de la fracturation sur plusieurs ordres de grandeur (e.g. Gillespie et al., 2001; Kim and Sanderson, 2005; Childs et al., 2009; Le Garzic et al., 2011; Torabi and Berg, 2011; Kolyukhin and Torabi, 2012; Bertrand et al., 2015).

Les éléments qui constituent la fracturation à l'échelle régionale correspondent à des zones de failles. Une zone de failles peut être définie comme un système coalescent de failles et fractures génétiquement et mécaniquement liées, situées au

sein d'une bande de déformation encadrées de part et d'autre par deux blocs structuraux moins déformés (Peacock et al., 2000; Faulkner et al., 2010).

Dans cette étude, ces zones de failles de grandes dimensions (pluri-décamétriques à pluri-kilométriques) ont été analysées grâce à l'interprétation structurale d'images satellite et aériennes (images GoogleEarth, images RapidEye, relevés magnétiques aéroportés, modèles numériques de terrain, etc.). Cette méthode permet d'analyser sur de larges surfaces ces zones de failles, considérées comme les linéaments structuraux identifiables sur ces images (e.g. Gabrielsen et al., 2002). Clarke et al. (1996) définissent la notion de linéament structural comme une structure linéaire observable sur les imageries satellite, qui correspond à une manifestation en surface de la fracturation en profondeur du socle et dont les propriétés géométriques reflètent celles de la structure en profondeur. Selon cette méthode, une zone de faille est alors considérée comme un linéament structural unique et contrairement aux paramètres de longueur, d'orientation ou d'espacement, la notion d'épaisseur est ambiguë et ne peut être prise en compte.

La continuité d'échelles d'analyses pour les structures non-visibles sur les images satellite est assurée dans cette étude par l'analyse structurale de terrain. Sur les affleurements, l'analyse structurale est réalisée grâce à deux types de relevés :

- un relevé exhaustif de toutes les fractures d'extension centimétrique ou supérieure, permettant une analyse statistique de la fracturation le long de profils 1D appelés « scanlines ».

- un relevé non-exhaustif des structures d'extension pluri-métriques dites « macros », visant à identifier les différentes familles directionnelles de structures présentes sur l'affleurement.

Finalement, bien que les analyses structurales d'images satellite et de terrain de type « scanlines » représentent respectivement des analyses 2D et 1D, ces deux méthodes permettent de comparer avec une continuité d'échelles d'observation certains paramètres tels que l'orientation, la longueur ou l'espacement de la fracturation.

Parmi les différents critères utilisés pour décrire l'organisation de la fracturation d'une zone, Gillespie et al. (2001) proposent un paramètre permettant de décrire la distribution spatiale de l'ensemble des structures mesurées le long d'un profil 1D. Ce paramètre, appelé coefficient de variation C_v , a donc été utilisé à différentes échelles dans le cadre de la zone d'étude marocaine. Ce coefficient de variation est calculé à partir de l'espacement des structures le long d'un profil et correspond au rapport de l'écart-type des espacements sur la valeur d'espacement moyenne. Ce rapport permet alors d'évaluer si la distribution spatiale de la fracturation est aléatoire ($C_v \approx 1$), régulière ($C_v < 1$, « anti-clustered ») ou concentrée autour de plusieurs structures intervalle plus ou moins régulier ($C_v > 1$, « clustered »).

4.2 L'acquisition des données pétrophysiques

La caractérisation pétrophysique des échantillons a été réalisée au laboratoire GeoRessources (UMR 7359 CNRS-Université de Lorraine). Les propriétés mesurées sont la porosité et les paramètres dimensionnels du réseau poreux, la perméabilité, les densités apparente et de phase solide et la vitesse de propagation d'ondes acoustiques. Ces mesures permettent de quantifier directement les propriétés de stockage et de transfert de fluides au sein du réservoir, ou permettent de caractériser des évolutions entre les échantillons, attribuées par la suite à différents processus à l'origine de la porosité secondaire des formations de socle.

L'analyse de la distribution de la porosité connectée des échantillons a été mesurée par la méthode de porosimétrie par injection de mercure avec l'instrument « Micromeritics AutoPore IV 9500 ». Ce dispositif permet de donner des informations sur les pores dont les diamètres sont compris entre 350 μm et 5 nm. Cette méthode de porosimétrie, initialement proposée par Washburn (1921), est basée sur le principe qu'un liquide non-mouillant ne pénètre une porosité que si il est soumis à une pression d'injection. En contrôlant la pression d'injection du mercure, cette méthode permet alors de fournir de nombreuses informations sur le réseau poreux telles que la porosité

totale connectée, la distribution des tailles de pores ou la densité apparente de l'échantillon (Van Brakel, 1975; Vavra et al., 1992). Il est cependant important de préciser que les tailles de pores calculées par cette méthode correspondent en réalité au diamètre du seuil d'accès des pores. Selon le principe énoncé plus haut, le rayon du seuil d'accès de pore saturé peut être calculé par l'équation de Young-Laplace :

$$r = \frac{-2\gamma \cos \theta}{P}$$

où r correspond au rayon du seuil d'accès de pore (μm), γ la tension de surface du mercure ($485 \times 10^{-3} \text{ N/m}$), P la pression d'injection exercée sur le mercure (Pa) et θ l'angle de contact entre la phase solide et le mercure (130°). Ces analyses ont été réalisés sur des échantillons de $2\text{-}3 \text{ cm}^3$ préalablement séché dans une étuve à 60°C pendant 24 heures avant la mesure.

La perméabilité des échantillons a été mesurée en laboratoire avec un perméamètre à azote, basé sur la loi de Darcy et sur les propriétés d'incompressibilité de ce gaz (Darcy, 1856; Scheidegger, 1974; Miguel and Serrenho, 2007). Les échantillons sont taillés sous forme de cylindres de $2,3 \text{ cm}$ de diamètre et $2,2 \text{ cm}$ de longueur et sont confinés dans une chambre. L'azote est injecté à pressions variables dans cette chambre et le débit de sortie du gaz à travers l'échantillon est mesuré, à partir desquels une perméabilité apparente est calculée. Dans le cas des échantillons trop friables pour être taillés, la forme cylindrique a été reproduite à partir d'un fragment grossièrement taillé et moulé dans une résine. L'utilisation d'une résine à forte viscosité et prise rapide permet à celle-ci de ne pas pénétrer dans l'échantillon et les mesures peuvent alors être réalisées dans ce dispositif. Un logiciel de traitement d'image est alors utilisé pour mesurer précisément la surface apparente des faces de l'échantillon analysé. La perméabilité mesurée est ensuite corrigée de l'effet de Klinkenberg suivant l'équation: $K_a = K(1+(b/P))$, où K_a est la perméabilité apparente, K la perméabilité mesurée, P la pression moyenne d'injection et b un facteur dépendant de la géométrie du réseau poreux. Cette équation permet de corriger la perméabilité du phénomène de « glissement du gaz » (« gas slippage ») le long des parois du réseau poreux qui a tendance à faire augmenter le débit de

circulation du gaz dans l'échantillon et à surestimer la perméabilité mesurée (*Klinkenberg, 1941; Debschütz et al., 1989*).

La vitesse de propagation d'ondes acoustiques a été étudiée grâce au dispositif « Pundit II (Proceq Lt.) » qui permet de mesurer le temps de trajet d'une onde à travers les échantillons entre une source émettrice et un récepteur. Les mesures ont été réalisées en laboratoire sur les faces subparallèles des échantillons taillés selon une forme cubique de 5 à 10 cm d'arête. Une valeur moyenne du temps d'arrivée du premier train d'ondes est alors calculée. Cette méthode non-destructive a été utilisée dans de nombreuses études afin d'analyser les relations entre la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans un matériau avec d'autres paramètres tels que la densité, la porosité, la minéralogie, la forme et la taille des grains ou encore les structures anisotropiques (fractures, microfissuration, foliation, plans stratigraphiques, etc.) (*e.g. Birch, 1960; Babuška, 1984; Babuška and Pros, 1984; Gaviglio, 1989; Yasar and Erdogan, 2004; Staněk et al., 2013*).

Les mesures de densité de phase solide des échantillons ont été réalisées en laboratoire avec le pycnomètre à hélium « Micromeritics AccuPyc II 1340 ». Ces mesures, basée sur la relation volume-pression énoncée par la loi de Boyle-Mariott, ont été réalisées à température constante de 23°C, avec les échantillons placés dans une chambre de 3,5 cm³, remplie avec un volume de gaz soumis à une pression de 19,5 psig (*Tamari, 2004*).

4.3 L'acquisition des données minéralogiques et géochimiques

Afin d'obtenir des informations aux plus petites échelles sur les éléments qui constituent le réservoir, des analyses minéralogiques et géochimiques des phases primaires et secondaires des formations de socle ont été réalisées. Ces analyses consistent en une description du réseau poreux et des variations minéralogiques et texturales entre les échantillons de socle, produites par l'action de processus pouvant être à l'origine du développement de phases secondaires.

Les phases primaires (faciès pétrographiques de socle, figures microstructurales), ainsi que la porosité et les phases secondaires associées ont été décrites avec les outils classiquement utilisés pour la description et l'analyse minéralogique (microscopie optique, microscopie électronique, diffraction par rayons X) au laboratoire GeoRessources (UMR 7359 CNRS-Université de Lorraine). L'imagerie 3D par tomographie à rayons X a également été utilisée sur certains échantillons pour un aspect spécifique de cette étude (*voir section II.3.1*). Le système « FEI Wellsite QEMScan® » au laboratoire du centre scientifique et technique Jean Fréger (CSTJF) de Total à Pau a également permis de réaliser une cartographie minéralogique à l'échelle de la lame mince sur de nombreux échantillons. Cette méthode permet grâce à un microscope électronique à balayage équipé de spectromètres à dispersion d'énergie (« Energy X-ray dispersive spectroscopy (EDS) ») de produire une carte indiquant la phase minérale dominante pour chaque pixel avec une résolution de 50 µm (3000 coups/pixel).

Plusieurs marqueurs de circulations secondaires fossiles et actuelles en remplissage de fractures ont été identifiés dans le socle fracturé de la zone d'étude ougandaise (*voir section II.2.5*). Les différents outils et méthodes d'investigations minéralogiques et géochimiques spécifiquement utilisés pour l'analyse de ces phases secondaires sont présentés ci-dessous.

- Les outils de microsonde

Différentes microsondes ont été utilisées afin de réaliser des analyses chimiques ponctuelles et des cartographies chimiques des phases primaires et des remplissages secondaires de fractures observés sur les échantillons. Ces analyses ont toutes été réalisées sur lames minces, recouvertes d'une pellicule de carbone.

Le modèle de microsonde CAMECA SX100 a été utilisé au laboratoire GeoRessources (UMR 7359 CNRS-Université de Lorraine) pour les analyses ponctuelles. Ce modèle consiste en un microscope électronique à balayage équipé de cinq

spectromètres à dispersion de longueur d'onde (« Wavelength X-ray dispersive spectroscopy (WDS) »). Ces analyses ont été réalisées avec un faisceau électronique de 3 μm avec une tension de 20 kV et une intensité de courant de 10 nA.

Les cartographies chimiques ont été réalisées au laboratoire CSTJF de Total à Pau grâce à deux systèmes différents. Le premier instrument utilisé correspond au « FEI QEMScan 650 », équipé de deux détecteurs « Quantax EDS » (Bruker, Xflash 5030). Cet instrument permet sur une surface jusqu'à 1 mm^2 l'acquisition de tous les éléments chimiques du tableau périodique avec une résolution de 2-3 μm par pixel en quelques minutes. Le second instrument de cartographie chimique utilisé est le système « M4-TORNADO ». Ce système basé sur l'analyse de la micro-fluorescence de rayons X permet de cartographier les éléments chimiques d'une surface de l'ordre d'une lame mince (~4-5 cm^2) avec une résolution de 25-30 μm par pixel. Les images des cartographies chimiques « Quantax » de haute résolution et « M4-Tornado » sur une large surface sont alors produites en sélectionnant les éléments chimiques que l'on souhaite représenter.

- La cathodoluminescence

Les observations de cathodoluminescence permettent une identification qualitative de phases minérales avec différentes teneurs chimiques. Cette méthode repose sur le principe d'une réponse en luminescence selon une longueur d'onde propre pour chaque élément luminogène d'un réseau cristallin lorsqu'il est soumis à un bombardement électronique sous vide (Pagel et al., 2000). Les teintes de couleur observées en cathodoluminescence sont donc proportionnelles aux concentrations d'éléments luminogènes que peuvent représenter certaines impuretés et éléments en trace dans un minéral. Dans le cas des carbonates, l'élément principal qui contrôle ces variations de teintes de couleur est l'ion manganèse Mn^{2+} , mais également de manière secondaire les éléments tels que le fer, le nickel, le cobalt, le plomb ou encore les terres rares. Les variations de teintes observées en cathodoluminescence

permettent alors d'identifier de manière qualitative des variations de composition chimique d'un fluide lors de la cristallisation d'un minéral ou encore de distinguer différentes familles de grains avec des compositions différentes. Ces observations ont été réalisées sur lames minces au laboratoire GeoRessources à l'aide d'une platine CATHODYNE OPEA connectée à un microscope optique. Ces lames minces ont été placées dans une chambre dépressurisée selon une pression de 50-60 millitorr et illuminée par un faisceau électronique selon une tension électrique de ~12 kV et une intensité de courant de ~200 μ A.

- Les macles des carbonates

Dans le domaine de basse température, compris entre 0 et 250-300°C, l'un des principaux mécanismes de déformation de cristaux de calcite est la déformation par maclage. Au delà de ces températures, ce sont les mécanismes de recristallisation dynamique qui déforment ces matériaux (*Passchier and Trouw, 2005*). Le maclage est un mécanisme de déformation plastique, caractéristique du régime de transition cassant-ductile. Sous un régime de contraintes, ce mécanisme correspond à un glissement cristallin qui est une manifestation du mouvement d'une dislocation coin le long d'un plan cristallin, de type cisaillement simple. Dans un même cristal, ce mouvement est généralement répétée sur plusieurs mêmes plans cristallins et forme des macles polysynthétiques. Il peut se produire également sur plusieurs plans cristallins différents, produisant plusieurs familles associées de macles dans un même cristal. Ce type de déformation est donc fortement contrôlé par l'orientation des contraintes, définissant quels plans seront activés.


La déformation par maclage de calcite a été largement étudiée au sein de roches carbonatées, composées de grains de calcite primaires (*Ferrill, 1991; Burkhard, 1993; Lacombe et al., 2009*). Ce mécanisme a également été étudié dans des systèmes de veines secondaires de calcite dans divers types de roches (*Kennedy and White, 2001; Rybacki et al., 2011*). L'ensemble de ces études a permis de mettre en évidence

les différents facteurs contrôlant ce mécanisme de déformation ainsi que la morphologie des macles, tels que l'orientation et l'intensité de la contrainte différentielle, la pression de confinement, la taille des grains ou encore la température.

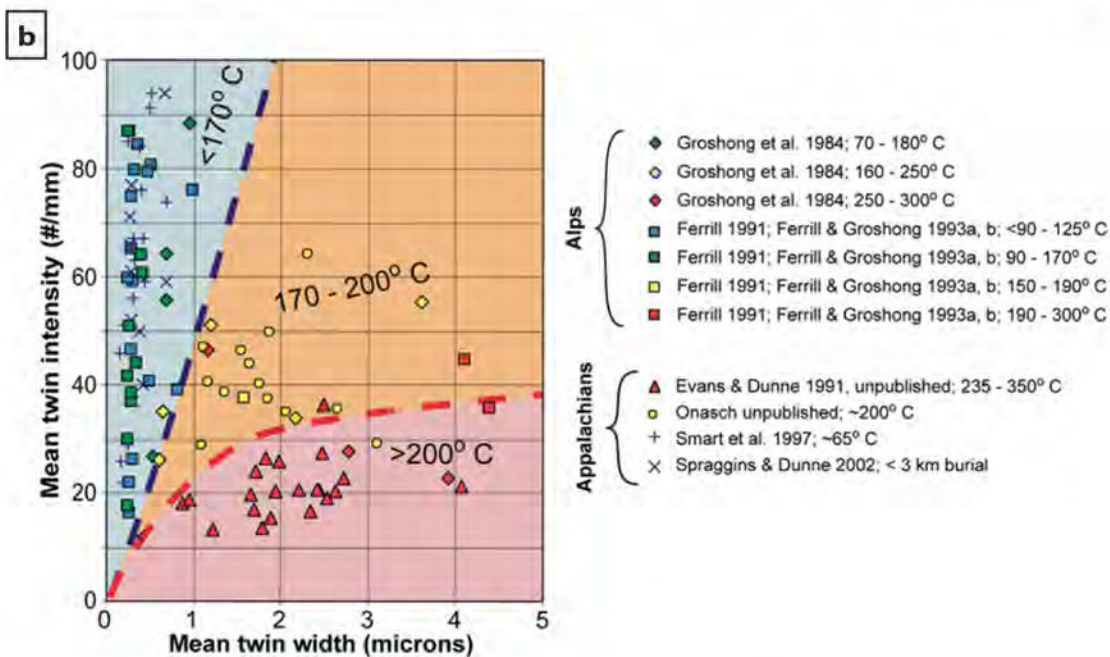
L'influence de la température sur le développement du maclage permet de distinguer plusieurs types de structures à partir de l'épaisseur et de l'intensité des macles, c'est-à-dire le nombre de plans activés par grain (Fig. 1.12a). Grâce à ces deux propriétés, Ferrill et al. (2004) proposent un géothermomètre empirique de basse température, renseignant sur la température de formation d'un système de macles et à fortiori sur la température de déformation de la roche étudiée (Fig. 1.12b). Suite aux mesures d'épaisseur et d'intensité des macles réalisées sur images au microscope optique à l'aide du logiciel ImageJ, c'est donc ce géothermomètre qui a été utilisé pour estimer les températures de déformation des échantillons étudiés. Il paraît important de noter que ce géothermomètre a été conçu à partir de données issues de roches carbonatées à grains de calcite primaires. Un géothermomètre directement adapté aux veines secondaires de calcite telles qu'elles sont décrites dans cette étude ne semble pas exister dans la littérature actuelle.

Figure 1.12 : a) Classification des types de macles de carbonates selon leur apparence observée en lame mince. Quatre types de macles peuvent être reconnues et se distinguent par des températures et des mécanismes de déformation différents (d'après Burkhard, 1993). b) Relation entre l'épaisseur moyenne et l'intensité moyenne des macles de calcite de plusieurs séries d'échantillons. Les températures de déformation associées à chaque série sont obtenues par critères métamorphiques ou microthermométrie d'inclusions fluides. Les propriétés des macles analysées permettent de distinguer trois domaines de température de déformation de <170, 170-200 et >200°C (d'après Ferrill et al., 2004).

a



	type I	type II	type III	type IV
Geometry	- thin twins - straight - rational	- thick (>>1 μ m) - straight - slightly lense shaped - rational	- curved thick twins - twins in twins - completely twinned - irrational	- thick, patchy - sutured twin boundaries - trails of tiny grains - irrational
Description	- 1, 2 or 3 sets per grain			
Interpretations	- little deformation - little cover - very low temperature - (post-metamorphic) - (late tectonic)	- considerable deformation - completely twinned grains are possible - syn- or post-metamorphic deformation	- large deformation - intracrystalline deformation mechanisms (r-& f-glide) - syn-metamorphic deformation.	- large deformation - dynamic recrystallization (grain boundary migration) - pre- or syn-metamorphic deformation
Temperature	< 200°C	150-300°C	> 200°C	>250°C



- L'analyse des isotopes stables du carbone, de l'oxygène et du soufre

Les rapports isotopiques de différents éléments constitutifs d'un minéral sont communément utilisés comme traceurs de sources de ces éléments et pour les reconstitutions paléo-environnementales (Faure, 1986; Hoefs, 2009). Ces rapports isotopiques sont calculés à partir des ratios des différents isotopes de différents poids atomiques pour un élément, tel que pour le carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et le soufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$). Ils sont calculés respectivement par rapport à des standards systématiquement utilisés dans le cadre d'études isotopiques et sont exprimés de la manière suivante :

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{ech}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}} * 1000 \quad ; \quad \delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{ech}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{std}}} * 1000 \quad ; \quad \delta^{34}\text{S} = \frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{ech}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}}\right)_{\text{std}}} * 1000$$

où $\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{ech}}$ correspond au ratio isotopique du carbone du minéral analysé et $\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}$ correspond au ratio isotopique du carbone connu depuis le standard utilisé. Ces ratios isotopiques sont fortement dépendants des éléments présents dans les fluides à l'origine de ces minéraux. De nombreux facteurs et mécanismes de variations sont également connus pour contrôler le fractionnement isotopique de chacun de ces éléments. Ce phénomène de fractionnement se traduit par l'incorporation préférentielle d'un isotope par rapport à un autre dans le minéral durant la cristallisation. Ces nombreux facteurs de variations peuvent être par exemple la température ou la quantité de matière organique et la présence d'une activité bactérienne. Ainsi, tous ces facteurs de variations permettent d'associer pour chaque élément des gammes de valeurs de rapports isotopiques à des fluides d'une certaine nature et à des contextes géologiques. Ces valeurs de référence permettent alors de donner des informations sur le minéral analysé.

Dans le cadre de cette étude, toutes les mesures ont été réalisées directement sur lames minces recouvertes d'une pellicule d'or au CRPG avec une sonde ionique IMS 1270. Les analyses de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ ont été menées sur des calcites tandis que celles de $\delta^{34}\text{S}$ ont été menées sur des pyrites. Elles ont été réalisées grâce à une source au césium avec une intensité primaire de $\sim 5\text{nA}$ et une durée de comptage de 4 minutes par point d'analyse. Les résultats de ces analyses sont présentés en ‰ et ont été calculés pour le carbone par rapport au standard PDB (Pee Dee Belemnite), pour l'oxygène par rapport au standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) et pour le soufre par rapport au standard CDT (Canyon Diablo Troilite). Afin de comparer les rapports de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de calcites avec les mêmes valeurs de standard le transfert de valeurs SMOW du $\delta^{18}\text{O}$ vers les valeurs PDB a été réalisé selon l'équation suivante (Coplen et al., 1983):

$$\delta^{18}\text{OSMOW} = 1,03091 \delta^{18}\text{OPDB} + 30,91$$

Enfin, le fractionnement du rapport $\delta^{18}\text{O}$ étant fortement thermo-dépendant, ce rapport peut être utilisé comme un géothermomètre efficace de température de cristallisation de la calcite. La relation de Friedman and O'Neil (1977) formule un tel géothermomètre, en tenant compte de l'origine du fluide :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} + \frac{2,78 \cdot 10^6}{T^2(\text{kelvin})} - 2,89$$

où le rapport du fluide $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ est de +5 ‰ s'il est d'origine hydrothermale ou diagénétique, de 0 ‰ s'il est d'origine marine et de -5 ‰ s'il est d'origine météorique. Cette relation est utilisée dans le cadre de cette étude pour estimer une température de cristallisation des calcites analysées.

- L'analyse des inclusions fluides

Certains minéraux comme la calcite ou le quartz peuvent présenter des inclusions fluides. Ces fluides, piégés au niveau de structures telles que des défauts cristallins ou des microfissures, sont alors isolés de l'évolution du minéral hôte. Ils renferment donc de nombreuses informations sur la chimie du fluide et enregistrent les conditions de température et de pression au moment piégeage (Bodnar, 2003). Les observations réalisées au microscope de l'agencement et de la morphologie des inclusions fluides permettent de déterminer leur origine primaire, c'est-à-dire co-génétique de la formation du minéral hôte, ou secondaire lorsque des fluides sont piégés le long de structures planaires, telles que des fissures tardives recoupant le minéral hôte.

L'étude par microthermométrie d'inclusions fluides permet d'apporter de nombreuses informations sur les fluides à l'origine. Elle repose sur l'hypothèse que ces inclusions soient restées fermées depuis leur piégeage. Cette méthode consiste à induire des variations contrôlées de température de l'échantillon afin de créer des changements de phases au sein d'inclusions bi- ou triphasées. Dans le cas de cette

étude, les observations au microscope réalisées en amont ont permis une pré-sélection des inclusions fluides biphasées dont la bulle de la phase vapeur est bien visible et dont le ratio avec la phase liquide est cohérent entre les différentes inclusions co-génétiques. Ces analyses ont été réalisées sur des fragments de lames épaisses, placés sur une platine chauffante LINKAM, jusqu'à atteindre une température d'homogénéisation TH où l'inclusion ne présente plus qu'une seule phase. Cette température est généralement considérée comme étant équivalente à la température de piégeage du fluide, et donc à la température de cristallisation du minéral dans le cas d'inclusions primaires.

- L'analyse de la matière organique

Des remplissages d'hydrocarbures ont été identifiés parmi les différentes phases secondaires du socle fracturé de la zone d'étude ougandaise. Les échantillons de matière organique ont été analysés au laboratoire GeoRessources (UMR 7359 CNRS-Université de Lorraine) selon le protocole présenté ci-dessous afin d'en déterminer les composants.

- Extraction de la matière organique soluble, dans des solvants organiques :

La matière organique soluble des produits bitumineux présents dans les différents échantillons a été solubilisée dans du dichlorométhane. Les échantillons concassés ont été placés dans des béchers propres et du dichlorométhane a été ajouté jusqu'à recouvrement. Les béchers ont ensuite été placés dans un bain à ultra-son pendant 20 minutes afin d'accélérer l'extraction. L'extrait organique a ensuite été récupéré puis concentré par évaporation du dichlorométhane en utilisant un évaporateur automatique Turbovap LV. Le séchage est achevé par une évaporation à l'air libre sous hotte.

- Séparation par chromatographie liquide sur phase solide :

Les extraits organiques ont ensuite été fractionnés en deux étapes par chromatographie liquide sur phase solide. Cette technique de séparation est employée avec deux phases solides : 1) la première est l'alumine qui permet de séparer les macromolécules polaires des hydrocarbures aliphatiques et aromatiques et des molécules polaires, en utilisant du solvant d'abord du dichlorométhane pur, puis un mélange dichlorométhane/méthanol (1/1, v/v) ; 2) la deuxième phase solide est la silice qui permet de séparer les hydrocarbures aromatiques et aliphatiques et les molécules polaires, selon leur polarité, en utilisant successivement des solvants: pentane pur, un mélange pentane/dichlorométhane (65/35, v/v) et un mélange méthanol/dichlorométhane (1/1, v/v).

- Analyse moléculaire par couplage chromatographie en phase gazeuse-spectrométrie de masse :

Les extraits ont été mis en solution dans le dichlorométhane (4 mg/ml pour la fraction aliphatique, 8 mg/ml pour les fractions aromatique et polaire) avant d'être analysés par couplage chromatographie en phase gazeuse et spectrométrie de masse (GC-QP 2010 Plus de Shimadzu). La séparation chromatographique est réalisée avec une colonne capillaire en silice fondue DB-5 J&W Scientific (60 m x 0.25 mm i.d. avec une épaisseur de film de 0,1 µm). Le programme de température du four prévoit une augmentation de température de 70 à 130°C à une vitesse de 15°C/min, puis de 130°C à 315°C à une vitesse de 3°C/min. Les analyses ont été effectuées en mode Fullscan (m/z compris entre 50 et 600 Da). Les données sont acquises et traitées via le logiciel Agilent Data Analysis.

- Séparation des asphaltènes et maturations artificielles :

Les asphaltènes de certains échantillons (ug14.16, -23, -24) ont été récupérés par dilution de leurs extraits organiques dans du pentane chauffé à 55°C. Pour cela, les

extraits sont introduits dans des ballons positionnés sur des plaques chauffantes et dans lesquels sont ajoutés 100 ml de pentane. Ces ballons sont également placés sous agitation magnétique durant 15 minutes. Le pentane de chaque ballon est ensuite filtré sur des filtres propres en fibre de verre afin de récupérer les asphaltènes qui sont insolubles dans le pentane. Les asphaltènes sont ensuite récupérés et séchés. Ils sont ensuite introduits dans des tubes en or (5 cm x 3 mm i.d.) soudés à leurs deux extrémités sous atmosphère d'argon. Les tubes en or sont ensuite placés dans un réacteur en acier et sont chauffés à 350°C sous 700 bars de pression durant 24 heures. La fraction soluble générée lors de cette maturation artificielle est ensuite extraite et analysée suivant le même protocole que celui utilisé pour les fractions solubles des produits bitumineux présentées plus ci-dessus.

5. Organisation du manuscrit

L'étude présentée dans ce manuscrit se concentre sur les réservoirs de socle à hydrocarbures développés en contexte extensif. Celle-ci est basée sur une approche d'analogie de surface, selon laquelle deux zones d'études situées respectivement en Ouganda et au Maroc ont été investiguées. Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres.

Le premier chapitre présenté ci-dessus a permis grâce à une revue bibliographique d'introduire les concepts généraux d'un réservoir de socle à hydrocarbures, ainsi que les différentes méthodes utilisées pour répondre à la problématique et aux objectifs de cette étude.

Le second chapitre de ce manuscrit est consacré à l'étude du rift du lac Albert en Ouganda. La section *II.1* consiste en une revue bibliographique des événements géodynamiques majeurs ayant structuré le socle précambrien de ce secteur jusqu'au stade de rifting actuellement observé. La section *II.2* porte sur l'analyse multi-échelles de la fracturation du socle précambrien de la bordure orientale du rift du lac Albert. Cette analyse consiste en une étude structurale détaillée de l'organisation de la fracturation depuis l'échelle d'observation d'images satellite jusqu'à l'échelle microscopique, ainsi que d'une caractérisation pétrophysique des formations de socle de ce secteur. Plusieurs zones de circulations de fluides fossiles et actuelles identifiées dans le socle fracturé de la bordure du rift ont également été analysées et sont présentées dans cette section. La section *II.3* porte sur l'étude de l'effet de l'altération supergène sur les propriétés minéralogiques et pétrophysiques des formations de socle ortho-dérivé et para-dérivé du rift du lac Albert. Cette étude est menée à partir d'échantillons prélevés en surface, ainsi que de données de forages réalisés dans la partie nord du lac, où le socle est composé de formations méta-sédimentaires. La section *II.4* propose un modèle conceptuel de réservoir de socle à hydrocarbures développé en bordure de rift. Ce modèle de réservoir composite intègre les données structurales et pétrophysiques acquises à partir de l'analyse des formations de socle

fracturé et altéré de la bordure du rift du lac Albert et permet de discuter des chemins de migrations et de zones de stockage d'un tel système pétrolier.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude structurale du domaine proximal de la marge d'Ifni, située au sud-ouest du Maroc. Une revue bibliographique des événements géodynamiques majeurs ayant structuré les différentes formations de socle précambrien de ce secteur est présentée dans la section *III.1*. La section *II.2* porte sur l'analyse multi-échelles de la fracturation du socle anté-rift (i.e. anté-atlantique) de la marge d'Ifni. Cette étude structurale est menée à grande échelle dans le domaine « offshore » grâce à l'étude de profils sismiques, ainsi que dans le domaine « onshore » grâce à l'interprétation structurale d'images satellite et de cartes magnétiques. L'étude de terrain du socle protérozoïque de la « boutonnière » d'Ifni permet de compléter la caractérisation structurale de l'organisation multi-échelles de la fracturation de ce secteur. La section *III.3* présente un modèle conceptuel de réservoir de socle à hydrocarbures développé en contexte de marge passive. Ce modèle de réservoir fracturé est construit à partir de l'ensemble des informations multi-échelles de la fracturation du socle anté-rift de la marge d'Ifni et permet de discuter du fonctionnement d'un tel système pétrolier.

Le quatrième chapitre de ce manuscrit consiste en une discussion générale des différents éléments clés reconnus dans cette étude pour le fonctionnement de réservoirs de socle à hydrocarbures. Cette discussion s'intéresse en particulier au rôle de la pré-structuration des formations de socle sur le développement et la géométrie de tels réservoirs, ainsi qu'aux différents éléments pouvant contribuer à améliorer leur prospection



Chapitre II. La fracturation et l'altération supergène du
socle précambrien de la bordure orientale du rift du lac
Albert (Ouganda)

1. Histoire géologique régionale

1.1 Introduction

Le rift du lac Albert fait parti du système complexe de bassins intracontinentaux qui forment la terminaison nord de la branche occidentale du Rift Est-Africain (REA) (Fig. 2.1a). Ce système de bassins, décrit dans la littérature comme « the Albertine Rift System » (ARS), s'étend sur plus de 400 kilomètres depuis la province volcanique des Virunga au sud avec une orientation NNE-SSW, jusqu'au graben du Nil Blanc également appelé « Rhino graben » au nord selon une orientation NE-SW (Fig. 2.1b) (Chorowicz, 2005). Ce système consiste en une série de bassins extensifs, plurikilométriques en profondeur, d'environ 100 kilomètres de longueur et bordés par des escarpements raides de failles à fort pendage de plusieurs centaines de mètres de hauteur (Ebinger, 1989; Karner et al., 2000). Ces différents bassins sont segmentés par des structures de transfert (Morley, 1999). L'ARS a permis notamment le développement des célèbres lac Albert, lac Edward et lac George, ainsi que du massif des monts Rwenzori. Ce massif culmine à plus de 5000 mètres d'altitude et représente le plus haut sommet non-volcanique du continent africain. Le rift du lac Albert (ou lac Mobutu) délimite une frontière naturelle entre la République Démocratique du Congo à l'ouest et l'Ouganda à l'est. Le niveau du lac est mesuré à 618 mètres d'altitude tandis que les épaules occidentale et orientale culminent respectivement à plus de 2000 mètres et à plus de 1100 mètres d'altitude.

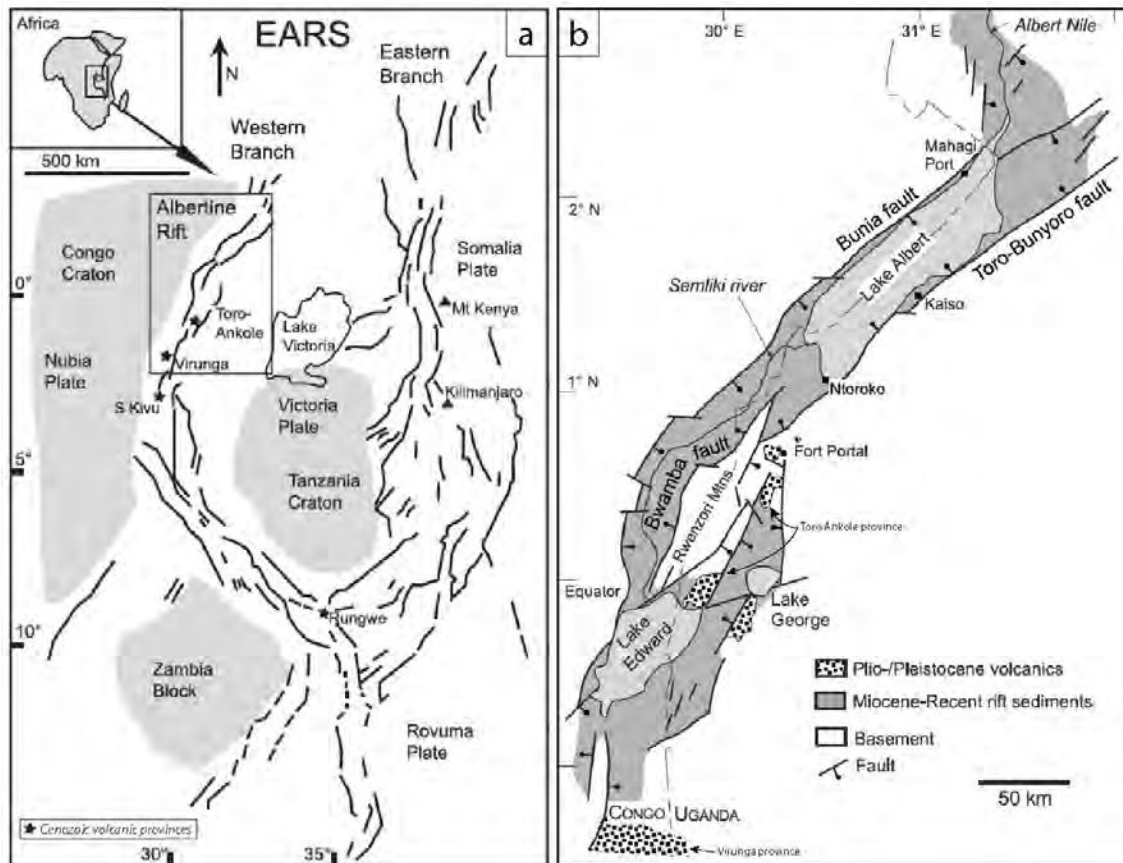


Figure 2.1 : a) Représentation schématique de la zone centrale du REA. Les cratons archéens sont représentés par les zones grisées et les lignes noires représentent les principales failles cénozoïques à actuelles qui structurent le REA. Les provinces volcaniques majeures de branche occidentale du REA sont également mises en évidence (cf. étoiles noires) (modifiée d'après Koehn et al., 2008) ; b) Carte géologique schématique de l'ARS, mettant en évidence les principales failles bordières depuis la province volcanique des Virunga au sud jusqu'au nord du rift du lac Albert (modifiée d'après Ring, 2008).

1.2 Evolution géodynamique anté-rift du socle de l'ARS

Le socle à travers lequel est propagé l'ARS correspond à différents ensembles de roches archéennes et protérozoïques, affectés par différents événements orogéniques précambriens (Fig. 2.2) (Ebinger, 1989; Schlueter, 2006).

A partir du rift du lac Albert, ce système se développe vers le nord-est à travers un complexe de gneiss granulitiques archéens, appartenant au craton congolais oriental. Ce complexe représente la majorité des roches qui affleurent dans la région nord-ouest ougandaise. Ce complexe de roches archéennes a subi dans cette région plusieurs phases tectoniques, datées entre 3 et 2,6 Ga et marquées par différentes orientations structurales (E-W, NNE-SSW, NE-SW, NW-SE) associées à des phases de métamorphisme de différents degrés (Hepworth and Macdonald, 1966; Leggo, 1974; Aanyu and Koehn, 2011). A partir de données géologiques et géochimiques,

Westerhof et al. (2014) proposent de subdiviser cette région du craton congolais archéen en deux noyaux cratoniques appelés « North Uganda terrane » à l'est du rift et « West Nile block » à l'ouest, dont la limite serait masquée par l'ARS.

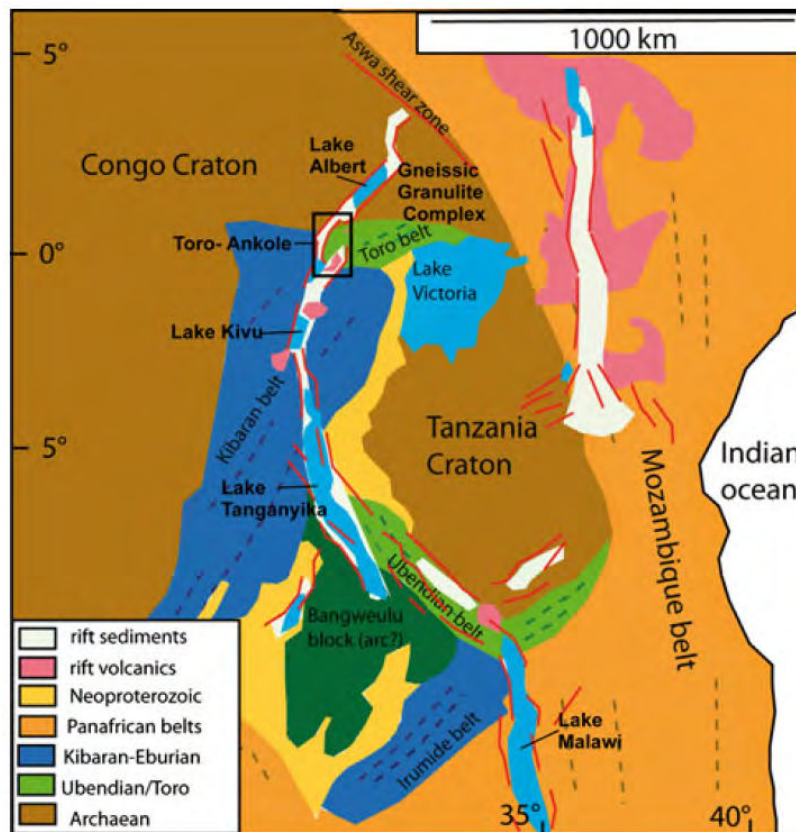


Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée des cratons archéens et des domaines orogéniques protérozoïques de l'Afrique de l'Est (d'après Link et al., 2010).

Trois événements orogéniques majeurs affectent le socle archéen de la région de l'ARS durant le Protérozoïque :

- l'orogénèse ubendienne (2.1 - 1.8 Ga). Dans le secteur de l'ARS, cette phase orogénique paléoprotérozoïque est mise en évidence uniquement par les méta-sédiments du système de Buganda-Toro, identifiés dans la partie sud du massif des Rwenzori (Aanyu and Koehn, 2011). Ce système représente une unité para-dérivée de métamorphisme de haut degré, caractérisée par une structuration en plis isoclinaux sub-verticaux selon un plan axial moyen E-W. Ce système de Buganda-Toro est chevauché selon un axe E-W et une vergence nord sur le socle archéen au nord des Rwenzori. Ce système peut également être associé à la suture lithosphérique inter-cratonique mise en place durant le même épisode orogénique au sud-ouest du craton

tanzanien mais selon une structuration WNW-ESE à NW-SE (Fig. 2.2) (*Theunissen et al., 1996; De Waele et al., 2008*).

- l'orogénèse kibarienne (1.4 - 1.0 Ga). Ce cycle orogénique mésoprotérozoïque est associé à la formation de la chaîne kibarienne qui s'étend selon une direction NE-SW sur environ 1500 kilomètres jusqu'au sud de l'ARS (Fig. 2.2) (*Tack et al., 2010; Aanyu and Koehn, 2011; Fernandez-Alonso et al., 2012*). Les formations associées à cet orogénèse correspondent principalement en des roches méta-sédimentaires mésoprotérozoïques, intrudées par des granitoïdes de type-S et par d'importants volumes de roches ultra-mafiques et mafiques issues de la fusion d'un manteau lithosphérique. Ces intrusions magmatiques signent une mise en place en contexte extensif intra-cratonique durant un événement tectono-magmatique de courte durée datée à environ 1.375 Ga (*Tack et al., 2010*). Cet événement a été localisé au niveau d'une zone de faiblesse rhéologique crustale située sur la bordure occidentale du craton archéen tanzanien, au niveau d'une zone de suture lithosphérique paléoprotérozoïque associée au cycle orogénique décrit précédemment. Cet événement tectono-magmatique est suivi par une phase de déformation compressive, marquée des plis et des chevauchements, associée aux différents orogénèses en lien avec la formation du super-continent Rodinia datée à environ 1.0 Ga (*Tack et al., 2010*). Au sud de l'ARS, la chaîne kibarienne recouvre de manière discordante le socle archéen et le système paléoprotérozoïque de Buganda-Toro.

- l'orogénèse panafricaine (750 - 500 Ma). Cette orogénèse est caractérisée par une déformation polyphasée durant le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque inférieur, en lien avec le développement du super-continent Gondwana (*Stern, 1994; Aanyu and Koehn, 2011*). Une phase précoce est décrite à environ 750 Ma, caractérisée par une compression E-W. Une deuxième phase de collision majeure est à l'origine d'un épaissement crustal, mis en évidence au nord de l'ARS par le métamorphisme de faciès amphibolite daté à 570Ma des micaschistes des célèbres Murchison Falls, situées au nord du lac Albert (*Appel et al., 2005*). Une dernière phase de compression panafricaine est généralement associée à une déformation cisailante sénestre, dont la structure principale correspond à la structure mylonitique d'Aswa

traversant le socle archéen au nord de l'ARS sur plus de 400 kilomètres (e.g. *Ruotoistenmäki, 2014*).

Par la suite, la majorité de phases tectoniques et magmatiques à travers l'Afrique durant le Phanérozoïque semblent contrôlées par la structuration panafricaine du socle précambrien (*Stern, 1994; Unrug, 1996*). A partir de la fin de l'ère Paléozoïque, l'Afrique entre dans une longue période d'extension, de l'extension post-orogénique de Gondwana durant tout le Mésozoïque jusqu'au développement du REA cénozoïque (*Kipata et al., 2013*). Le démantèlement du super-continent Gondwana est généralement identifié à partir du Permien-Trias, en particulier au sud et à l'est de l'Afrique sous forme de larges bassins sédimentaires dits de « Karoo », utilisant les directions de structures panafricaines (e.g. *Binks and Fairhead, 1992; Klerkx et al., 1998*). Néanmoins, cette phase de rifting de Karoo n'est pas reconnue dans la partie nord de la branche occidentale du REA (*Macgregor, 2015*).

1.3 Le développement de la branche occidentale du Rift Est-Africain

Le REA apparaît au Cénozoïque et continue à se propager aujourd'hui à travers toute l'Afrique de l'Est (Fig. 2.3). Les premières manifestations du développement de ce rifting sont datées à environ 35-40 Ma au sud de l'Ethiopie. La première phase de rifting correspond au développement de la branche orientale du REA entre 35 et 10-12 Ma, se propageant au cours du temps vers le sud jusqu'à atteindre l'extrémité nord du craton tanzanien (*Ebinger, 1989; Chorowicz, 2005*).

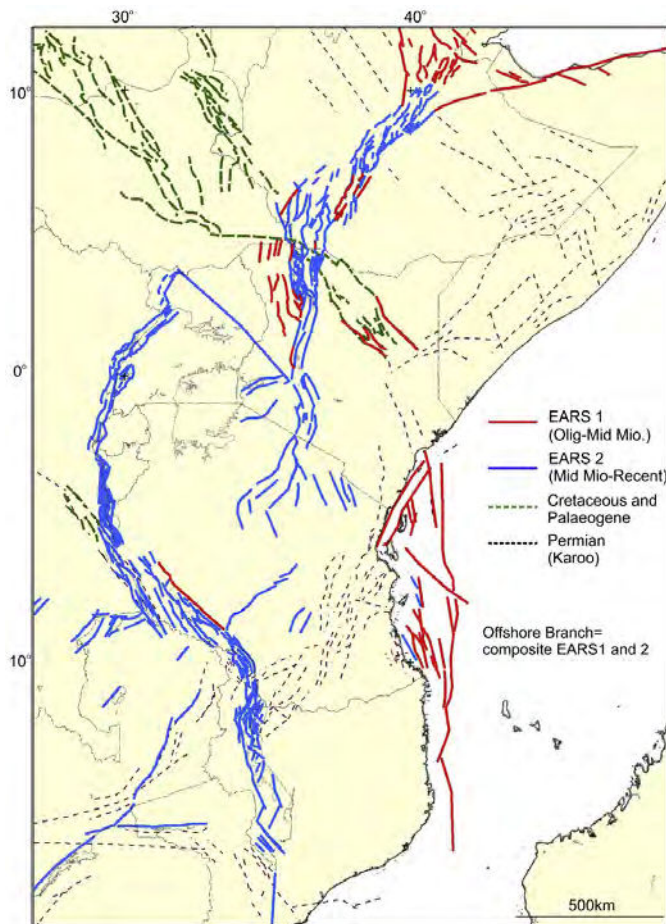


Figure 2.3 : Carte structurale des différentes structures extensives phanérozoïques de l'est de l'Afrique. La première phase de rifting (EARS 1) correspond au développement de la branche orientale du REA de l'Oligocène jusqu'au Miocène moyen. La seconde phase de rifting (EARS 2) est marquée par la formation de la branche occidentale du REA à partir du Miocène moyen et continue à se propager actuellement au niveau des deux branches (d'après Macgregor, 2015).

Cette propagation est mise en évidence par l'évolution diachronique des remplissages de bassins sédimentaires développés dans ce rift, ainsi que du volcanisme associé à cette extension (Fig. 2.4a) (Nyblade and Brazier, 2002). La deuxième phase de ce rifting débute à partir de ≈ 12 Ma avec l'apparition de la branche occidentale du REA, située à l'ouest du craton tanzanien et qui s'étend du nord de l'Ouganda jusqu'au sud du lac Malawi (Ebinger, 1989; Chorowicz, 2005). Celle-ci est formée par le développement simultané et la connexion de bassins isolés, développés généralement selon une morphologie de demi-grabens (Ebinger, 1989). Cette branche est donc constituée de plus d'une dizaine de bassins d'environ 100 kilomètres de longueur et de 40-70 kilomètres de largeur, dont l'orientation variable reflète celle de la bordure du craton tanzanien (Malawi, Kivu, Tanganyika, ARS, etc.).

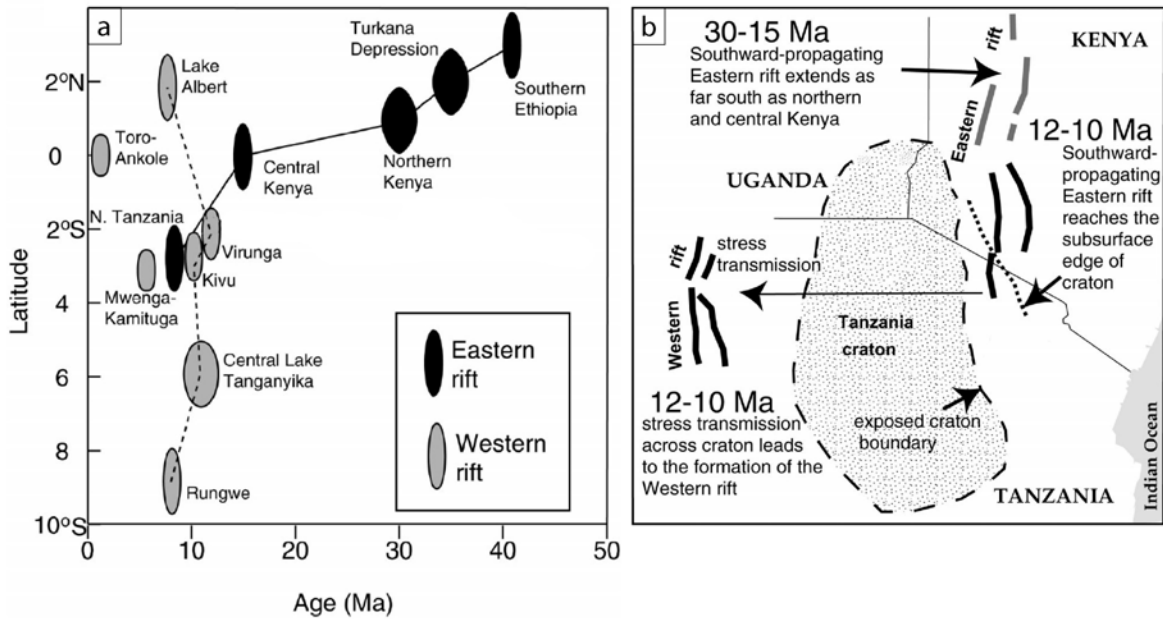


Figure 2.4 : a) Diagramme âge-latitude mettant en évidence le développement diachronique des provinces magmatiques des deux branches de l'REA. b) Représentation schématique de l'évolution de la propagation du REA. Vers 12-10 Ma, l'extension de la branche orientale du REA est transmise de l'autre côté du craton tanzanien représentant un bloc rigide non-déformable, permettant le début du développement de la branche occidentale du REA. (d'après Nyblade and Brazier, 2002)

Les variations d'orientation et la connexion de ces différents bassins extensifs sont accommodées par des zones de transferts qui permettent de connecter l'ensemble de ces grabens (Morley, 1999). En comparaison avec la branche orientale, Le volcanisme de celle-ci est moins important (McConnell, 1972). La branche occidentale du REA se distingue également de la branche orientale par une activité sismologique plus importante, dont les épacentres varient en profondeur entre 5 et 50 kilomètres et sont associés au fonctionnement des failles bordières délimitant les bassins extensifs qui forment cette branche du rift (e.g. Foster and Jackson, 1998; Calais et al., 2006; Lindenfeld et al., 2012). Ces données sismologiques, associées aux données géodésiques à l'échelle de toute l'Afrique, permettent de mettre en évidence une accumulation des contraintes au niveau des deux branches du rift situées de part et d'autre du craton tanzanien non-déformé. Les modèles cinématiques calculés à partir de ces données montrent une direction d'extension globale E-W pour l'ensemble du REA selon des taux d'extension généralement compris entre 2 et 5 mm/an (Fig. 2.5) (Stamps et al., 2008; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2014). Néanmoins, il apparaît également que la direction d'extension régionale de chacun

des bassins du REA varie entre des orientations ENE-WSW à ESE-WNW. Ces variations mettent en évidence à l'échelle locale des deux branches du REA une réorientation importante du champ de contrainte, contrôlée notamment par l'orientation de la bordure du craton tanzanien non-déformé.

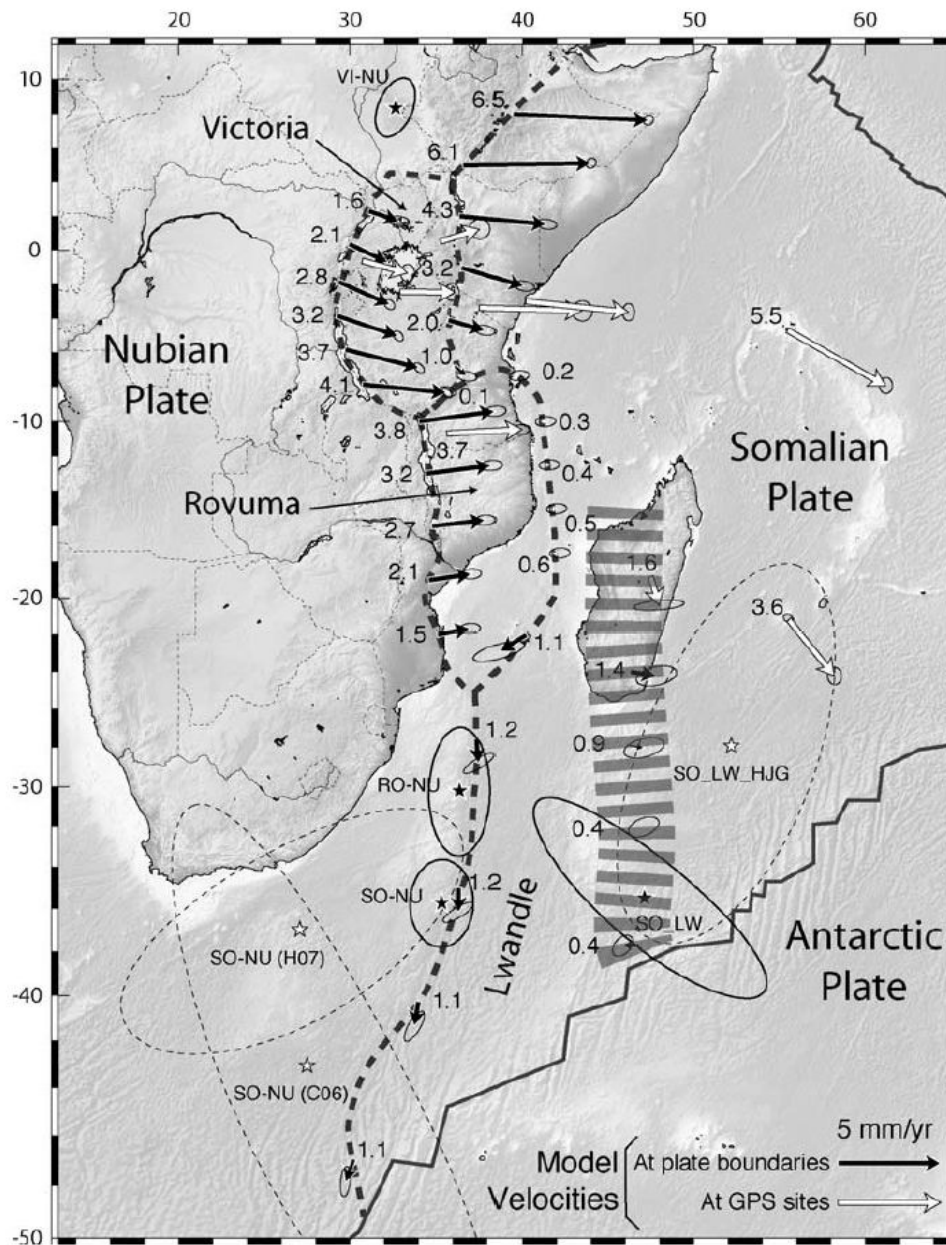


Figure 2.5 : Modèle de cinématique actuelle du sud-est de l'Afrique calculé à partir de données GPS. Les vitesses modélisées sont indiquées en mm/an. Ce modèle met en évidence les variations de direction d'extension de la branche occidentale du REA autour du craton tanzanien (d'après Stamps et al., 2008).

De nombreux travaux montrent à différentes échelles que le développement du REA est contrôlé par des structures préexistantes à ce rifting. A très grande échelle, le craton archéen tanzanien n'a été que très peu affecté par l'extension cénozoïque du REA (McConnell, 1972; Ebinger, 1989; Nyblade and Brazier, 2002; Morley, 2010). Avec une limite lithosphérique à 150-200 kilomètres de profondeur, ce craton aurait joué le rôle d'un bloc rigide autour duquel les déformations ont été concentrées au niveau des différentes sutures lithosphériques protérozoïques qui l'entourent (Fig. 2.4b). Ces anciennes zones de collision et d'accrétion représentent des zones de faiblesse rhéologique qui concentrent les déformations pour permettre au REA de se propager de part et d'autre du craton tanzanien, d'abord sur son flanc oriental, puis sur son flanc occidental. A plus petite échelle, le contrôle de structures anté-rift du socle sur l'architecture des différents bassins qui composent les deux branches du REA est également mis en évidence (e.g. Versfelt and Rosendahl, 1989; Smith and Mosley, 1993; Katumwehe et al., 2015; Smets et al., 2016). L'orientation variable de ces structures préexistantes autour du craton tanzanien permet de développer des bassins sédimentaires organisés localement selon différentes orientations, malgré un contexte extensif commun à l'échelle de l'Afrique de l'Est. Dans le cas du rift du lac Albert, McConnell (1972) décrit une fabrique structurale du socle archéen de part et d'autre du lac selon une orientation dominante NE-SW (Fig. 2.6). Cette fabrique est également décrite à partir de levés géophysiques aéroportés qui montrent sur la rive orientale du lac Albert une structuration dominante NE-SW à fort pendage (Katumwehe et al., 2015). L'orientation commune de la pré-structuration du socle avec celle des structures principales de cette zone de rift suggère que le développement du rifting a été fortement contrôlé par la réactivation de structures préexistantes.

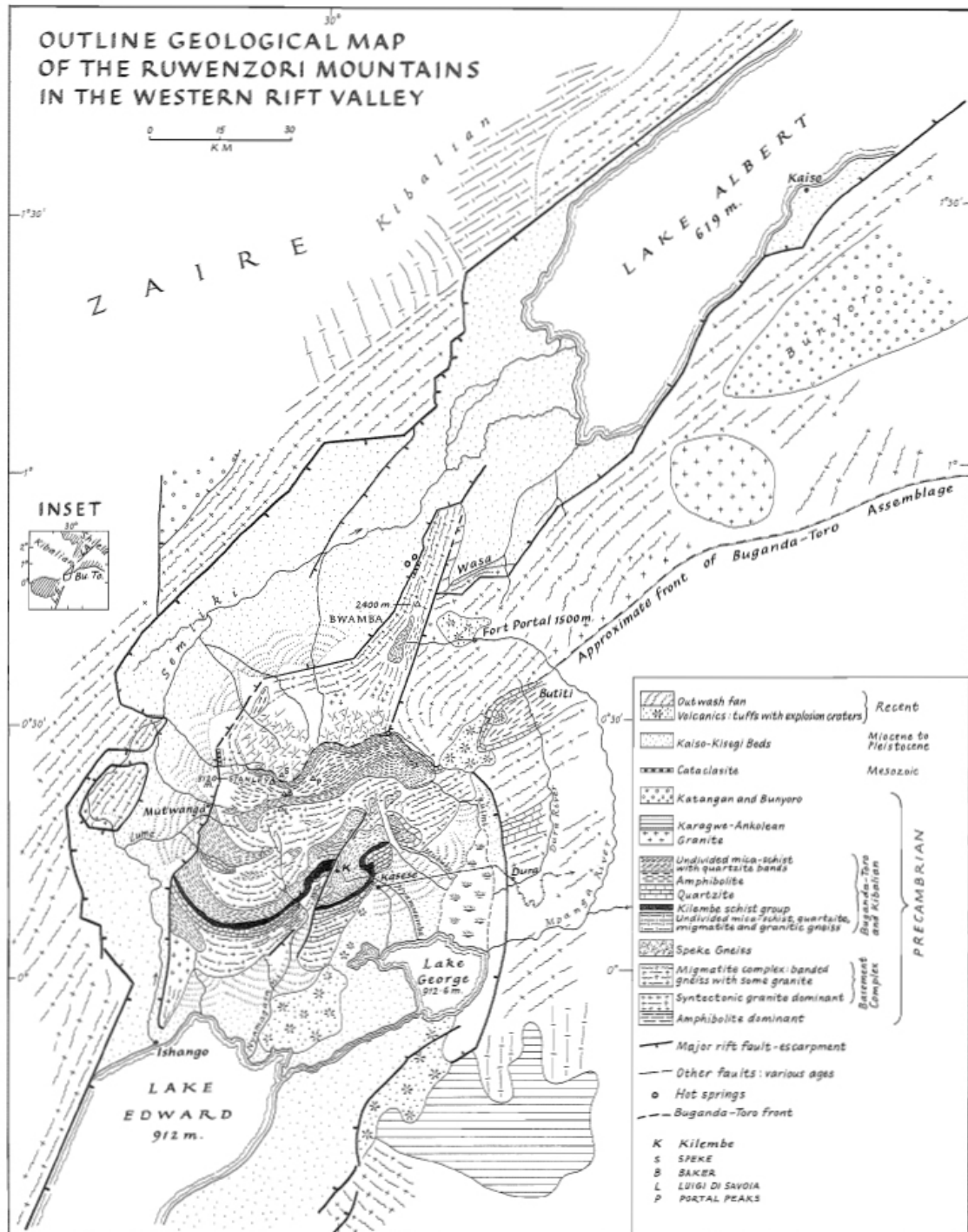


Figure 2.6 : Carte géologique simplifiée de la région des monts Rwenzoris et du lac Albert, mettant en évidence l'orientation NE-SW dominante de la pré-structuration du socle archéen du rift du lac Albert (d'après McConnel, 1972).

1.4 Le rift du lac Albert

Le rift du lac Albert (ou lac Mobutu) se distingue des autres bassins extensifs qui constituent la branche ouest du REA. Ces bassins sont généralement décrits comme un ensemble de demi-grabens asymétriques dont l'extension est uniquement accommodée par un seul système de structures bordières (Ebinger, 1989). A partir de données sismiques et gravimétriques, Karp et al. (2012) proposent que le rift du lac Albert corresponde à un graben sub-symétrique d'environ 35 kilomètres de largeur, dont la subsidence est accommodée par les deux systèmes de failles NE-SW antithétiques de Bunya et de Toro-Bunyoro situés de part et d'autres du bassin (Fig. 2.7).

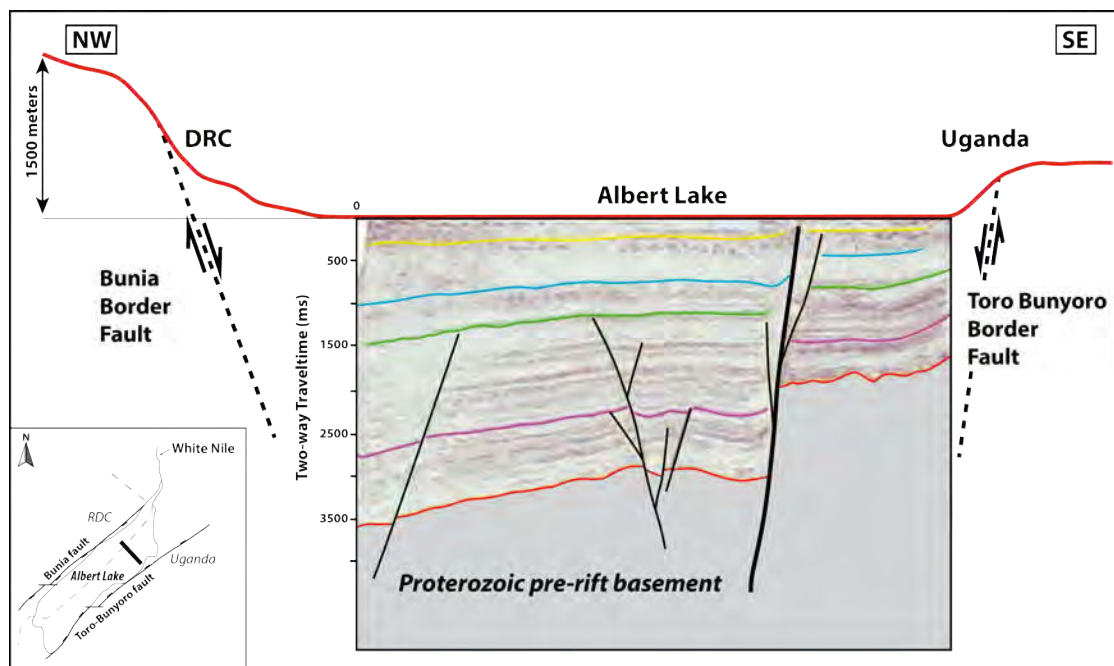


Figure 2.7 : Exemple d'un profil sismique NW-SE dans la partie nord du lac Albert. Le tracé rouge indique la topographie en surface, marquée par les deux systèmes de failles bordières du rift du lac Albert (modifiée d'après Karp et al., 2012).

L'analyse de la sismicité récente de ce secteur de l'ARS par inversion de mécanismes au foyer permet de confirmer que l'extension de cette zone est accommodée par un système de failles normales selon une direction principale d'extension NW-SE (Delvaux and Barth, 2010). Ce champ de contrainte calculé est donc cohérent avec l'orientation des structures bordières observées en surface,

suggérant une extension continue depuis l'ouverture du bassin selon un mouvement purement normal, dont le taux est estimé actuellement à environ 2 mm/an (*Stamps et al., 2008*). L'extension de ces deux systèmes de failles bordières a permis un remplissage sédimentaire d'une épaisseur plurikilométrique, déposé sur un socle pré-rift très faiblement incliné vers le nord-ouest ($\approx 1^\circ$). Néanmoins, comme le suggère la surrection plus importante de l'épaule occidentale de ce rift (monts Bleus, >2000m) par rapport à l'épaule orientale (≈ 1100 m), les modélisations basées sur les données de topographie et de gravimétrie de ce secteur montrent que le rejet le plus important est localisé au niveau du système de failles occidental (*Upcott et al., 1996; Karner et al., 2000*). Ce rejet permet alors au remplissage sédimentaire d'atteindre une épaisseur maximale de près de 5000 mètres au droit de la zone de failles bordières congolaise, alors que celle-ci est d'environ 3000 mètres au droit de la zone de failles bordières ougandaise. L'organisation de ces deux systèmes de failles bordières de Bunya et de Toro-Bunyoro, qui délimitent respectivement les rives congolaise à l'ouest et ougandaise à l'est du lac Albert, est détaillée dans la section II.2.1.

L'évolution polyphasée de la déformation et de la sédimentation du rift du lac Albert a récemment été synthétisée par Simon (2015). Cette étude indique que l'extension débute dès 17 Ma dans ce secteur et permet de développer un large bassin flexural selon une vitesse de subsidence de 150-250 m/Ma jusqu'à 6,2 Ma. Le proto-lac Albert est alors connectée aux proto-lacs Edward et George et forment l'ancien lac Obweruka. Entre 6,2 et 2,7 Ma apparaît la première phase de rifting. Les systèmes de failles bordières de l'ARS sont alors toutes formées et permettent d'accommoder une vitesse subsidence du bassin supérieure à 500 m/Ma, pouvant atteindre 600-800 m/Ma lors du paroxysme d'activité du rift. A partir de 2,7 Ma, un changement majeur est identifié dans le bassin, lié à la surrection des monts Rwenzori. Les trois lacs Albert, Edward et George sont alors individualisés et la vitesse de subsidence du bassin décroît de 450 à 250 m/Ma. Ce changement de dynamique, associé à la surrection du horst que représente le massif des Rwenzoris dans ce graben, pourrait être liée à l'interférence de deux systèmes de failles bordières. Des simulations numériques (*Koehn et al., 2008, 2010*) ou de « sandbox » (*Aanyu and*

Koehn, 2011) montrent en effet que la formation des monts Rwenzoris pourraient être liée à l'interaction entre le système de failles bordières du lac Edward se propageant vers le nord et le système de failles bordières du lac Albert se propageant vers le sud.

Contrairement à la partie sud de l'ARS où les provinces volcaniques miocènes à quaternaires de Virunga et de Toro-Ankole sont identifiées, aucune trace de magmatisme associé au rift du lac Albert n'a été identifiée jusqu'à présent. Néanmoins, un important gradient géothermique est suggéré dans ce secteur par plusieurs résurgences hydrothermales telles les sources chaudes de Sempaya dans la plaine de Semliki au nord-ouest des monts Rwenzori, le site de Kibiro sur la côte est du lac Albert ou encore le site de Panyimur au nord du lac (e.g. Bahati, 2012).

Dès les années 1920, de nombreuses résurgences d'hydrocarbures sont également décrites autour du lac Albert (Wayland, 1921). Néanmoins, aucune prospection pétrolière ne sera réellement entreprise avant les années 1990. Au début des années 2000, suite à plusieurs forages d'exploration réalisés dans ce bassin, le gouvernement ougandais annonce publiquement l'existence de gisements économiques d'hydrocarbures dans le rift du lac Albert (PEPD, 2008). Les analyses géochimiques réalisées à partir de deux résurgences échantillonnées sur la rive orientale montrent que deux types de roche-mères peuvent être identifiées dans le lac, se distinguant par leur environnement de dépôt : un environnement lacustre salin à hyper-salin anté-rift et un environnement lacustre d'eau douce tel que représente le lac actuellement (Dou et al., 2004a). Les unités de réservoir attendues pour ces gisements d'hydrocarbures correspondent à différentes formations gréseuses fluvio-deltaïques telles qu'elles sont observées sur différents affleurements en bordure du graben (ex. : Kisegi, Nyaburogo, Kaiso) et qui présentent des porosités de l'ordre de 30% et des perméabilités de l'ordre de un Darcy (PEPD, 2008). Néanmoins, Dou et al. (2004b) suggèrent également que le socle fracturé et altéré de ce bassin peut représenter une unité potentielle de réservoir. Les variations très fréquentes de faciès fluvio-deltaïques et lacustres observées dans ce graben mettent en évidence un fort potentiel de développement de pièges stratigraphiques au sein de ces formations (PEPD, 2008). De plus, la tectonique extensive de ce rift, exprimée de manière dominante sous forme de

failles normales encadrant des blocs structuraux, permet également de développer des pièges structuraux au sein de ce bassin (Dou et al., 2004b; Abeinomugisha and Kasande, 2013). Enfin, d'épaisses séquences (>30m) lacustres très riches en argiles sont identifiées au niveau de la rive méridionale du lac dans la plaine de Semliki. De telles séquences représentent un potentiel régional de roches de couvertures pour les réservoirs à hydrocarbures du lac Albert (PEPD, 2008). L'ensemble de ces observations suggère donc l'existence de systèmes pétroliers complets au sein du rift du lac Albert.

1.5 Evolution tectono-géomorphologique de l'altération supergène du socle de la bordure orientale du rift du lac Albert

Une description détaillée de l'évolution de l'altération supergène du socle cristallin ougandais depuis le Paléozoïque supérieur est présentée dans la section II.3.1.3. Cette section présente également les différentes applications décrites dans la littérature qui utilisent les propriétés du socle altéré en Ouganda.

2. Caractérisation pétro-structurale du réservoir fracturé de la bordure orientale du rift du lac Albert

Cette partie présente les résultats des investigations du système de failles bordières orientales du lac Albert. Afin de contraindre les caractéristiques structurales à différentes échelles de cette zone fracturée, l'étude des différents éléments constitutifs de cette zone a été réalisée à partir d'informations aux échelles satellite, de terrain et microscopique. Ces éléments permettront d'estimer le potentiel de ce type de réservoir. La section II.2.1 est consacrée à une description générale de la zone d'étude de terrain, qui correspond à la zone de Kaiso-Tonya de la bordure orientale du rift du lac Albert. La section II.2.2 présente les résultats obtenus à grande échelle grâce à l'interprétation de modèles numériques de terrain du rift de lac Albert et plus particulièrement de la zone d'étude de terrain de Kaiso-Tonya. La section II.2.3 est consacrée à la détermination de l'architecture de la zone de failles bordières à partir de données structurales et microstructurales. Ces données permettent de discuter notamment le rôle de l'héritage structural et des hétérogénéités lithologiques du socle dans le développement de ce système. La section II.2.4 consiste en une caractérisation des propriétés pétrophysiques des différents compartiments constituant l'architecture de cette zone de failles, afin de déterminer leur rôle dans un réservoir potentiel. Enfin, la section II.2.5 présente les résultats d'analyses structurales, minéralogiques et géochimiques menées sur plusieurs zones de circulations fossiles et actuelles identifiées le long de ce système de failles bordières. Ces zones permettent d'identifier les différentes sources de ces fluides et de proposer un modèle de percolation à travers les structures bordières de rift.

2.1 Présentation de la bordure orientale du rift lac Albert et de la zone d'étude

La bordure orientale du rift du lac Albert correspond au système de failles de Toro-Bunyoro (Fig. 2.8). Ce système de failles se propage à travers un socle précambrien principalement constitué de différentes unités cristallines (*Virransalo et al.*,

2012) et représente en certains endroits le trait de côte du lac Albert. Il s'étend sur plus de 200 km selon un axe NE-SW et se termine au sud-ouest dans la plaine de Semliki, située à proximité de la terminaison nord du massif des Rwenzoris et vient se terminer au nord-est à environ 50 km au nord de la ville de Masindi.

Le système de failles bordières de Toro-Bunyoro est composé de trois structures principales : les failles de Tonya, de Toro-Bunyoro et la zone centrale de Kaiso-Tonya (Fig.2.8). Nous parlerons donc bien par la suite d'une zone composée de plusieurs failles bordières.

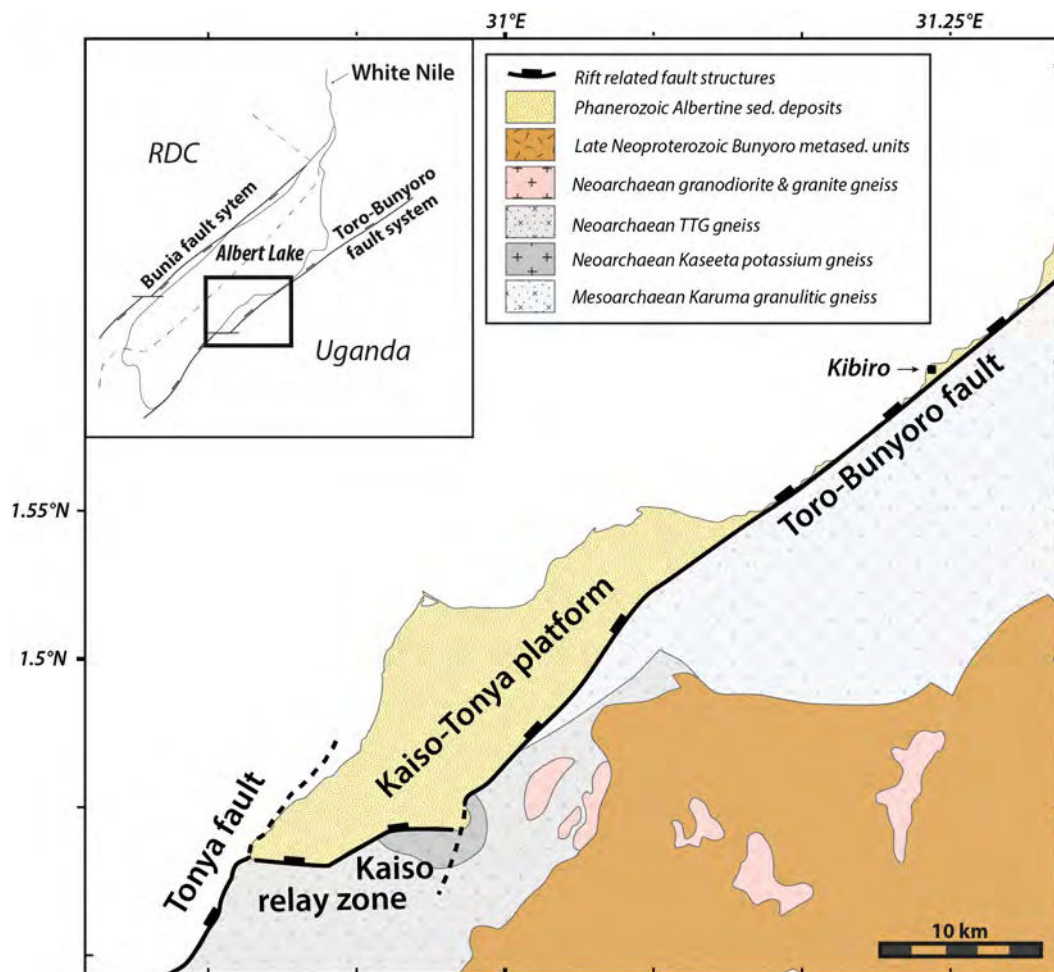


Figure 2.8 : Carte géologique de la zone d'étude de Kaiso Tonya (cf. Carte géologique de Hoima, échelle 1/250000, Virransalo et al. (2012)). L'encarté représente le tracé des deux systèmes de failles bordières de Bunya et de Toro-Bunyoro du rift du lac Albert.

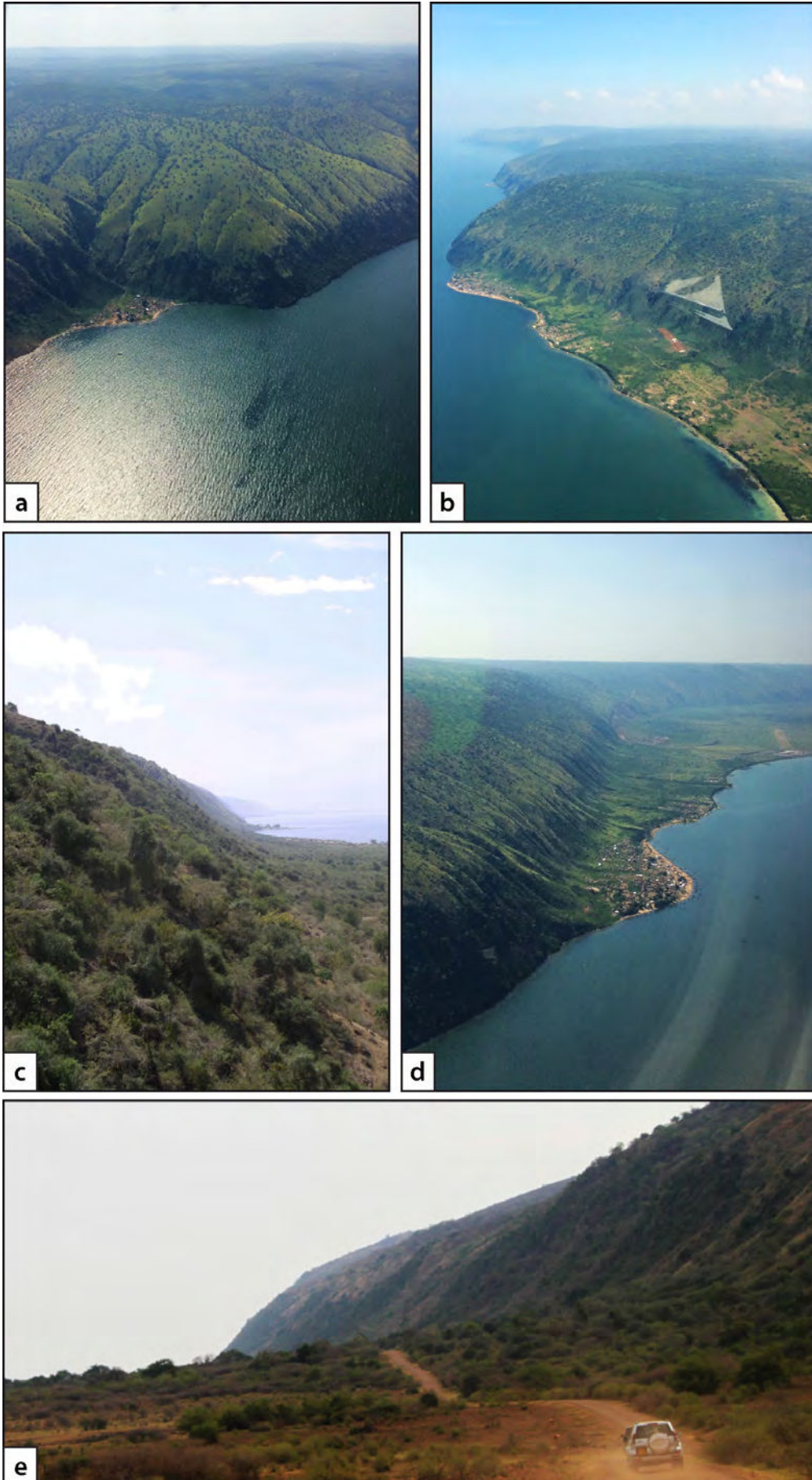
Les deux failles normales NE-SW de Tonya et de Toro-Bunyoro sont les deux failles majeures qui forment respectivement la bordure sud-est du rift du lac Albert. Elles sont exprimées chacune selon une extension apparente d'environ 100 km. Ces structures montrent un rejet apparent d'environ 200-400 mètres sur toute la longueur

du lac sous forme d'un escarpement de faille (Fig. 2.9). Lorsque cet escarpement ne plonge pas directement dans le lac, la base de celui-ci peut être atteinte au niveau de différentes terrasses sédimentaires, uniquement accessibles par les routes et pistes (Fig. 2.9b, d, e). La pente très raide de cet escarpement et son couvert végétal rendent en effet tout autre accès difficile, voire impossible. Cette géométrie ne permet donc pas d'observer le toit de ces failles puisque celui-ci est systématiquement immergé. Seul le mur de cette zone de failles bordières a donc été analysé.

La zone centrale de ce système de failles correspond à la plateforme sédimentaire de Kaiso-Tonya développée grâce à la zone de relais de Kaiso, connectant les deux failles bordières principales grâce à un système de failles ENE-WSW. Cette zone correspond à une rampe de relais, permettant à la plateforme de Kaiso-Tonya d'émerger au-dessus du niveau du lac. Les structures permettant le relais entre ces deux failles développent également un escarpement de faille d'une hauteur similaire à celui des deux failles majeures NE-SW.

Cette plateforme représente un grand intérêt pour cette étude puisqu'elle représente le seul endroit sur la rive ougandaise où il est possible de circuler à la base de l'escarpement sur une distance importante. La base de l'escarpement a également pu être atteinte plus au nord à proximité du village de Kibiro, mais uniquement en un point localisé (Fig.2.8). Ainsi, l'essentiel des affleurements analysés dans le cadre de cette étude de terrain sont donc situés le long de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro. Quelques affleurements de la zone de relais de Kaiso ont également pu être étudiés mais la faille de Tonya n'a pas été approchée dans le cadre de cette étude. Enfin, il paraît nécessaire de rappeler que seul le mur de ces différentes failles a pu être observé, le toit n'étant pas accessible sur l'ensemble de la bordure orientale du rift du lac Albert.

Figure 2.9 : Photographies aériennes et terrestres des deux failles normales de Tonya (a, b) et de Toro-Bunyoro (c, d, e), mettant en évidence un escarpement de faille avec un rejet apparent de 200-400 mètres le long de la rive orientale du lac Albert.



2.2 Organisation structurale à l'échelle régionale du rift du lac Albert et de la zone de Kaiso-Tonya

Deux modèles numériques de terrain (MNT) ont été utilisés pour caractériser l'organisation structurale du rift du lac Albert et en particulier celle du socle de la bordure orientale du lac. La couverture végétale et la forte altération supergène développée dans le socle protérozoïque des épaules du rift masquent fortement les variations lithologiques et les structures tectoniques. Les observations d'images satellite sont peu appropriées pour l'analyse structurale de cette zone d'étude, contrairement aux MNT. Les deux systèmes de failles bordières orientales et occidentales, ainsi que les structures secondaires d'extension plurikilométriques situées à proximité sont en effet aisément identifiables grâce aux escarpements et aux variations de topographie qu'elles produisent.

Le premier de ces MNT couvre une surface d'environ 200 000 km² avec une résolution de 30 mètres par pixel et permet de cartographier à l'échelle les structures majeures qui délimitent cette branche du rift (Fig. 2.10). Le second MNT de très haute résolution (1 mètre par pixel) est focalisé sur une zone de 2500 km² de la bordure orientale du lac Albert au niveau de la zone centrale de Kaiso-Tonya, qui a également pu être étudiée sur le terrain (Fig. 2.12). Cette analyse de plus haute résolution permet notamment de caractériser l'organisation des linéaments structuraux identifiés dans le socle précambrien de l'épaulement du rift. Ces linéaments d'extension kilométrique sont interprétés comme des structures d'origine tectonique. L'analyse de ce MNT permet de mesurer l'orientation et la longueur de chacun de ces linéaments structuraux mais ne permet pas une estimation de leur épaisseur.

L'analyse structurale du premier MNT permet de décrire l'organisation de la fracturation à l'échelle régionale du rift (Fig. 2.10).

Sur les deux épaules du rift, très peu de structures subparallèles à l'orientation générale de ce rift sont observées dans le mur des deux systèmes de failles bordières de Bunya et de Toro-Bunyoro. Cette absence significative de structures parallèles suggère que ces systèmes de failles bordières localisent très fortement la déformation

et accommodent l'essentiel de l'extension. Cette hypothèse est renforcée par le rejet apparent très important de ces failles bordières (>400 mètres) et par la topographie très plane au premier ordre des épaules du rift.

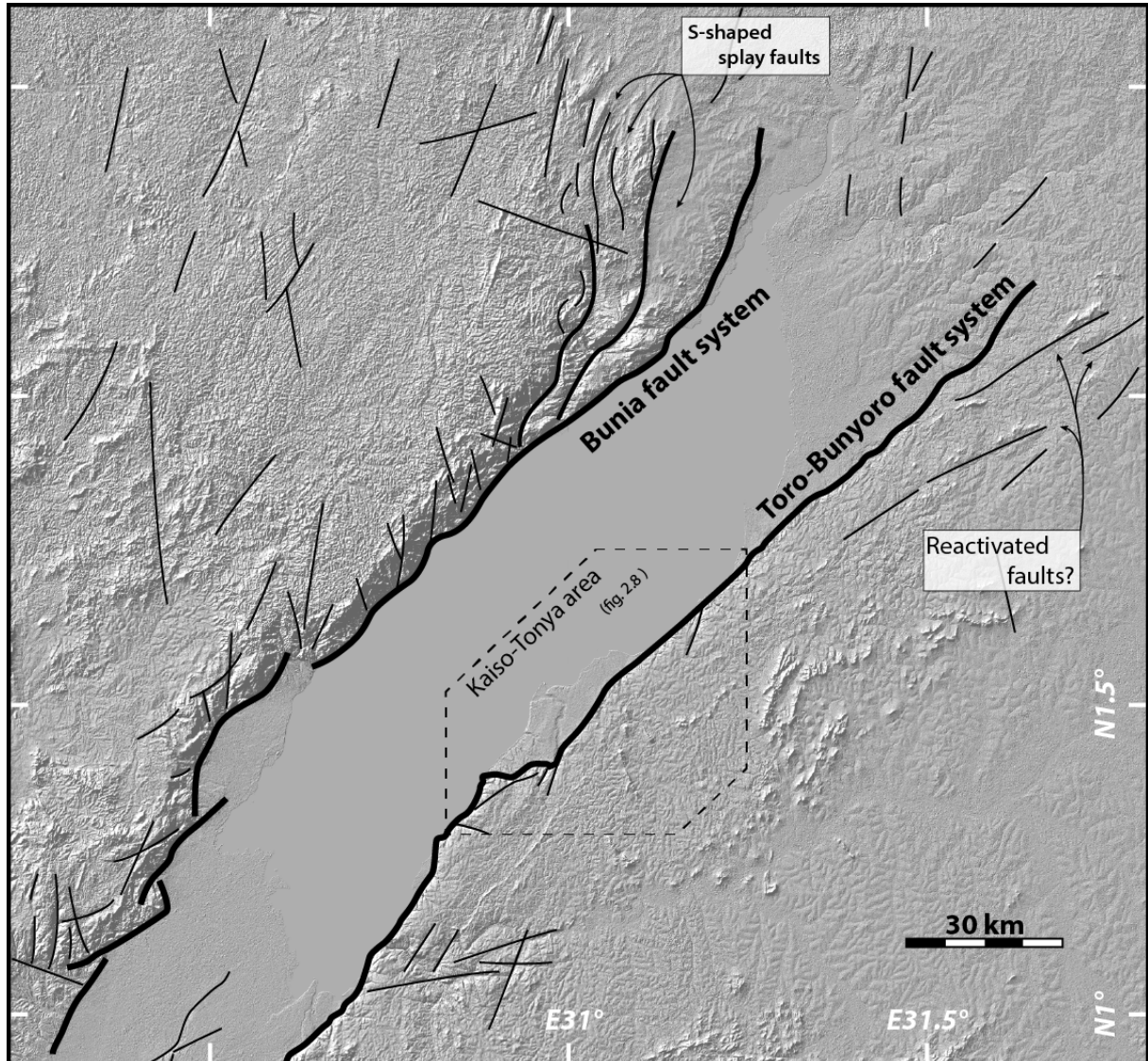


Figure 2.10 : Interprétation structurale du rift du lac Albert à partir du modèle numérique de terrain ASTER GDEM (résolution 30m/pixel).

A l'est de l'extrémité nord-est de la faille de Toro-Bunyoro, quelques linéaments NE-SW sont tout de même identifiés (Fig. 2.10). Le secteur nord du lac Albert a été caractérisé dans une étude issue de la littérature par des levés géophysiques aéroportés (Fig. 2.11) (Katumwehe et al., 2015). Cette étude met en évidence à l'est de la faille de Toro-Bunyoro une forte pré-structuration du socle précambrien selon des structures NE-SW à fort pendage. L'orientation commune de la pré-structuration du

socle avec celle de ces linéaments et de la structure bordière de cette zone suggère que le développement de ces structures tectoniques récentes associées au rifting sont liées à un phénomène de réactivation de structures préexistantes.

Au nord du lac Albert, l'analyse structurale du MNT montre que l'extrémité du système de failles bordières de Bunia est caractérisée par une terminaison de forme sinusoïdale (« fault splay ») (Fig. 2.10). Cette variation de comportement structural semble être liée à une pré-structuration différente du socle dans ce secteur, mise en évidence par une fabrique magnétique NW-SE dominante (Fig. 2.11) (Katumwehe et al., 2015). Cette observation renforce l'idée que le développement de ce rift et des failles associées est fortement contrôlé par la pré-structuration du socle.

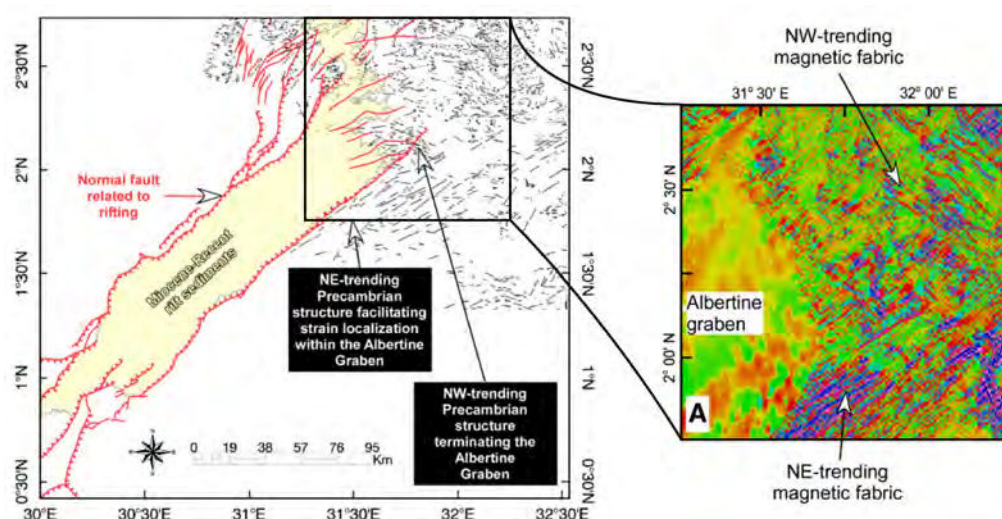


Figure 2.11 : Identification par analyse de relevés géophysiques aéroportés des orientations de pré-structuration du socle précambrien du secteur nord du lac Albert (modifiée d'après (Katumwehe et al., 2015))

Le tracé des systèmes de failles bordières NE-SW du rift n'est pas linéaire. Ces failles bordières semblent localement segmentées, notamment à environ 1,5° de latitude nord (Fig. 2.10). Sur la rive orientale du lac, cette segmentation correspond à la zone de relais de Kaiso reliant les deux failles NE-SW de Tonya et de Toro-Bunyoro. Cette géométrie de relais suggère que ce rift ait été développé à partir de la connexion de plusieurs segments (e.g. Morley, 1999; Fossen and Rotevatn, 2016).

Finalement, l'ensemble des observations réalisées sur ce MNT à l'échelle régionale du rift du lac Albert indique que ce bassin est formé par la connexion de

plusieurs segments de failles. La propagation et l'orientation de ces différentes failles bordières sont fortement contrôlées par la pré-structuration du socle. Certaines de ces failles correspondent probablement à des structures préexistantes réactivées. Cette forte pré-structuration semble donc avoir joué un rôle majeur sur l'organisation structurale de ce rift et notamment sur la localisation très importante de la déformation sur les deux systèmes de failles bordières antithétiques qui permettent le développement de ce graben selon une géométrie sub-symétrique (Karp *et al.*, 2012).

Le MNT de haute résolution de la zone de Kaiso-Tonya permet d'identifier de nombreux linéaments structuraux dans les formations de socle qui composent l'épaule du rift. Ces linéaments ne sont pas décrits sur l'image précédente. Les résultats du tracé de ces linéaments sont représentés sur la figure 2.12 et permettent d'identifier plusieurs familles de structures selon leur orientation.

L'orientation des 127 linéaments relevés sur ce MNT est représentée dans un diagramme de rose dont la distribution est pondérée par la longueur de ces structures (Fig. 2.12). Ce diagramme montre une organisation des linéaments en cinq familles directionnelles. Ces familles correspondent à deux orientations principales NNE-SSW et ENE-WSW, à une famille secondaire NNW-SSE et à deux orientations mineures E-W et ESE-WSW. Les deux familles principales correspondent à l'orientation des deux failles bordières du système de Toro-Bunyoro. Les autres familles de linéaments, obliques par rapport à ces deux failles majeures et dont les extensions sont généralement comprises entre un et cinq kilomètres, sont observées à proximité de la bordure du rift et également à plusieurs dizaines de kilomètres de celle-ci. Ces structures ne paraissent pas plus présentes à proximité des failles bordières qu'à une certaine distance de celles-ci. Ainsi, ces linéaments secondaires ne semblent donc pas correspondre à des structures conjuguées du système principal de failles, bien que certaines de ces structures aient pu être activées dans la phase d'extension. On peut donc supposer que ces structures soient pour la plupart préexistantes dans le socle précambrien par rapport à cette phase de rifting.

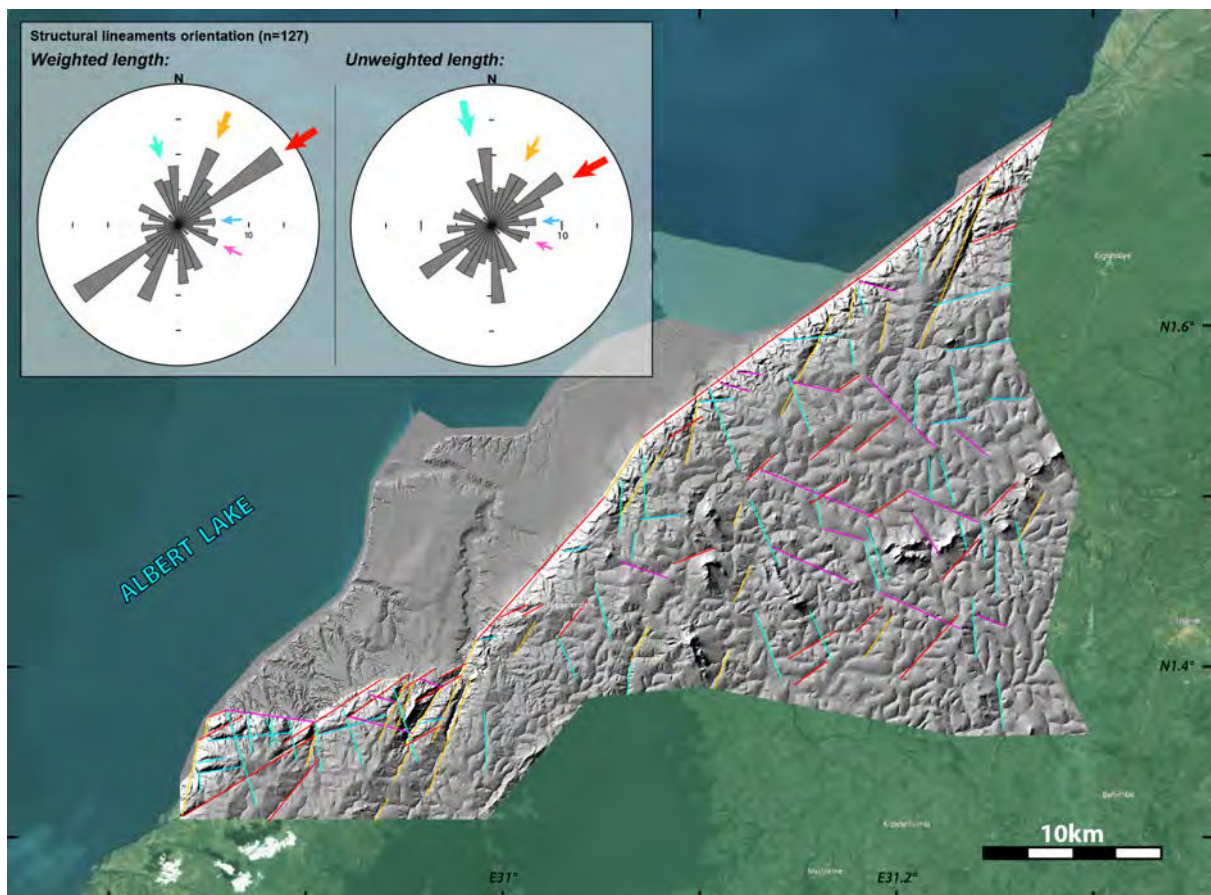


Figure 2.12 : Interprétation des linéaments structuraux à l'échelle 1/125000 d'un MNT de haute résolution (1m/pixel) de la zone de Kaiso Tonya. Les couleurs attribuées à ces linéaments indiquent leur appartenance aux différentes familles directionnelles de structures mises en évidence sur les diagrammes de rose.

En nombre cumulé, la distribution de toutes ces structures sur un diagramme de rose permet de s'affranchir de la longueur très importante des linéaments correspondant aux failles bordières (Fig. 2.12). Cette distribution montre alors que les linéaments parallèles au rift (familles NNE-SSW et ENE-WSW) sont présents en nombre équivalent à celui des linéaments de la famille NNW-SSE secondaire. Cette observation est clairement visible à l'est de la faille bordière au nord de la zone de relais. L'absence de prédominance de structures parallèles aux failles régionales sur cette épaulement du rift confirme la forte localisation de la déformation extensive sur ce système de failles bordières de Toro-Bunyoro.

Enfin, cette cartographie montre également que le socle au niveau de la zone de relais de Kaiso est affecté par une fracturation plus importante que celle identifiée le long des deux failles bordières principales (Fig. 2.12). Au niveau de cette zone de relais, la terminaison sud de la faille de Toro-Bunyoro se segmente brutalement en plusieurs structures subparallèles arrangées selon une géométrie en quinconce et de

quelques kilomètres d'extension. Ce changement de comportement mécanique suggère que la zone de Kaiso absorbe la déformation de la faille de Toro-Bunyoro et qu'elle représente bien une zone de transfert entre les deux failles normales principales.

2.3 Caractérisation pétro-structurale de l'architecture de la zone de failles bordières de Toro-Bunyoro

Les observations réalisées à grande échelle sur la bordure orientale du lac Albert dans la section précédente suggèrent que la déformation extensive de ce rift est principalement localisée sur le système de failles bordières de Toro-Bunyoro. Une analyse pétro-structurale et des observations microstructurales sur les différents affleurements ont ainsi été réalisées dans le secteur de la zone centrale de Kaiso-Tonya. Cette analyse consiste à identifier les différents faciès de socle et à caractériser les familles de fractures en mesurant notamment leurs orientations et densités. Les variations des différentes caractéristiques de la fracturation peuvent ainsi être discutées en fonction de différents paramètres tels que la position par rapport aux structures majeures ou la nature pétrographique du socle. La plateforme de Kaiso-Tonya a permis d'étudier en détail cinq sites localisés au niveau de l'escarpement formé par la faille de Toro-Bunyoro et la zone de relais de Kaiso. Afin de pouvoir évaluer l'influence de la zone de failles sur le socle, trois sites situés à plus d'un kilomètre de l'escarpement de faille ont également été analysés. Ces sites sont considérés comme représentatifs du protolithe de la zone de failles bordières du rift.

2.3.1 Les données du protolithe de la zone de failles bordières

Les trois sites localisés à plus d'un kilomètre de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro sont composés de granitoïdes gneissiques (Fig. 2.13). Ces gneiss montrent généralement une foliation sub-verticale, orientée selon un axe N-S pour le site situé le plus au nord (« Top NRC ») et ESE-WNW pour les deux sites plus au sud (« Waraga bridge » et « Kolin quarry »). Cette fabrique anisotrope peut être localement

affectée par des structures de déformation ductile d'une phase postérieure, exprimée sous forme de plis d'échelle centimétrique à métrique (Fig. 2.14a). Ces différentes structures correspondent à une pré-structuration du socle issue de phases tectoniques compressives antérieures à l'extension à l'origine du développement du rift. Par ailleurs, l'orientation des foliations mesurées sur ces trois sites est différente de la pré-structuration NE-SW décrite par Katumwehe et al. (2015) dans le socle situé au nord-est de la zone de Kaiso-Tonya (Fig. 2.11).

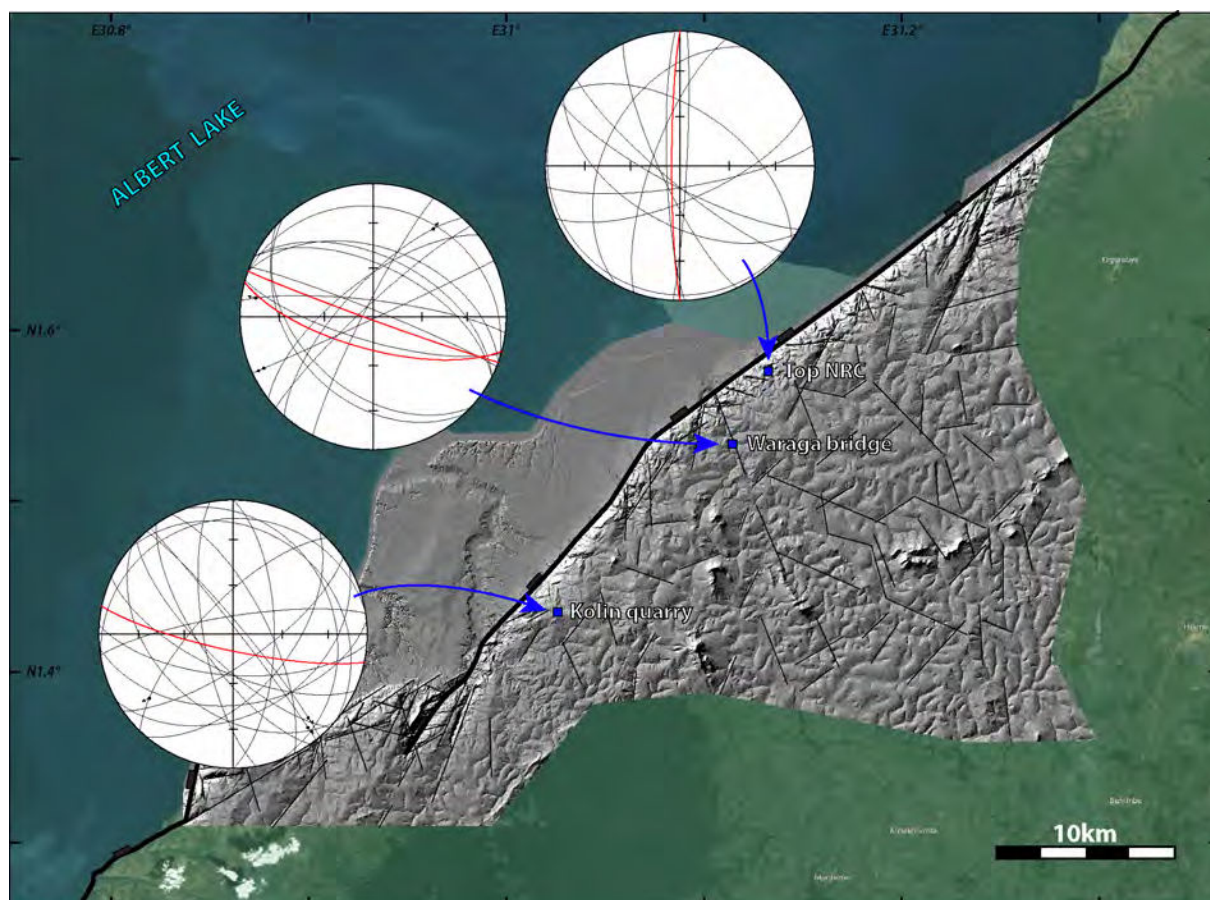


Figure 2.13 : Position et orientation de la fracturation mesurée sur trois sites situés à plus d'un kilomètre de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro. Les mesures de plans de foliation sont indiquées en rouge sur les projections stéréographiques.

Tous ces sites sont également affectés par une déformation fragile, composée de failles et de fractures, majoritairement sub-verticales et organisées selon différentes familles directionnelles (Fig. 2.13, 2.14b). Certaines familles de fractures semblent contrôlées par la fabrique du socle avec une orientation subparallèle aux foliations, tandis que d'autres sont obliques et recoupent ces structures de pré-structuration. Les

observations de terrain montrent que la densité de fracturation peut être variable sur chacun de ces sites, avec un socle pouvant être faiblement frac (≤ 10 frac./m) ou localement fortement fracturé à proximité de plans de faille (~ 50 frac./m). Comme pour l'analyse à grande échelle des linéaments structuraux de cette zone, ces failles sont développées à une distance importante du système de failles bordières. Elles sont organisées selon plusieurs directions obliques à ces failles majeures et présentent des mouvements décrochants. Malgré l'absence des critères de chronologie relative, ces informations suggèrent que de nombreuses failles observées sur ces sites sont développées indépendamment de l'extension à l'origine du rift, par différentes phases tectoniques au cours de la longue évolution du socle précambrien de cette zone.

Le socle de l'épaule orientale du rift, constituant le protolithe de la zone de failles bordières, est donc caractérisé par une pré-structuration hétérogène, composée de structures ductiles et fragiles développées durant les différents épisodes tectoniques anté-rift ayant affecté cette région (*voir section II.1.2*).

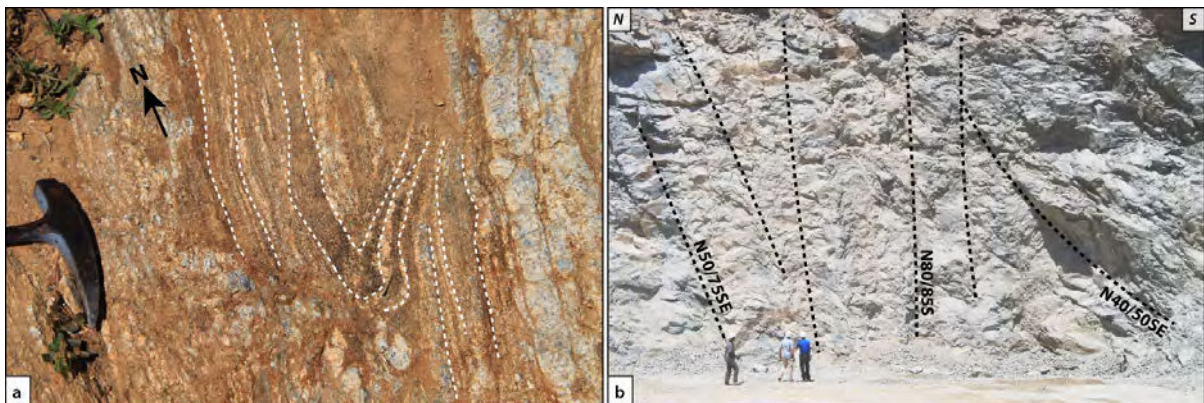


Figure 2.14 : a) Exemple de figures de déformation ductile polyphasée (i.e. foliation plissée) affectant le socle gneissique du site « Top NRC » (cf. Fig 2.13). b) Fracturation du site « Kolin quarry »

2.3.2 Les affleurements de la zone de failles bordières

Les cinq sites d'analyse de la zone de failles bordières correspondent à deux pistes recoupant l'escarpement (« North road cut » (NRC) et « South road cut » (SRC)) et à trois incisions faites par des rivières. Les mauvaises conditions d'affleurements liées aux surfaces altérées et à la végétation ne permettent pas de caractériser le socle

en dehors de ces différentes coupes artificielles et naturelles. L'ensemble de ces sites permet cependant de constater une nature pétrographique hétérogène du socle le long de la zone de failles bordières, composée de différents faciès de gneiss ortho-dérivé et para-dérivé et d'intrusions mafiques. La nature du socle semble donc plus hétérogène que celle reportée par la carte géologique de ce secteur indiquant que les failles de la bordure du rift se sont propagées à travers des granitoïdes de type « TTG » au sud et « granulites acides » au nord (Virransalo et al., 2012). Les résultats obtenus sur chacun de ces cinq sites sont présentés ci-dessous.

- La « North road cut »

Le site de la « North road cut » (NRC) est situé au niveau de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro, au nord-est de la plateforme de Kaiso-Tonya (Fig. 2.15, 2.17a). Ce site correspond à une piste recoupant cette zone de failles, notamment sous forme de plusieurs lacets dans la partie la plus raide formant un dénivelé d'environ 150 mètres sur une distance latérale d'environ 200 mètres. Elle permet d'exposer une coupe subcontinue de socle faiblement altéré à travers le mur de cette zone de failles, le long d'affleurements jusqu'à environ 15 mètres de hauteur. Les différents affleurements et profils étudiés, depuis le profil SL1 vers les autres situés plus en hauteur de l'escarpement, n'ont pas permis d'identifier le cœur de la faille de Toro-Bunyoro. Au sud de l'escarpement, cette piste permet également d'observer jusqu'à environ un kilomètre de manière sporadique plusieurs petits affleurements de socle très altéré, d'environ un mètre de hauteur en bordure de piste. La NRC et sa structure en lacets ont donc permis de caractériser les différentes roches qui composent cette zone de failles et de réaliser plusieurs profils d'analyses de fracturation selon différentes orientations.

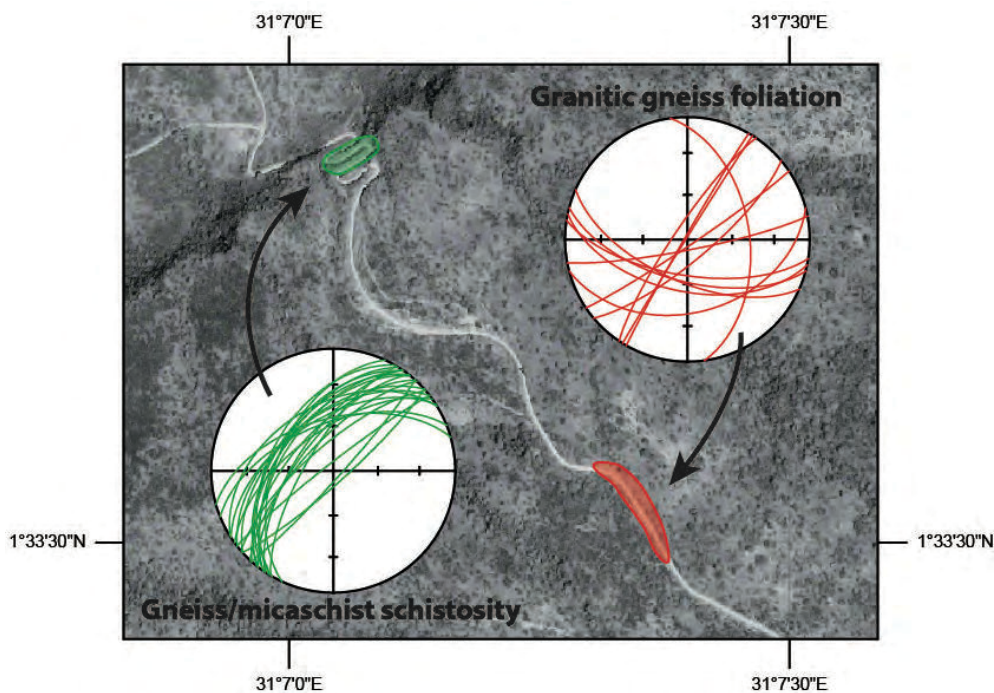
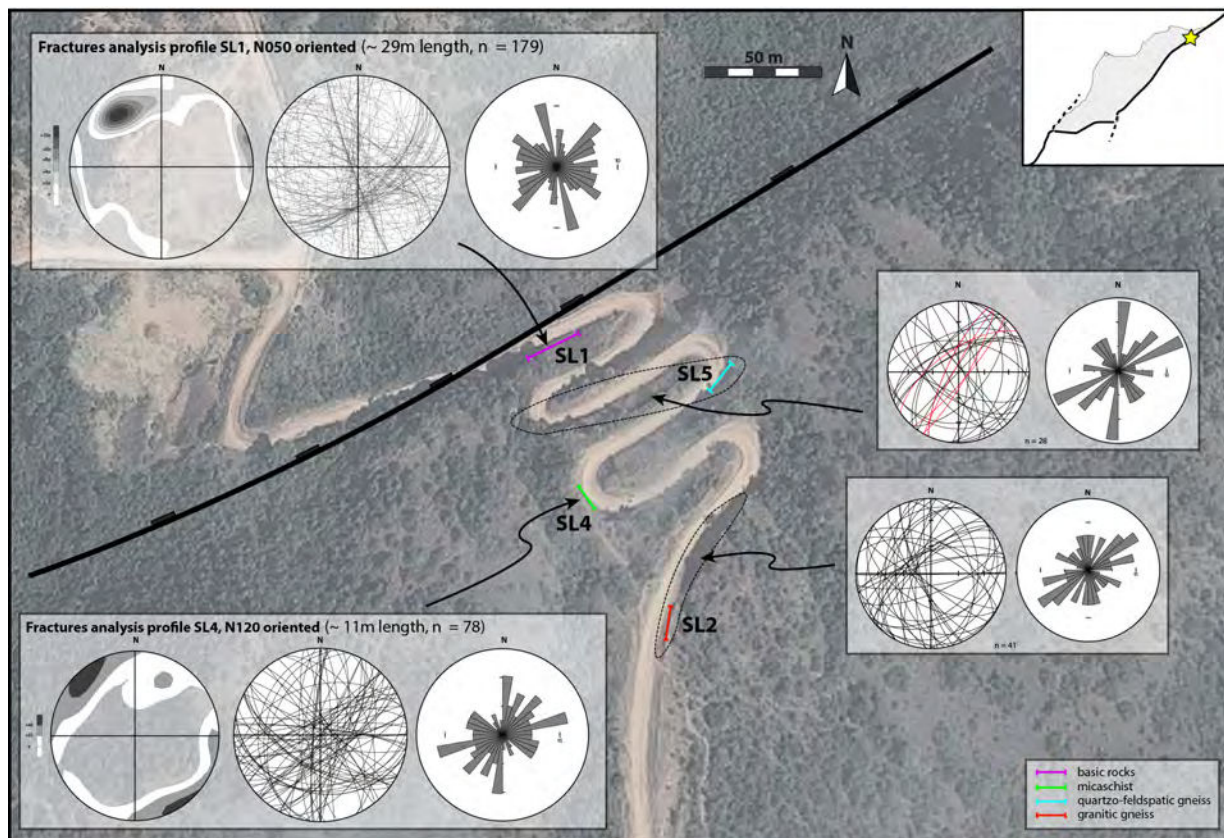


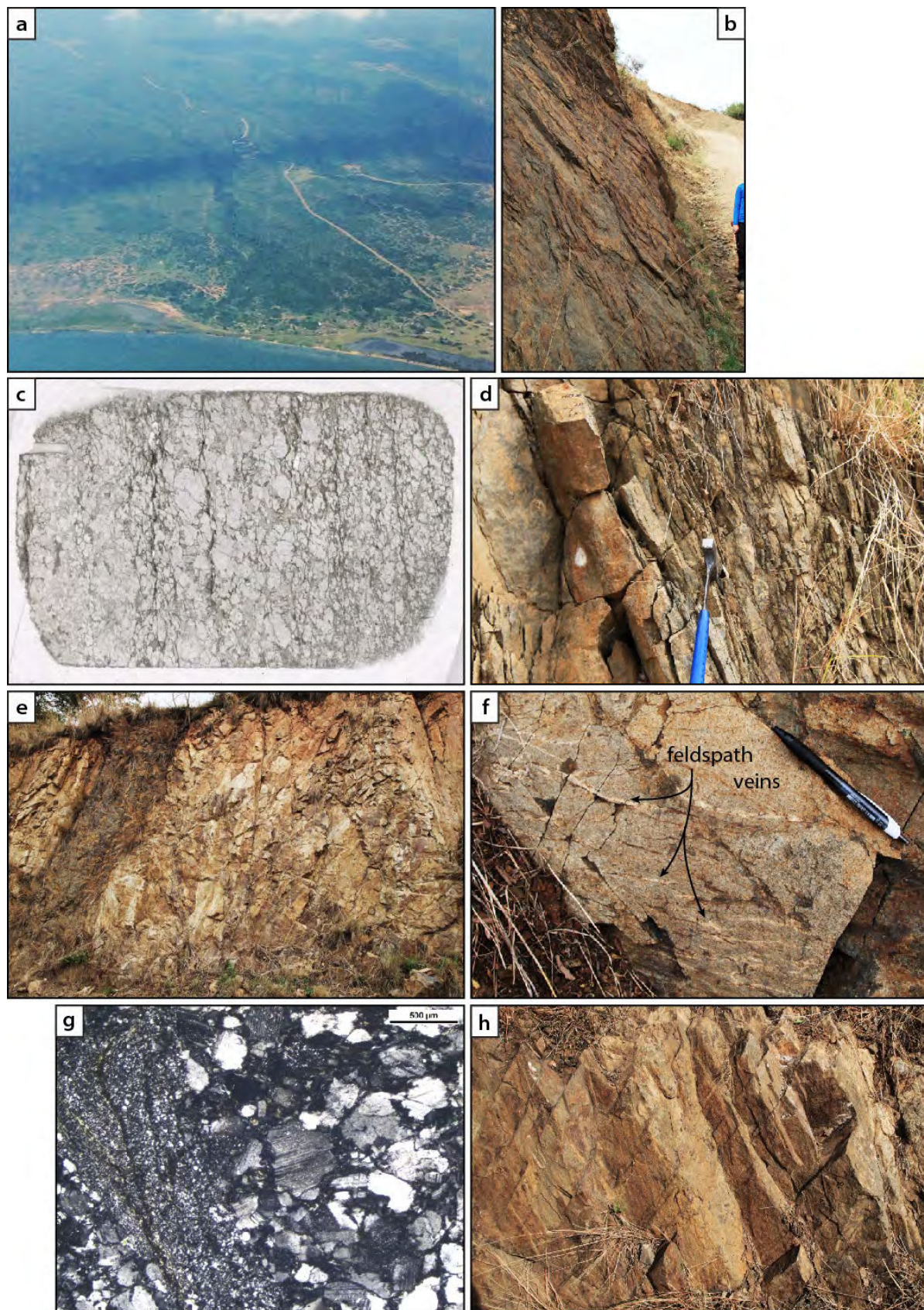
Figure 2.15 : Résultats des mesures de fracturation du site « NRC », localisé au niveau de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro. La couleur du tracé des différents relevés indique la nature lithologique du socle. Pour les deux profils SL1 et SL4 de type « scanline », la densité des pôles de plans de fractures est également représentée.

Figure 2.16 : Résultats des mesures d'orientation de la schistosité des facies de gneiss quartzo-feldspathique et de micaschiste du site « NRC » et de la foliation des gneiss granitique relevés le long de la piste au sud-est de ce site.

Différentes lithologies sont identifiées sur ce site, avec une variation majeure observée au niveau du sommet des lacets de la piste où la topographie du mur de la faille s'aplanit. Dans cette partie supérieure de l'escarpement, le socle est composé d'un gneiss orthodérivé, généralement caractérisé par deux orientations de foliation structurale NE-SW et ESE-WNW sub-verticales, associées à des plissements d'échelle centimétrique à métrique (Fig. 2.16).

La partie inférieure de ce site, visible au niveau des différents virages de la piste, est plus hétérogène en termes de faciès pétrographiques. Un faciès prédominant de gneiss quartzo-feldspathique est identifié avec des intercalations de niveaux plus micacés d'épaisseur métrique. Ces niveaux présentent une schistosité NE-SW à pendage NW, parallèle à l'orientation de la faille de Toro-Bunyoro (Fig. 2.16, 2.17b, c, d). La texture et la composition de ces roches suggèrent une origine sédimentaire, contrairement au gneiss ortho-dérivé de la partie supérieure de la NRC. Différentes intrusions de roches basiques sont également présentes dans cette zone, dont certaines avec des contacts nets recoupent la schistosité de ces gneiss tandis que d'autres sont plus difficiles à délimiter, en particulier vers la base de l'escarpement (Fig. 2.17e).

Figure 2.17 : a) Photographie aérienne du site « NRC » recoupant l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro. b, c, d) Photographies macroscopiques et microscopique mettant en évidence la schistosité NE-SW sub-verticale dominante des faciès de gneiss quartzo-feldspathique et de micaschiste. e) Exemple d'intrusion basique recoupant les unités gneissiques du site « NRC ». f) Photographie de fractures colmatées par des minéralisations de feldspath potassique. g) Exemple d'une bande de cisaillement identifiée au microscope en lumière polarisée, d'épaisseur millimétrique dans laquelle on observe une forte diminution de la taille de grains. h) Photographie d'un réseau de plusieurs familles de fractures délimitant une structuration sous forme de dièdres fortement connectés.



Ces différents faciès de socle sont tous affectés par une fracturation distribuée à l'échelle de tout le site NRC (Fig. 2.15). Cette fracturation est composée de failles, de couloirs de fracturation et de fractures d'extension pluri-centimétrique à pluri-métrique. A l'échelle microscopique, les différents échantillons prélevés sont caractérisés par une déformation polyphasée, composée notamment de bandes de cisaillement très localisées (Fig. 2.17g). De nombreuses fractures sont cimentées par des remplissages d'épaisseur parfois millimétrique de carbonate, de feldspath ou encore de chlorite (Fig. 2.17f). Ces fractures cimentées semblent particulièrement présentes en se rapprochant de la base de l'escarpement et du plan de faille principal. Les orientations préférentielles de ces fractures n'ont cependant pas été mesurées. Plusieurs relevés de fracturation, dont deux profils de type « scanline », mettent en évidence deux familles directionnelles dominantes sub-verticales dans toute cette zone (Fig. 2.15). L'orientation NE-SW à ENE-WSW, subparallèle à celle de la schistosité dominante et à l'orientation de la faille de Toro-Bunyoro est observée sur les différents sites. L'orientation perpendiculaire NNW-SSE à N-S est également reconnue parmi tous les profils de cette zone. Ces deux familles de fractures en se recoupant permettent notamment de développer localement un assemblage de blocs décimétriques fortement connectés sous forme de dièdres (Fig. 2.17h). Une orientation variable ESE-WNW à SE-NE semble également reconnue sur la plupart des affleurements du site NRC, mais représente une famille directionnelle secondaire par rapport aux deux autres familles dominantes.

Cette piste permet également de montrer que la fracturation de ce site est caractérisée par une densité variable, sans évolution spatiale apparente. Cette observation a pu être quantifiée grâce à quatre profils respectivement réalisés dans un niveau de roches basiques, de gneiss quartzo-feldspathique, de micaschistes et de granitoïdes de la partie supérieure de la piste (Fig. 2.18). Ces profils montrent que la densité de fracturation est généralement variable d'environ ± 10 fractures par mètre par rapport aux valeurs moyennes calculées. Les trois profils les plus proches du plan de faille présentent des valeurs moyennes comparables de 20-25 fractures par mètre,

avec notamment des segments de densités relativement faibles, inférieures à 20 frac./m, voire à 10 frac./m pour le profil SL5. A l'inverse, les valeurs les plus fortes sont observées sur le profil SL2 le plus distant du plan de faille, mesuré dans le faciès de gneiss granitique. Ces différents profils permettent donc de montrer l'absence d'une relation entre la distance par rapport au plan de faille majeur situé à la base de l'escarpement et la densité de fracturation à l'échelle du site NRC. Ainsi, la pétrographie des formations paraît être la meilleure explication à ces variations de densité de fractures, le faciès de micaschiste montrant une densité deux fois plus faible que celle du faciès ortho-dérivé. Ces différences reflètent le comportement mécanique et rhéologique différent de chacun de ces faciès par rapport à la déformation fragile liée au fonctionnement de la faille de Toro-Bunyoro.

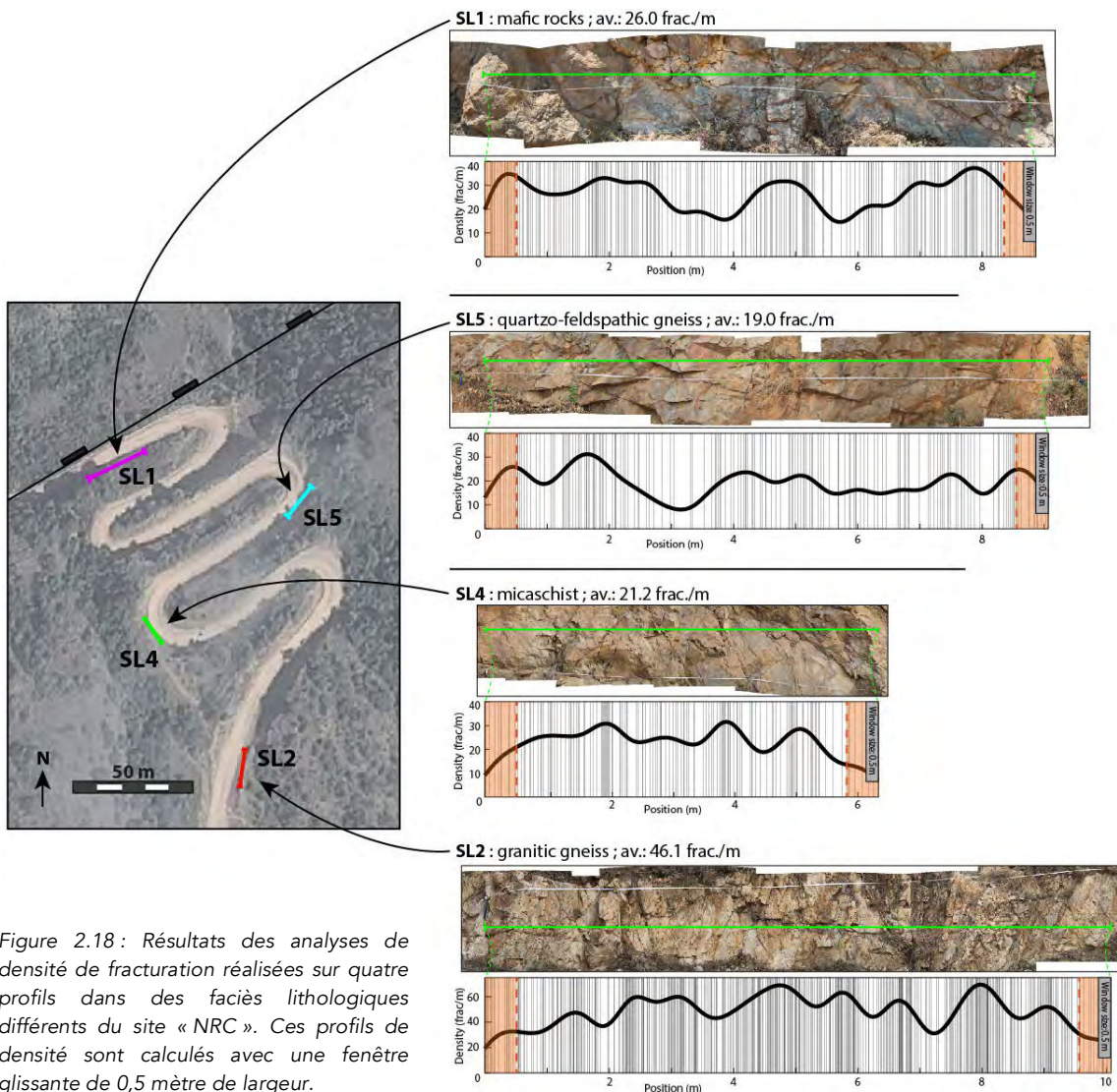


Figure 2.18 : Résultats des analyses de densité de fracturation réalisées sur quatre profils dans des faciès lithologiques différents du site « NRC ». Ces profils de densité sont calculés avec une fenêtre glissante de 0,5 mètre de largeur.

Selon l'ensemble des informations obtenues sur le site NRC, depuis le profil SL1 jusqu'au profil SL2 situé au sommet de la route en lacets, aucune structure caractéristique d'un cœur de faille de type gouge ou cataclase n'a été identifiée. Au niveau du site NRC, ce cœur de faille semble donc être localisé tout à fait à la base de l'escarpement au nord du profil SL1. La zone hétérogène présentée ci-dessus semble donc être caractéristique de la zone endommagée de cette faille, avec notamment la présence de deux familles de structures dominantes NE-SW à ENE-WSW et NNW-SSE à N-S, ainsi que de nombreuses fractures cimentées par différentes phases de fluides. L'analyse de ce site permet donc d'estimer une épaisseur minimale de 150 mètres pour ce compartiment de zone endommagée du mur de la faille de Toro-Bunyoro.

- Les incisions de rivières

Plusieurs rivières incisent l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro et permettent de créer plusieurs coupes naturelles à travers celui-ci. Trois de ces incisions, appelés Babouns 1, -2 et -3, ont pu être atteintes dans la zone centrale de la plateforme de Kaiso-Tonya lors de la période d'assèchement de ces rivières (Fig. 2.19, 2.20a). Ces sites difficiles d'accès permettent d'observer directement de petits affleurements localisés à la base de l'escarpement. Ils ne permettent cependant pas de remonter entièrement à travers la zone de failles.

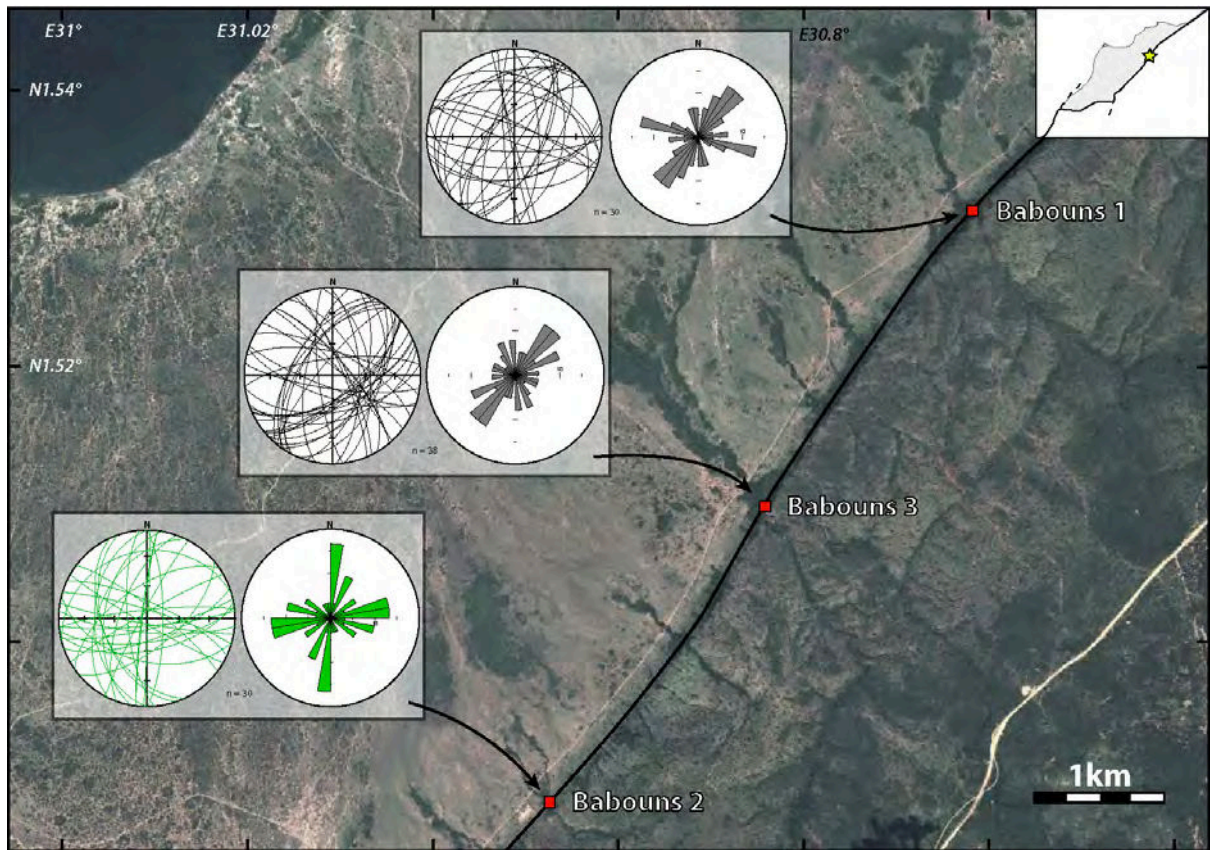


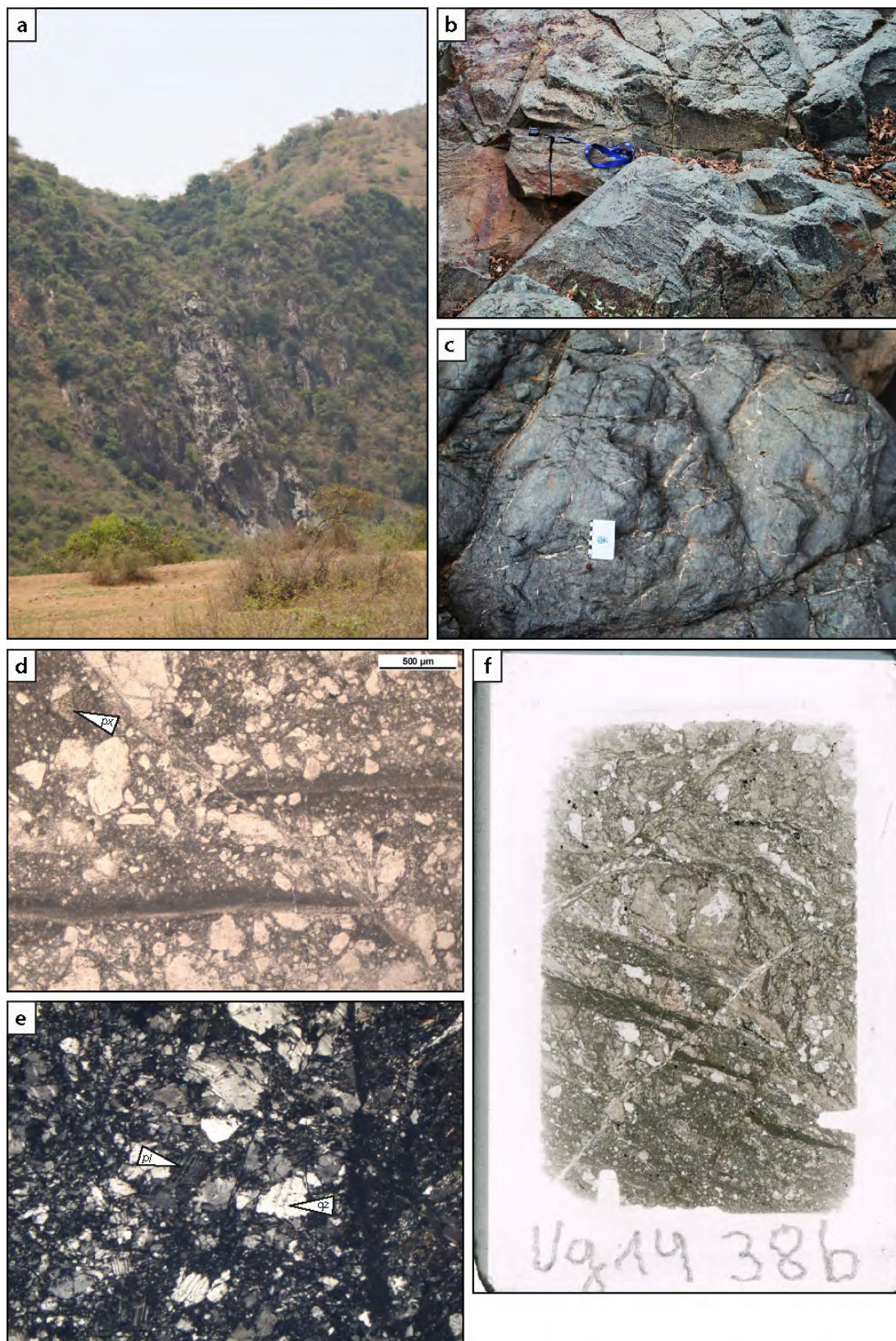
Figure 2.19 : Position et orientation de la fracturation mesurée sur les trois sites Babouns1, -2 et -3 localisés au niveau d'incisions de rivières recoupant l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro. Les mesures du site Babouns2 ont été focalisées sur les fractures colmatées par des remplissages secondaires carbonatés.

Ces affleurements se présentent sous forme de roches sombres, composées d'une matrice fine et indurée, avec très peu d'éléments figurés visibles macroscopiquement (Fig. 2.20b, c). Aucune pré-structuration de type foliation ou schistosité n'est apparente. Les observations en lames minces réalisées sur ces roches permettent de montrer que celles-ci sont très fortement déformées, caractérisées par une texture cataclastique commune à ces trois sites. Cette texture est composée de clastes de quelques dizaines à quelques centaines de micromètres, fissurés, de forme arrondie et souvent non-jointifs (Fig. 2.20d, e, f). Ces clastes sont entourés d'une matrice sombre très fine, de granulométrie micrométrique voire inférieure, formée à partir des mêmes phases constituant les clastes. De nombreuses bandes de d'ultracataclastes opaques sont également observées, pouvant être recoupées un réseau de fractures postérieures (Fig. 2.20d, f). Ces différentes structures mettent en évidence le caractère polyphasé de la déformation qui affecte ces cataclastes. Les

clastes de ces roches cataclastiques, composées majoritairement de pyroxènes et de plagioclases pour le site Babouns1 et de quartz, de plagioclase et de feldspath-K pour les sites Babouns2 et -3 suggèrent respectivement une nature basique et acide pour ces roches. La très forte déformation à l'origine de cette texture de cataclase semble donc se développer à la base de l'escarpement de faille de la même manière entre les différents affleurements de nature hétérogène, donnant à ces roches un aspect macroscopique similaire. En remontant le lit des rivières asséchées dans l'axe perpendiculaire au plan de faille, ce faciès cataclastique est reconnu sur une épaisseur minimale d'une quinzaine de mètres.

Ces trois affleurements sont caractérisés par une fracturation recoupant ces roches cataclastiques. Cette fracturation est composée de structures d'extension pluri-centimétrique à pluri-métrique, généralement fermées (Fig. 2.20b). Néanmoins, une zone de l'affleurement Babouns2 a permis d'identifier plusieurs ensembles de fractures cimentées par des carbonates (Fig. 2.20c). Une analyse minéralogique et géochimique de ces carbonates est présentée plus loin dans ce manuscrit ([voir section II.2.5.2](#)). L'orientation des principales familles directionnelles de fractures a été relevée sur ces trois sites, en se focalisant pour le site Babouns2 uniquement sur les fractures ayant uniquement été percolées par les fluides à l'origine de ces remplissages carbonatés (Fig. 2.19). Les deux sites Babouns1 et -2 montrent une fracturation dominante NE-SW à fort pendage NW et SE ($>60^\circ$), subparallèle au plan de l'escarpement de faille. Ces deux sites montrent également deux familles secondaires de fractures développées selon les orientations NNW-SSE et E-W, voire ESE-WNW pour le site Babouns1. Les fractures colmatées par les carbonates du site Babouns2 sont dominées par les orientations N-S et E-W. En revanche, les fractures NE-SW semblent très peu percolées par ces fluides.

Figure 2.20 : a) Photographie de l'incision de rivière permettant l'accès au site Babouns3 au niveau de l'escarpement de faille. b, c) Photographies d'affleurement représentative de la roche sombre, de granulométrie fine avec très peu d'éléments figurés visibles macroscopiquement, des trois sites Babouns1, -2 et -3. La fracturation de ces roches est localement colmatée par des remplissages carbonatés. d, e, f) Scan et images microscopiques mettant en évidence la texture cataclastique qui caractérise les formations des trois sites Babouns1, -2 et -3.



Enfin, la densité de fracturation de chacun de ces sites est relativement faible par rapport à l'état de déformation de la matrice de ces roches. Une densité inférieure à 15-20 fractures par mètre est généralement observée, comme le montre un profil de fracturation subhorizontal du site Babouns1 avec une valeur moyenne de 13,9 frac./m (Fig. 2.21).

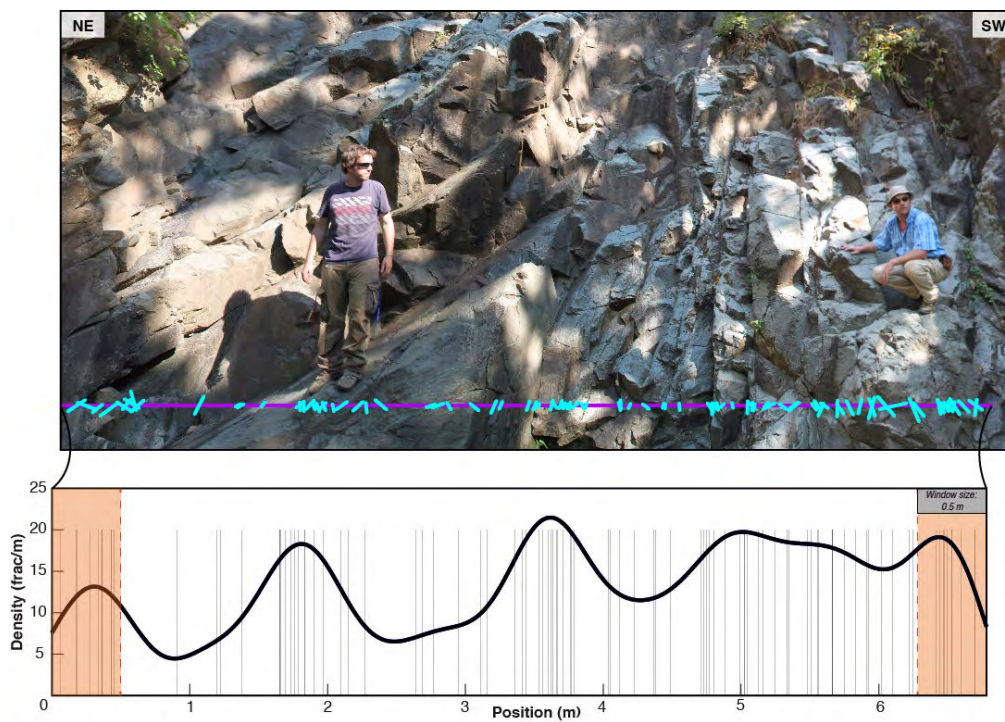


Figure 2.21 : Résultat d'un profil de densité de fracturation du site Babouns1, calculé avec une fenêtre glissante de 0,5 mètre de largeur.

- La « South road cut »

Le site de la « South road cut » (SRC) est localisé au niveau de la terminaison méridionale de la faille de Toro-Bunyoro et de sa connexion avec la zone de relais de Kaiso (Fig. 2.22). Dans ce secteur, la faille de Toro-Bunyoro se divise en plusieurs segments NE-SW subparallèles. Ces différents segments sont reliés par des failles ENE-WSW appartenant au système de failles qui contrôle la zone de relais de Kaiso. La SRC correspond à une piste qui traverse une rampe de relais d'environ un kilomètre de large, encadrée par ces différents segments de faille. Cette piste permet au socle d'affleurer sporadiquement selon une hauteur variable jusqu'à quelques mètres. Les deux principales zones où le socle est le mieux exposé ont été étudiées et sont situées respectivement au cœur de cette rampe de relais (« TopSRC ») et à l'extrémité nord de celle-ci au niveau de la structure de relais (« SRCbase »). Cette structure de relais forme l'escarpement qui délimite le contact entre le socle du mur de la zone de failles bordières de la terrasse sédimentaire de Kaiso-Tonya.

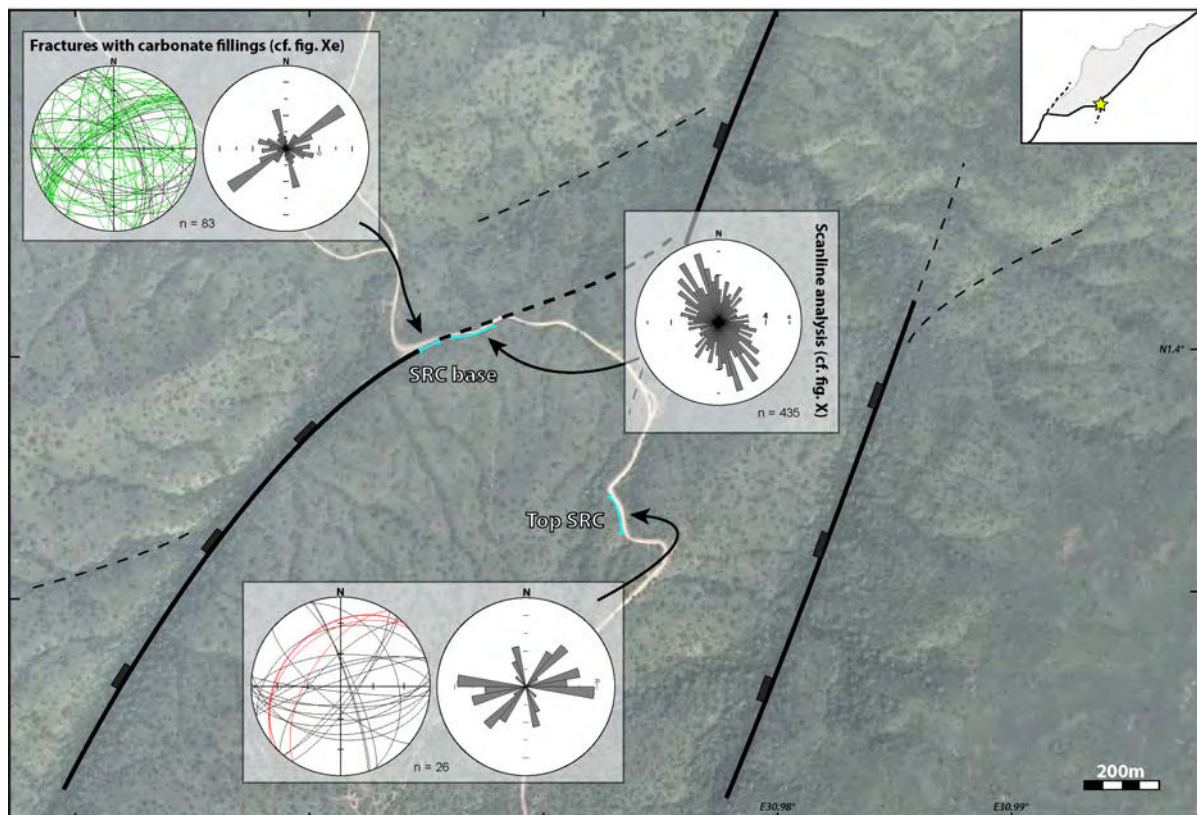
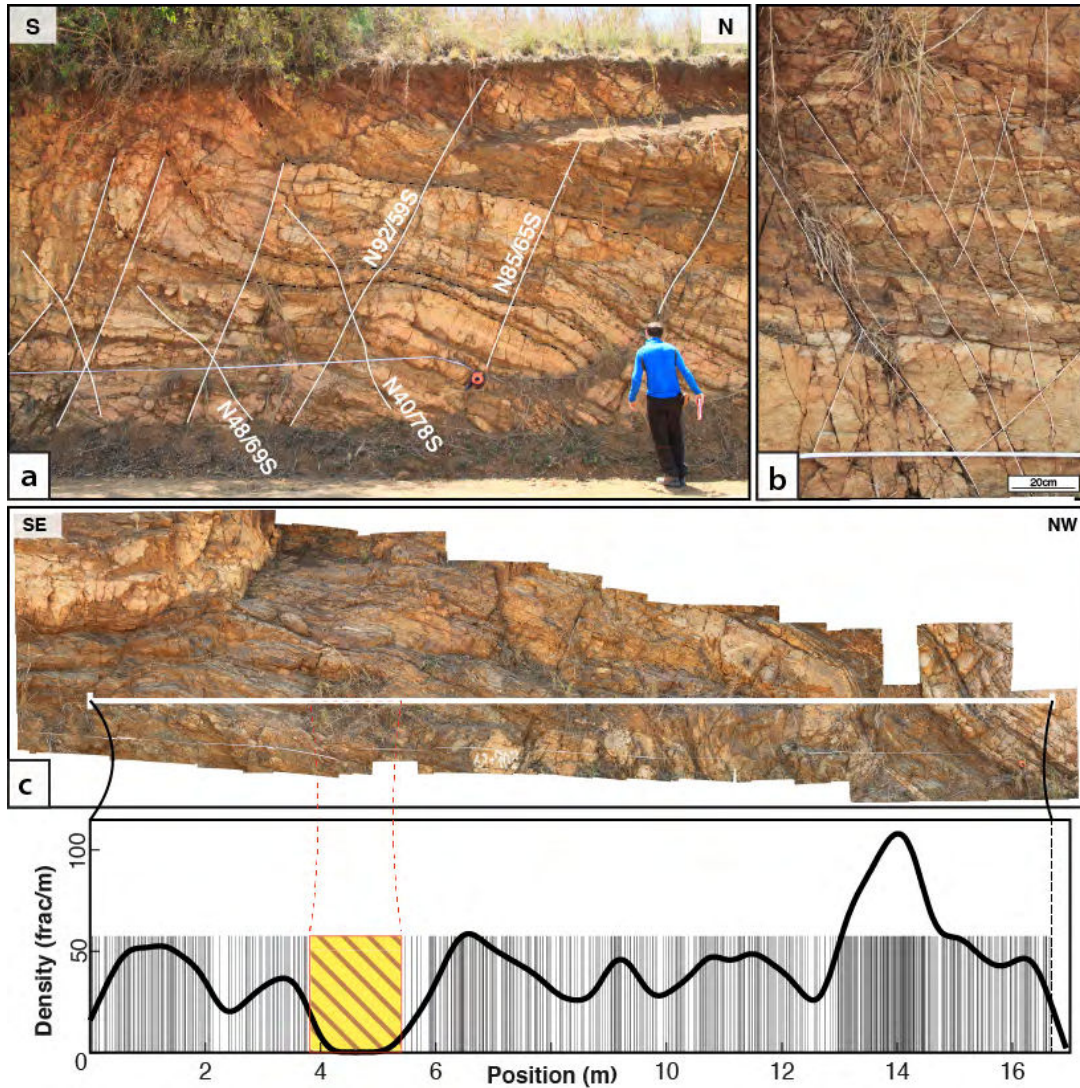


Figure 2.22 : Position et orientation de la fracturation mesurée sur plusieurs affleurements au niveau du site « SRC » localisé au niveau de la terminaison sud de la faille de Toro-Bunyoro. Sur les projections stéréographiques, les mesures de plans de schistosité et de fractures colmatées par des remplissages carbonatés sont indiquées respectivement en rouge et en vert.

La partie centrale de la rampe de relais, notamment au niveau de l’affleurement « TopSRC », est composée majoritairement d’un gneiss quartzo-feldspathique fortement structuré et plissé, présentant localement des intercalations de roches basiques également affectées cette déformation ductile (Fig. 23a, b). Ces roches sont également fortement affectées par les processus d’altération supergène. Ce socle gneissique hétérogène est caractérisé par une foliation NE-SW à pendage modéré (~30-60°) vers le NW, pouvant être localement déformée par des plis d’échelle centimétrique à métrique. Ce socle présente une forte fracturation recoupant cette pré-structuration, organisée selon trois orientations dominantes NNW-SSE, NE-SW et E-W à fort pendage (>70°) (Fig. 2.22). Ces structures d’extension centimétrique à pluri-métrique permettent de délimiter une structuration fortement connectée sous forme de dièdres de différentes échelles (Fig. 23b). La densité de fracturation de cette zone est généralement forte (>30 frac./m). Le profil de fracturation subhorizontal réalisé sur l’affleurement « TopSRC » montre une valeur moyenne de 39,6 frac./m (Fig. 23c) et permet d’observer des valeurs nettement plus élevées au niveau des intercalations basiques présentes dans ce socle. Le long de cette piste, aucune évolution de la densité n’a pu être identifiée en se rapprochant de la faille de la bordure nord de cette rampe de relais. Cette importante fracturation observée sur cet affleurement et sur le reste de cette piste suggère que la déformation est accommodée de manière homogène au sein de ce bloc structural encadré par ces différentes failles. Néanmoins, l’altération supergène qui affecte ce socle semble également contribué à ce fort degré de fracturation. Les niveaux les plus superficiels de cet affleurement sont en effet généralement plus fracturés que ceux moins altérés et situés à la base de la coupe.

Figure 2.23 : a, b) Photographies montrant la structuration complexe du gneiss quartzo-feldspathique et des intercalations basiques de l’affleurement « TopSRC » fortement altéré, composée d’une forte schistosité, de plis et de fractures fortement connectées. c) Résultat d’un profil de densité de fracturation de l’affleurement « SRC base », calculé avec une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur. La portion rayée de ce profil représente une zone masquée par la végétation où le relevé de fracture n’a pu être réalisé.



L'affleurement « SRC base » est localisé à l'extrémité nord de cette rampe de relai, au niveau de la faille ENE-WSW qui délimite le contact entre le socle déformé des unités sédimentaires de la plateforme de Kairo-Tonya (Fig. 2.22). La partie nord-est de cet affleurement correspond à la coupe de la SRC qui s'étend sur plus de 100 mètres de longueur et plusieurs mètres de hauteur, tandis que la partie sud-ouest affleure naturellement dans la vallée longeant ce plan de faille. Cet affleurement est constitué majoritairement de roches basiques verdâtres à granulométrie très fine et de granitoïdes (Fig.2.24a, b). Les faciès décrits plus haut sur la piste et sur l'affleurement « TopSRC » ne peuvent être reconnus ici et aucune fabrique apparente ne peut être identifiée parmi ces faciès. Leurs contacts sont généralement diffus et difficiles à identifier.

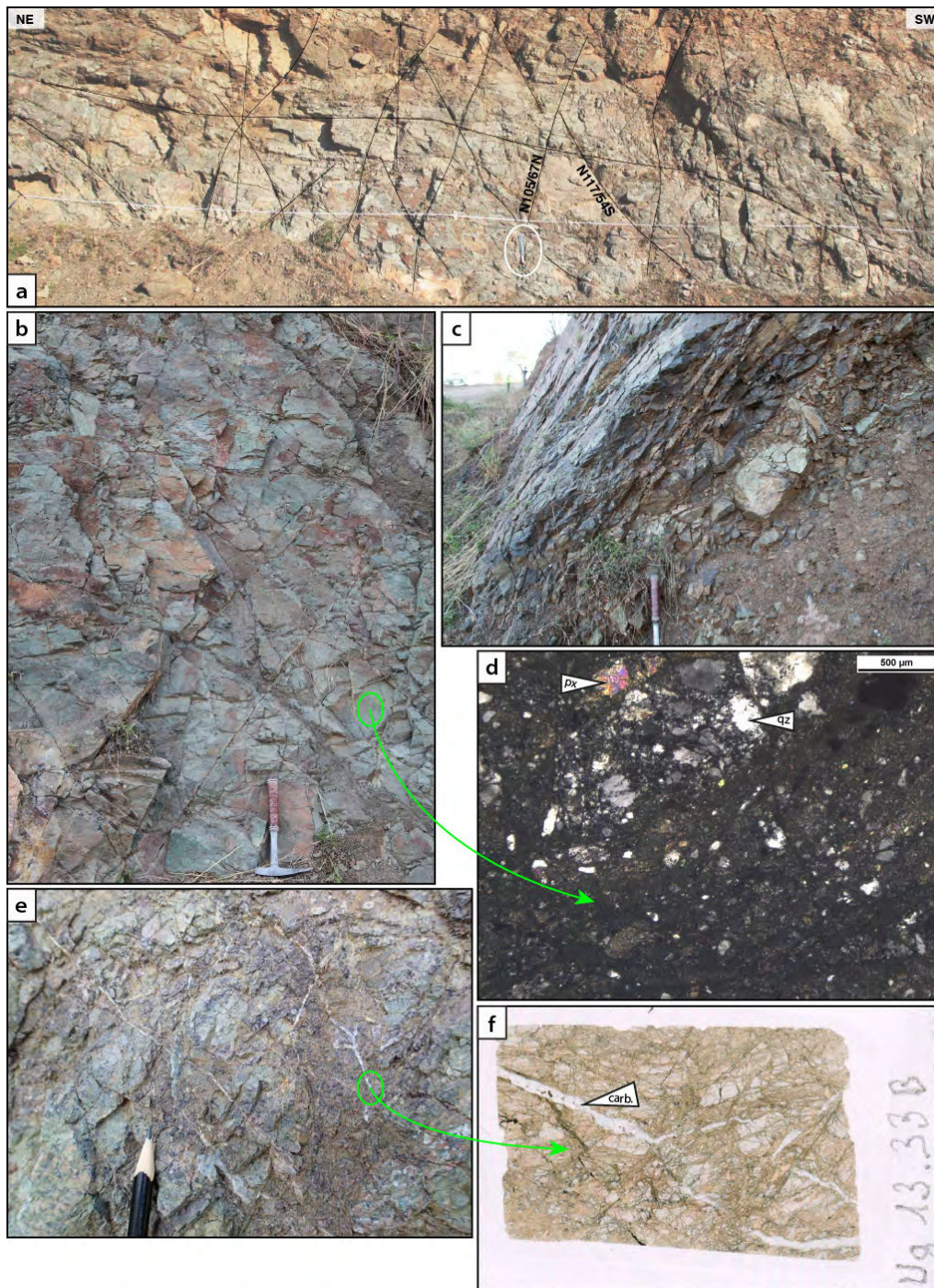


Figure 2.24 : a, b) Photographies des roches basiques verdâtres fortement fracturées qui composent majoritairement l’affleurement « SRC base ». c) Photographie mettant en évidence la forte fracturation subparallèle à paroi de l’affleurement « SRC base ». d) Image au microscope en lumière polarisée montrant la texture cataclastique qui caractérise les roches de l’affleurement « SRC base ». e, f) Photographie et scan de lame mince de fractures avec des remplissages de carbonates.

Les observations en lames minces réalisées sur ces roches permettent de montrer que celles-ci sont très fortement déformées. Une texture de cataclasite, semblable à celle identifiée sur les trois affleurements Babouns1, -2 et -3, est observée dans les roches basiques de cet affleurement (Fig.24d). Ces roches sont composées de

clastes de quartz, de feldspaths et pyroxènes de quelques dizaines à quelques centaines de micromètres. Ces clastes sont fissurés, de forme arrondie, généralement non-jointifs et entourés d'une matrice sombre très fine. Les roches felsiques de cet affleurement sont très fortement bréchifiées mais ne présentent pas de matrice aussi fine et en proportions équivalentes à celles du faciès basique (Fig. 2.24f).

Cet affleurement est caractérisé par une fracturation recoupant ces faciès cataclastiques selon plusieurs orientations préférentielles. Afin de caractériser cette fracturation, un profil subhorizontal de type « scanline » a été réalisé sur une longueur de 30 mètres le long de l'escarpement de faille selon une orientation moyenne N60-70 (Fig. 2.22, 2.25). Ce profil montre une fracturation organisée autour d'une orientation dominante NW-SE à NNW-SSE sub-verticale et de nombreuses orientations secondaires. Seule l'orientation ENE-WSW parallèle à ce profil n'est pas représentée à cause de cette méthode d'analyse. Celle-ci semble particulièrement sous-estimée, comme le montre la figure 2.24c où tout un réseau de fractures subparallèles à la paroi analysée est mis en évidence. La densité de fractures d'environ 20 frac./m, excepté au niveau d'un couloir particulièrement bréchifié, paraît donc également sous-estimée pour cet affleurement. A l'ouest de la piste et du profil d'analyse, de nombreuses fractures ont pu être identifiées avec des remplissages millimétriques de carbonates à travers les deux faciès basique et felsique (Fig. 2.24e, f). Ces fractures percolées montrent une orientation dominante NE-SW avec un fort pendage ($>70^\circ$) vers le NW, confirmant que cette famille a été sous-estimée par le profil d'analyse décrit ci-dessus (Fig. 2.22). Les deux familles secondaires également présentes correspondent aux orientations NNW-SSE à vergence ENE-WSW et E-W à vergence S. Ces fractures, avec un remplissage clairement postérieur au développement du faciès de cataclase, sont semblables aux trois familles principales de fractures identifiées sur le site « TopSRC » au cœur de la rampe de relais.

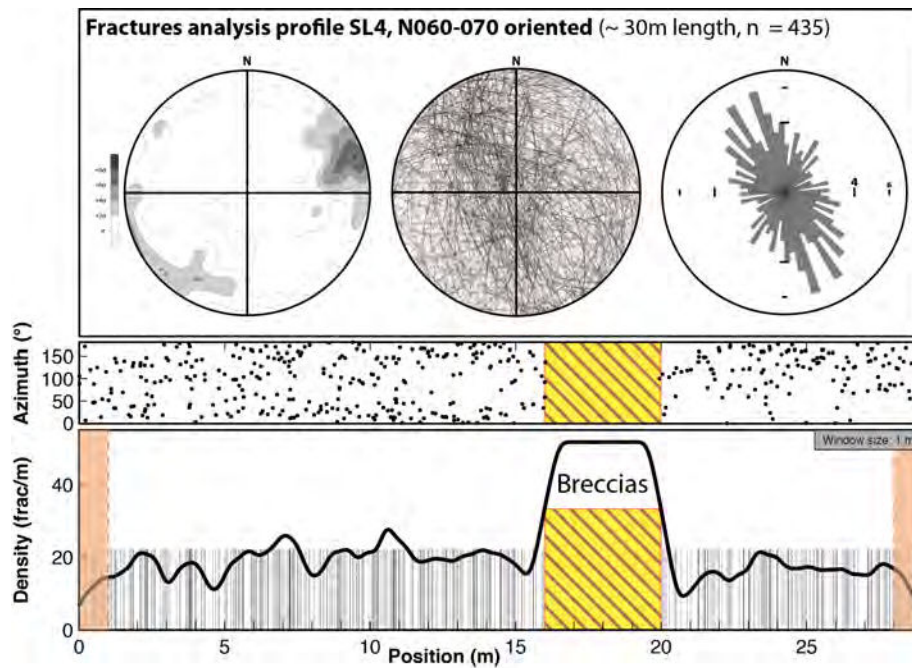


Figure 2.25 : Résultats du profil d'analyse de fracturation de l'affleurement « SRC base » (cf. Fig.2.22) : densité des pôles des plans de fractures et orientation ; densité de fracturation calculée le long du profil selon une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur.

2.3.3 Synthèse

L'analyse des cinq sites présentés ci-dessus contribue finalement à contraindre l'architecture de la zone de failles bordières de Toro-Bunyoro. Les observations de ces sites permettent de décrire les caractéristiques structurales des différents compartiments qui composent cette structure. Les propriétés de la fracturation analysée sur ces différents sites sont synthétisées dans le tableau 2.1 ci-dessous.

Tableau 2.1 : Synthèse des résultats des profils de fracturation réalisés sur les différents sites d'étude

Site - Profil	Compartiment	Lithologie	Orientations dominantes frac.	Densité de frac. (frac./m)
NRC - SL1	Zone endommagée (DZ)	Roche basique	NE-SW ; NNW-SSE ; ESE-WNW	26,0
NRC - SL2	Zone endommagée (DZ)	Gneiss granitique	NE-SW ; N-S ; SE-NW	46,1
NRC - SL4	Zone endommagée (DZ)	Micaschiste	NE-SW ; N-S ; E-W	21,2
NRC - SL5	Zone endommagée (DZ)	Micaschiste	NE-SW ; N-S ; SE-NW	19,0
Babouns 1	Cœur de faille (FC)	Roche basique	NE-SW ; NNW-SSE ; ESE-WNW	13,9
Top SRC	Zone endommagée (DZ)	Gneiss qz-fp / intrusion basique	NE-SW ; NNW-SSE ; E-W	39,6
SRC base	Cœur de faille (FC)	Gneiss qz-fp / roche basique	NE-SW ; NNW-SSE ; ESE-WNW	15,1

Les quatre sites situés directement au pied des escarpements de failles (« SRC bas et Babouns1, -2, -3 ») sont caractérisés par un faciès microstructural de cataclasite, voire d'ultracataclasite, qui traduit une très forte déformation (e.g. Passchier and Trouw,

2005). Ce faciès est développé le long de la zone de failles bordières de manière homogène malgré les hétérogénéités pétrographiques du socle dans un compartiment d'environ 20 mètres d'épaisseur que l'on interprète comme un compartiment de cœur de faille (FC). Ce compartiment est développé pendant les phases de déformation maximale des structures bordières du rift. Celui-ci est par la suite fracturé par d'autres phases de déformation postérieures secondaires, développant une densité de fracturation relativement faible (<20 frac./m). Ce FC extrêmement déformé, dominé par le faciès de cataclasite, tend à confirmer la très forte localisation de la déformation en bordure du rift suggéré par les observations réalisées à l'échelle satellite ([voir section II.2.2](#)).

Aux épontes du compartiment de cœur de faille se développe une zone endommagée (DZ), caractérisée par une déformation cumulée moins importante. Cette DZ ne peut être décrite que dans le mur de la faille du fait des conditions d'affleurement. La texture initiale de ces roches est préservée et la déformation est exprimée uniquement sous forme de structures localisées, telles que des bandes de cisaillement ou des couloirs de fracturation. Dans ce compartiment, la fracturation présente une importante densité, supérieure à 25 fractures par mètre. Selon les observations effectuées sur le site NRC, ce compartiment présente une épaisseur minimale de 150 mètres. Celui observé au niveau du site SRC semble plus important, de l'ordre de 500 mètres. Néanmoins, cette épaisseur pourrait être surestimée par rapport à la faille de Toro-Bunyoro puisque ce site est également affecté par la zone de relais de Kaiso.

Pour l'ensemble des sites analysés, trois familles directionnelles dominantes de fractures sont identifiées à travers les deux compartiments de FC et de DZ. Ces orientations partagées par ces deux compartiments sont NE-SW, NNW-SSE et ESE-WNW (Tab. 2.1). En considérant un champ de contraintes constant depuis l'initiation du rifting, ces orientations communes, ainsi que l'ensemble des informations propres à chacun de ces compartiments permettent de proposer le modèle suivant pour comprendre leur architecture :

-
- (i) Les phases de déformation maximale des structures bordières du rift développent un cœur de faille caractérisé par un faciès de cataclasite. Ce faciès, par broyage des grains, permet d'effacer l'ensemble des structures préexistantes de ces roches du socle. Malgré une très forte déformation, la densité de fracturation de ce compartiment est alors fortement réduite. Durant le développement du FC, la pré-structuration de la DZ est préservée et une importante fracturation se développe dans ce compartiment.
 - (ii) Suite à la période de déformation paroxysmale, une ou plusieurs phases de déformation postérieures moins importantes permettent de fracturer le FC. Cette fracturation « tardive » se surimpose à celle déjà développée dans la DZ.

L'ensemble de ces informations est résumé sur la figure 2.26. Cette figure met notamment en évidence les différents types de structures qu'il est possible d'identifier entre le protolithe et les deux compartiments de DZ et de FC par rapport aux déformations associées au rifting. Les trois familles dominantes de fractures NE-SW, NNW-SSE et ESE-WNW recoupent le faciès de cataclase et sont donc nécessairement postérieures au développement du cœur de faille. Elles apparaissent donc comme étant liées directement au fonctionnement de cette zone de failles bordières. Puisque ces orientations sont également dominantes au sein de la DZ, la structuration de ce compartiment est donc principalement contrôlée par la déformation associée au rifting. Cette fracturation polyphasée permet alors de développer sur une durée relativement longue une structuration pouvant être fortement connectée, tel que le montrent les structures en dièdres observées sur les sites « Top SRC » et « NRC » (Fig. 2.17h, 2.23b). Les structures préexistantes et préservées dans la DZ peuvent également contribuer à augmenter la connectivité entre ces réseaux de fractures. La connectivité de ces réseaux est mise en évidence sur la plupart des sites par les différents remplissages secondaires de fractures précipités lors de circulations de fluides. Les conditions de circulation de ces fluides seront discutées dans la section

II.2.5. Ces percolations de fluides sont identifiées dans les deux compartiments de DZ et de FC. Néanmoins, les valeurs de densité et de connectivité de fractures suggèrent que le compartiment de DZ (>25 frac./m) présente une meilleure organisation structurale que le FC (<20 frac./m) pour représenter une zone de transfert et de stockage de fluides. La DZ de la zone de relais de Kaiso, uniquement observée au niveau du site « Top SRC », semble également représenter une zone à fort potentiel avec une densité de fracture estimée à ~40 fractures par mètres.

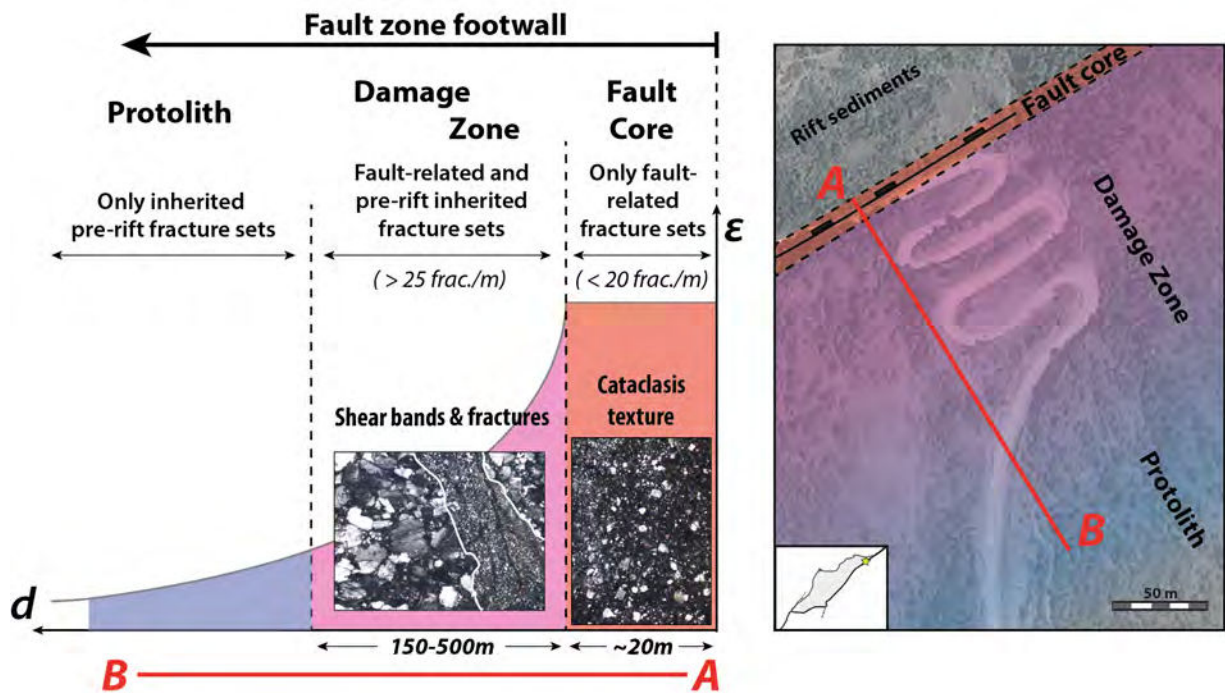


Figure 2.26 : Coupe schématique du mur de la faille de Toro-Bunyoro, représentant les propriétés structurales et microstructurales des différents compartiments qui composent cette structure.

Les hétérogénéités pétrographiques observées dans le socle à travers lequel se propage le système de failles bordières de Toro-Bunyoro ne semblent pas influencer le développement de cette architecture bi-compartimentée. Le faciès de cataclasite du FC semble en effet être développé de la même manière dans les différents types de roches rencontrées. En revanche, la fracturation du compartiment de DZ est fortement contrôlée par ces hétérogénéités comme le montrent les profils de fracturation réalisés sur les différents sites (Tab. 2.1). La densité de fracturation est dépendante des différents faciès pétrographiques de la zone et aucune relation avec la distance au plan

de faille principal ne peut être identifiée. Si une telle relation existe dans la DZ, celle-ci paraît donc secondaire devant celle liée aux variations de faciès de socle.

Enfin, ces hétérogénéités pétrographiques semblent particulièrement localisées au niveau de cette zone de failles bordières et se distinguent des granitoïdes cristallins décrits dans l'épaule du rift d'après la carte géologique de ce secteur. Le gneiss para-dérivé du site NRC, dont la pré-structuration NE-SW fortement exprimée sous-forme de schistosité est parallèle à la faille de Toro-Bunyoro, tend à confirmer la localisation de ce système de failles bordières du rift du lac Albert au niveau d'une structure protérozoïque telle qu'elle est décrite dans la littérature (*Katumwehe et al., 2015*). Ces cinq sites suggèrent également une concentration d'intrusions basiques au niveau de cette zone de failles. Une datation absolue de ces intrusions permettrait de définir si elles correspondent à des unités préexistantes ayant contribué à la localisation des structures accommodant le rifting ou si elles sont synchrones à cet amincissement crustal.

2.4 Caractérisation pétrophysique de l'architecture de la zone de failles bordières

Cette partie vise à caractériser les propriétés pétrophysiques de la zone de failles bordières du rift du lac Albert. Ces analyses sont concentrées sur l'architecture bi-compartmentée de la faille de Toro-Bunyoro, définie dans la section précédente. Différentes mesures pétrophysiques ont été ainsi réalisées sur des échantillons prélevés dans les deux compartiments de zone endommagée (DZ) et de cœur de faille (FC). Afin de pouvoir caractériser les variations produites par cette faille sur les propriétés de transfert de ces échantillons de socle, plusieurs échantillons de socle non-déformé ont également été analysés. Ces échantillons ont été prélevés à plusieurs kilomètres du plan de faille majeur et sont ainsi considérés comme des échantillons de protolithe de nature semblable à ceux déformés de la zone de failles. Enfin, pour que seules les variations liées à la déformation produite par cette faille soient observées, tous ces échantillons ont été prélevés au niveau de coupes récentes le long de routes

ou dans des carrières. Ces échantillons sont donc préservés de l'altération supergène récente.

La position des échantillons analysés dans cette partie est représentée sur la figure 2.27. L'appartenance de ces échantillons aux différents compartiments de protolithe, de zone endommagée et de cœur de faille est définie de manière qualitative à partir de critères macro- et microscopiques, tels que la distance de l'échantillon au plan principal de faille ou la texture microstructurale. Les propriétés pétrophysiques mesurées et discutées ici sont la porosité (φ), la perméabilité (k), les densités apparente (d_{bulk}) et de phase solide (d_{solid}) et la vitesse de propagation d'ondes acoustiques (V_p). Six échantillons de protolithe ortho-dérivé ont ainsi été analysés, dix de DZ et six autres de FC. Les résultats de ces analyses pétrophysiques pour chacun de ces échantillons sont synthétisés dans le tableau 2.2. Les mises en relation de ces différentes propriétés sont présentées sur les graphiques de la figure 2.28, où les échantillons de protolithe sont symbolisés par des marqueurs bleus, ceux de zone endommagée par des marqueurs violets et ceux de cœur de faille par des marqueurs rouges. Les courbes d'injection de porosimétrie qui permettent une description de la distribution des diamètres de seuil d'accès de la porosité connectée de ces échantillons sont présentées sur la figure 2.29.

Figure 2.27 : Carte indiquant la position des différents échantillons prélevés dans les compartiments de protolithe, de DZ et de FC de la zone d'étude de Kaiso-Tonya.

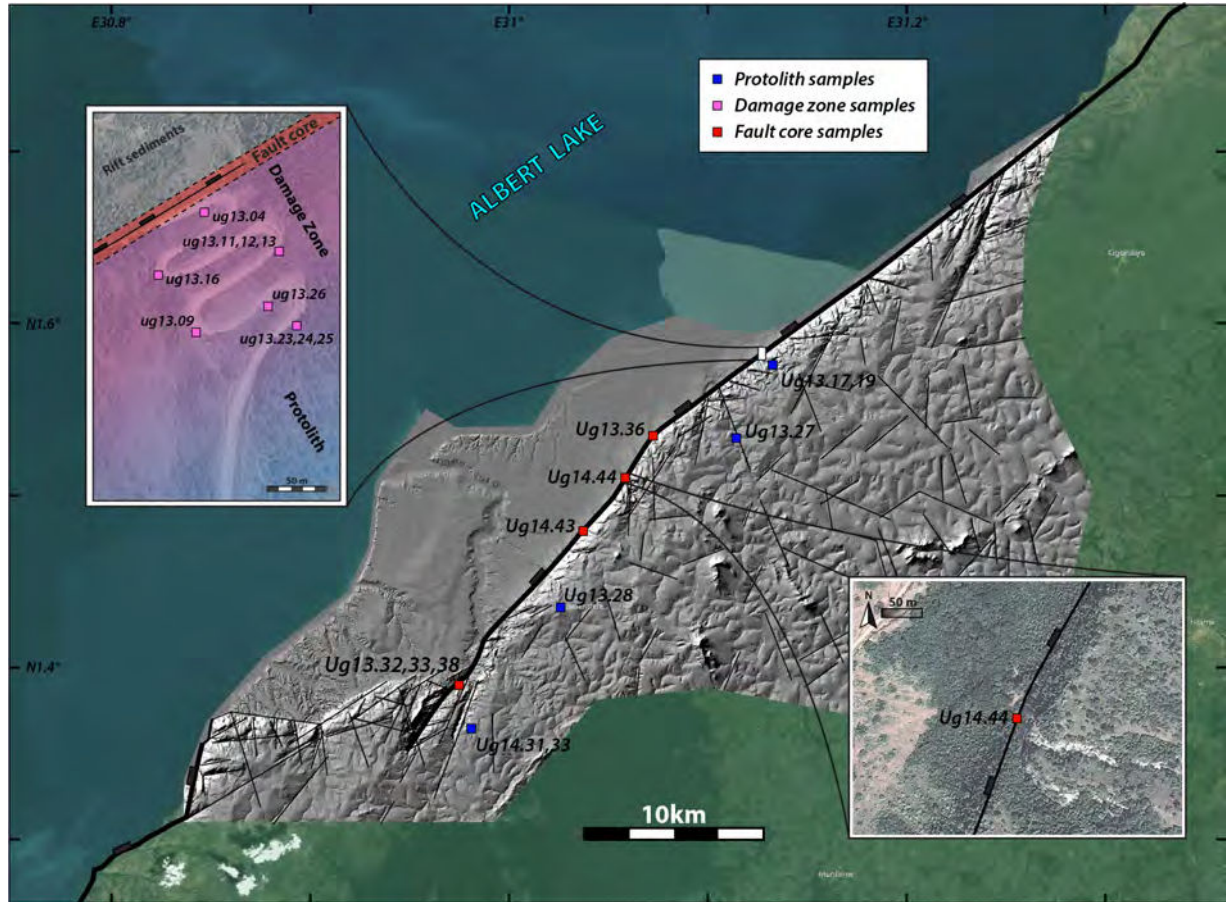


Tableau 2.2 : Résultats des analyses pétrophysiques des échantillons de protolithe, de DZ et de FC.

		Skeletal density (pycnoHe) (g/cm ³) (solid phase)	Bulk density (poroHg) (g/cm ³) (apparent)	Porosity (poroHg) (%)	Permeability (m ²)	Vp (m/s)
FC samples	ug13.32	2,885	2,861	0,84	1,25.10-18	5871
	ug13.33	2,649	2,635	0,52		5437
	ug13.36	2,783	2,767	0,58	2,29.10-19	6060
	ug14.38	2,771	2,741	1,06		6001
	ug14.44	2,703	2,687	0,56	1,83.10-20	5941
DZ samples	ug13.04	2,648	2,557	3,42		4560
	ug13.09	2,676	2,666	0,39		4903
	ug13.11	2,666	2,641	0,94	9,24.10-15	3657
	ug13.12	2,611	2,528	3,18	4,07.10-14	4859
	ug13.13	2,604	2,572	1,25	1,20.10-19	5690
	ug13.16	2,693	2,674	0,69	8,97.10-20	5625
	ug13.23	2,627	2,575	1,99		4218
	ug13.24	2,649	2,617	1,21	3,65.10-16	3935
	ug13.25	2,689	2,655	1,24		4751
ug13.26	2,615	2,602	0,49	6,50.10-20	5367	
Protolithe samy	ug13.17	2,656	2,604	1,97	2,31.10-19	4556
	ug13.19	2,657	2,621	1,35	2,81.10-18	4800
	ug13.27	2,623	2,609	0,52	1,99.10-19	5144
	ug13.28	2,615	2,573	1,60	3,65.10-19	5483
	ug14.31	2,824	2,809	0,76		5852
	ug14.33	2,859	2,844	0,51		4925

L'ensemble de ces échantillons montre que les densités d_{solid} et d_{bulk} évoluent proportionnellement de manière linéaire (Fig. 2.28a). Ces évolutions de densités, notamment celle de phase solide, mettent en évidence les différences minéralogiques entre ces échantillons, produisant ces variations. De plus, les densités d_{solid} de ces échantillons sont toutes supérieures aux densités d_{bulk} . Cette différence entre d_{solid} et d_{bulk} est d'autant plus importante pour les échantillons avec les plus fortes porosités mesurées (Fig. 2.28b). Ces informations suggèrent donc que les différentes densités apparentes d_{bulk} observées entre ces échantillons sont contrôlées par des variations de minéralogie et de porosité.

Les échantillons de protolithe se distinguent en deux groupes d'après les densités de phases solides. Le premier groupe correspond aux échantillons ug13.17, -19, -27 et -28, caractérisés par une densité d_{solid} comprise entre 2,62 et 2,66 g.cm⁻³, tandis que le second groupe correspond à ug14.31 et -33, caractérisés par une densité d_{solid} d'environ 2,83g.cm⁻³. Cette différence est corrélable aux observations macro- et microscopiques montrant pour ce deuxième groupe une teneur beaucoup plus importante en minéraux ferromagnésiens. Les porosités connectées de ces échantillons sont toutes inférieures à 2 % et ne montrent pas de relation avec les densités de ces deux groupes (Fig. 2.28b). Les porosités les plus faibles ($\phi < 0,5$ %) sont en effet mesurées dans les deux cas. La distribution des diamètres de seuils d'accès de cette porosité montre une famille dominante comprise entre 0,5 et 0,01 μm (Fig. 2.29). Cette famille de seuil d'accès de petites dimensions est interprétée, à l'aide d'observations microscopiques, comme une porosité de microfissures intra-granulaires et de joints de grains. Cette microporosité de fissures est héritée de la longue évolution structurale de ces roches et affecte l'ensemble de la matrice de ces échantillons. Celle-ci peut donc être considérée comme une microporosité de matrice. Cette fissuration connectée ne permet pas néanmoins de développer une importante perméabilité puisque les valeurs mesurées sont toutes très faibles, inférieures à 0,01 mD ($< 10^{-17} \text{m}^2$) (Fig. 2.28c). Enfin, ces échantillons micro-fissurés mais non-affectés par la déformation de la faille bordière du lac Albert sont caractérisés par de fortes vitesses

de propagation d'ondes acoustiques, supérieures à 4500 m.s^{-1} et jusqu'à 5800 m.s^{-1} pour l'échantillon ug14.31 (Fig. 28d).

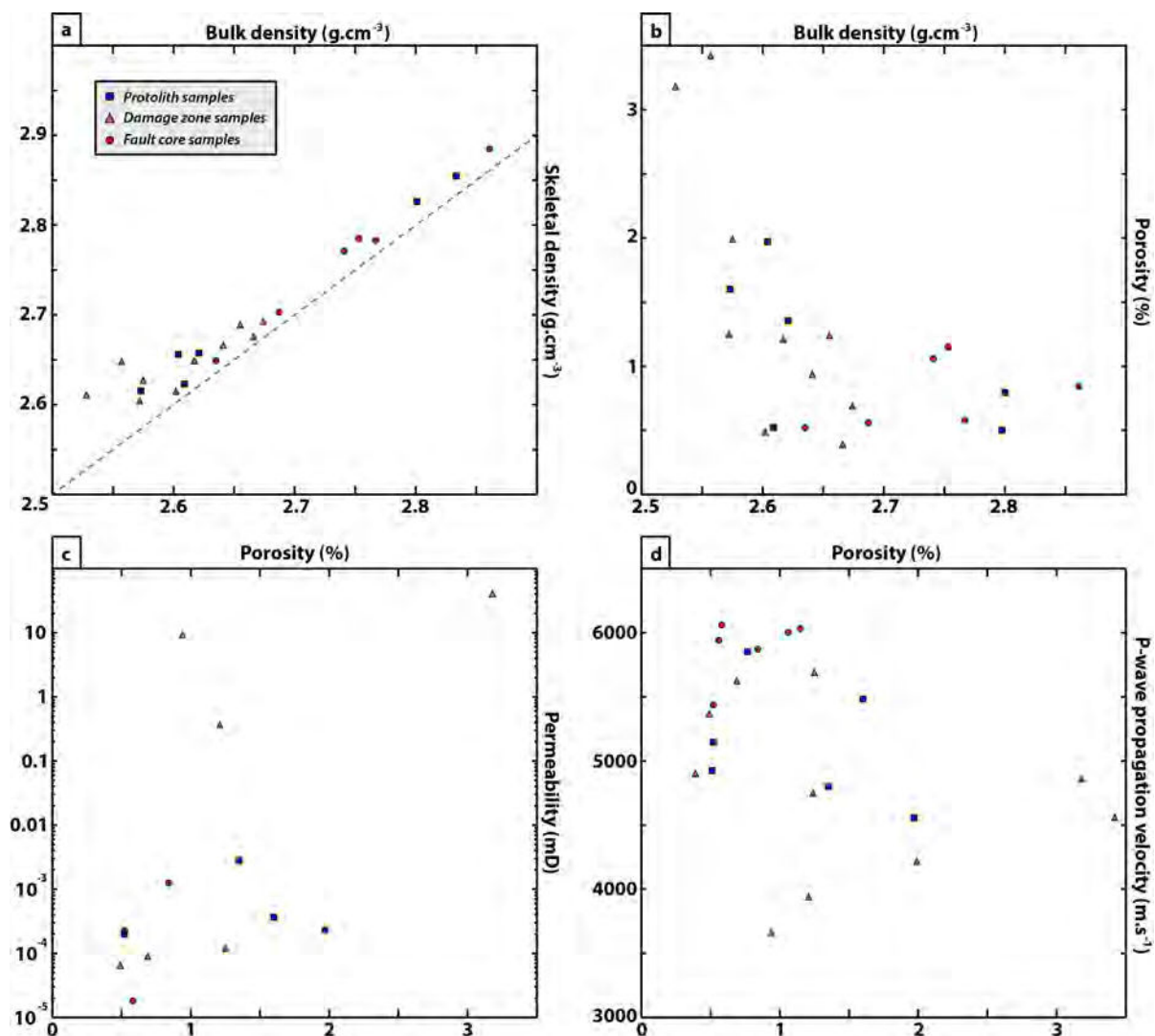


Figure 2.28 : Relations entre les propriétés pétrophysiques des différents échantillons prélevés dans les compartiments de protolithe, de la zone d'endommagement et de la zone de cœur de faille de la zone d'étude de Kairo-Tonya. a) relation densité apparente vs. densité de phase solide ; b) relation densité apparente vs. porosité ; c) relation porosité vs. perméabilité ; d) relation porosité vs. vitesse de propagation d'ondes acoustiques

Les échantillons prélevés dans la zone endommagée sont généralement affectés par d'importants réseaux de fractures et de bandes de cisaillement. Beaucoup de fractures de ce compartiment sont cimentées par différentes phases de minéralisations (voir section II.2.3 et II.2.5). Néanmoins, certaines de ces fractures sont partiellement ou pas cimentées et peuvent présenter des ouvertures supérieures à un millimètre. Les densités de phases solides de ces dix échantillons sont comprises entre $2,60$ et $2,69 \text{ g.cm}^{-3}$ avec une moyenne de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ (Fig. 2.28a). Ces valeurs sont

semblables à celles du premier groupe d'échantillons issus de l'unité de protolithe. En termes de porosité et de perméabilité, deux groupes se distinguent, dont un présente des propriétés similaires à celles mesurées dans les échantillons du protolithe (Fig. 2.28b, c). Huit de ces échantillons sont en effet caractérisés par des porosités connectées inférieures à 2 % et des perméabilités inférieures à 0,001 mD ($<10^{-18}\text{m}^2$) (ug13.09, -11, -13, -16, -23, -24, -25, -26). Quatre échantillons présentent même des porosités connectées quasi-nulles ($\phi < 1\%$), plus faibles que certains échantillons de protolithe. La distribution des diamètres de seuils d'accès de ces échantillons est également similaire (Fig. 2.29). Elle est organisée autour d'une famille dominante comprise entre 0,5 et 0,01 μm , voire entre 0,1 et 0,01 μm pour les échantillons les moins poreux. Selon les mêmes critères que ceux de l'unité non-déformée, cette porosité est interprétée comme une microporosité de fissures intra-granulaires affectant l'ensemble de la matrice de ces échantillons. Ces faibles valeurs de porosité et de perméabilité correspondent aux propriétés d'une microporosité de matrice, mesurée entre les nombreuses structures fragiles macroscopiques qui affectent ces échantillons. Ces valeurs de matrice correspondent aux propriétés de lentilles de roches situées entre les structures macroscopiques, et dont la fissuration a pu être partiellement cimentée par les minéralisations observées dans ce compartiment. Seuls deux échantillons représentatifs d'un niveau affecté par ces fractures ouvertes ont pu être analysés (ug13.04, -12). Ces échantillons montrent alors des valeurs de porosité connectée comprises entre 3 et 3,5 % et une forte perméabilité de ≈ 40 mD (ug13.12), qui correspondent aux propriétés de la porosité de fracture de cette zone (Fig. 2.28b, c). La distribution des seuils d'accès de cette porosité dépend alors directement de l'ouverture de ces fractures et de la microfissuration associée à ces fractures. Le réseau poreux connecté de l'échantillon ug13.12 est ainsi organisé autour de deux familles de seuils d'accès dominantes, comprises entre 10 et 1 μm et entre 0,1 et 0,01 μm , qui correspondent respectivement aux fractures partiellement ouvertes et à la microfissuration associée qui affectent cet échantillon. L'échantillon ug13.04 n'est représentatif que du réseau poreux contrôlé par la microfissuration développée par ces fractures, avec une famille dominante de seuils d'accès aux diamètres compris entre

0,1 et 0,01 μm . Enfin les valeurs de vitesses de propagation d'ondes acoustiques sont plus variables et ne reflètent pas ces deux groupes d'échantillons (Fig. 2.28d). En effet, les valeurs minimales ($V_p \approx 4000 \text{ m.s}^{-1}$) et maximales ($V_p \approx 5500 \text{ m.s}^{-1}$) de V_p sont mesurées sur des échantillons avec des porosités d'environ 1 %, alors que les échantillons avec les porosités d'environ 3 % sont caractérisés par des vitesses V_p intermédiaires, comprises entre 4500 et 5000 m.s^{-1} . Ces variations ne semblent donc pas contrôlées par la microfissuration et la porosité de matrice de ces roches. Le volume analysé pour les vitesses V_p étant plus important ($\approx 100\text{-}200 \text{ cm}^3$) que celui pour les mesures de porosité et perméabilité ($\approx 20\text{-}30 \text{ cm}^3$), ces variations de vitesses semblent alors contrôlées par la fracturation macroscopique plus ou moins cimentée qui est prise en compte sur ces volumes plus importants.

L'ensemble de ces différentes mesures permet donc de mettre en évidence dans la zone endommagée de cette zone de failles bordières deux types de porosité avec des propriétés pétrophysiques différentes. Cette zone endommagée est caractérisée par une porosité de microfissuration de la matrice, très faible ($\phi \leq 1 \%$), imperméable ($k < 10^{-3} \text{ mD}$) et similaire à celle observée dans les échantillons de protolithe. Cette matrice est néanmoins affectée par des fractures macroscopiques, modifiant localement les propriétés de transfert de ce milieu. Ces structures fragiles et la microfissuration associée n'augmente que légèrement le volume poreux de cette matrice fracturée ($\phi \approx 3 \%$) mais permettent de d'augmenter considérablement la perméabilité de ce milieu le long de ces fractures avec des valeurs largement supérieures à 10 mD.

Les échantillons prélevés dans le compartiment de cœur de faille se présentent généralement sous forme d'une roche sombre, à granulométrie très fine, dans laquelle, mis à part quelques fractures, aucunes structures ou textures particulières ne sont identifiables macroscopiquement. Les observations microscopiques montrent que ces roches correspondent à des cataclasites composées généralement de clastes de minéraux primaires de quelques dizaines à quelques centaines de micromètres dans une matrice très fine micrométrique (*voir section II.2.3*). Les densités de phases solides

montrent deux groupes d'échantillons dont les densités d_{solid} sont similaires à celles des deux groupes d'échantillons de protolithe (Fig. 2.28a). L'échantillon ug13.32, avec une densité de $2,89 \text{ g/cm}^3$, correspond cependant à une autre lithologie de type roche basique. Tous ces échantillons présentent des porosités extrêmement faibles ($\phi \leq 1,2 \%$) (Fig. 2.28b). L'absence quasi-totale de porosité tend à confirmer que les variations de densités mesurées entre ces échantillons sont contrôlées par des différences de minéralogie. Les courbes de porosimétrie par injection de mercure montrent que l'essentiel de la porosité mesurée de ces échantillons correspond aux pores avec les plus grands diamètres de seuils d'accès investigués, c'est-à-dire compris entre 350 et $100 \mu\text{m}$ (Fig. 2.29). Les observations réalisées sur ces échantillons suggèrent que cette porosité ne correspond pas à de réelles structures poreuses, mais plutôt à une rugosité de surface liée à la préparation de ces échantillons pour ces analyses. Les seules composantes de porosité qui peuvent être distinguées par l'observation de lames minces correspondent à la fissuration intra-granulaire des clastes pris dans la matrice fine de la cataclasite. Néanmoins, aucune porosité n'est détectée pour les diamètres de seuils d'accès compris entre 100 et $0,05 \mu\text{m}$, suggérant que la porosité que représente la fissuration de ces clastes n'est pas connectée. Cette fissuration semble donc déconnectée par la matrice qui englobe ces clastes. Une microporosité représentant quelques dixièmes de % est identifiée avec des diamètres de seuils d'accès inférieurs à $0,05 \mu\text{m}$. Cette microporosité nécessitera des observations au MEB afin de déterminer sa nature, mais on peut néanmoins faire l'hypothèse d'une microporosité inter-granulaire située dans la matrice extrêmement fine de ce faciès de cataclase. Enfin, ces roches sont également caractérisées par des perméabilités extrêmement faibles ($k \leq 10^{-3} \text{ mD}$) et de très fortes vitesses de propagation d'ondes acoustiques ($V_p > 5500 \text{ m.s}^{-1}$) (Fig. 2.28c, d).

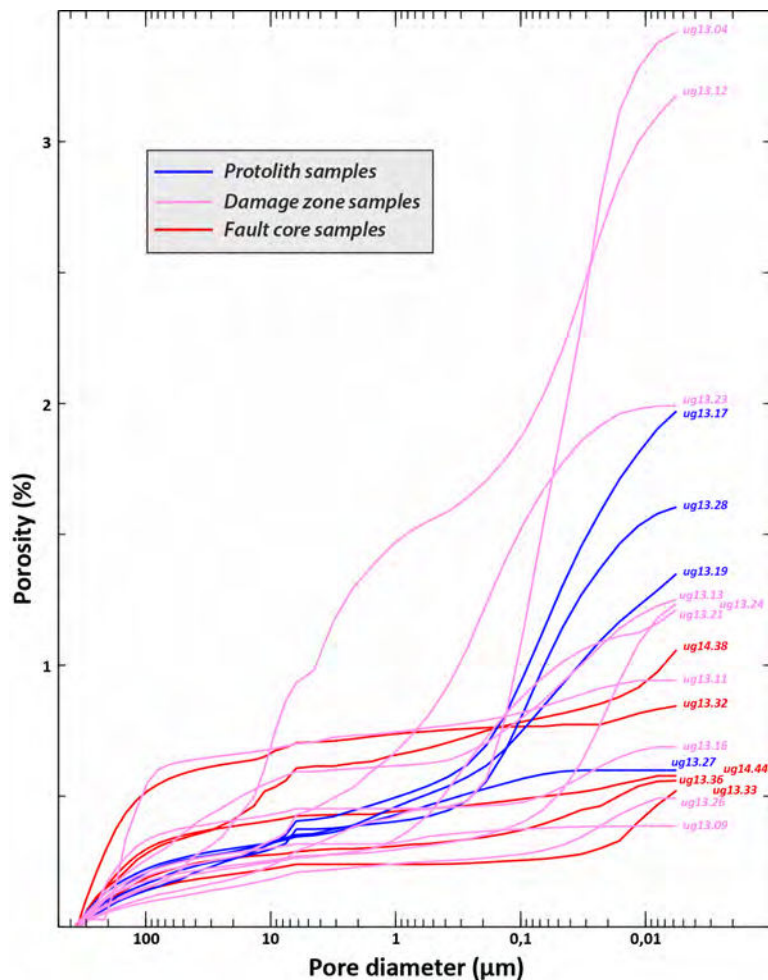


Figure 2.29 : Courbes d'injection des analyses de porosimétrie par injection de mercure des échantillons de protolithe, de DZ et de FC.

Toutes ces informations permettent de montrer que le cœur de faille subit des modifications pétrophysiques très importantes par rapport aux échantillons prélevés dans le protolithe et dans la zone endommagée. La cataclase produite par la déformation de cette zone de failles permet d'effacer toute structure perméable de ce socle, telles que les fractures observées dans la zone endommagée (*voir section II.2.3*). La fine matrice de cataclasite de granulométrie micrométrique, produite par broyage des grains, permet de supprimer presque totalement la porosité de ces roches, en comblant tous les espaces poreux et en isolant les clastes fissurés. La perméabilité de ces roches est alors également quasi-inexistante. Associées à la forte réduction de la taille des grains au niveau de bandes de déformation dans ces échantillons de cataclase, les fortes densités et vitesses V_p suggèrent que ces roches sont affectées par un processus de « strain hardening », couramment décrit dans la littérature au niveau de zones de failles (*Morrow et al., 1982*). Ce processus renforce donc l'idée que ce faciès de cœur de faille représente une roche très compacte, sans porosité, ni

perméabilité, ne permettant pas de circulations de fluides dans ce compartiment de faille.

La caractérisation des propriétés pétrophysiques des compartiments de DZ et de FC du mur de la zone de failles bordières du rift du lac Albert permet donc de distinguer deux milieux caractéristiques pour les transferts de fluides. Les processus de déformation associés au fonctionnement de cette zone de failles qui modifient les propriétés de transfert dans ces deux compartiments par rapport au protolithe se développent de manière homogène, sans être influencés par les hétérogénéités pétrographiques du socle. L'ensemble des informations résumées ci-dessous est synthétisé sur la figure 2.30.

Le protolithe de cette zone correspond à des roches de socle caractérisées par une matrice généralement micro-fissurée, représentant un faible volume poreux total ($\phi \leq 2\%$) et ne permettant pas le développement de perméabilités importantes dans ces roches ($k \leq 10^{-3}$ mD). Dans le FC de cette zone de failles, les phases de déformation majeure modifient fortement les propriétés pétrophysiques du socle par réduction de la taille de grains et développement d'une cataclasite. Ce compartiment représente alors une unité imperméable ($k \leq 10^{-3}$ mD) avec une absence quasi-totale de porosité de matrice ($\phi < 1\%$), à travers laquelle aucune circulation ne peut se produire dans la matrice. Seule une porosité secondaire de fractures produite par une déformation postérieure à celle à l'origine de la cataclase peut donc permettre à des fluides de percoler à travers ce cœur de faille. Enfin, le compartiment de DZ présente les propriétés pétrophysiques les plus intéressantes pour le transfert de fluides, développées par fracturation et microfissuration de la matrice rocheuse. Ces structures planaires secondaires ne permettent pas d'augmenter considérablement le volume poreux total de ce milieu ($\phi \approx 3\%$) mais permettent de développer localement une importante perméabilité ($k \geq 10$ mD) pour les circulations de fluides à travers cette matrice très faiblement poreuse. Ces propriétés, associées à la forte connectivité apparente des fractures de ce compartiment décrite dans la section précédente ([voir](#)

section II.2.3), suggèrent que la DZ de cette zone de failles représente bien une zone favorable de drainage pour les transferts de fluides entre les deux écrans imperméables que représente la matrice rocheuse du protolithe et du FC. Le potentiel de transferts de fluides que représentent ces fractures est notamment mis en évidence dans la DZ par les nombreuses fractures aujourd'hui cimentées par différentes phases de minéralisation.

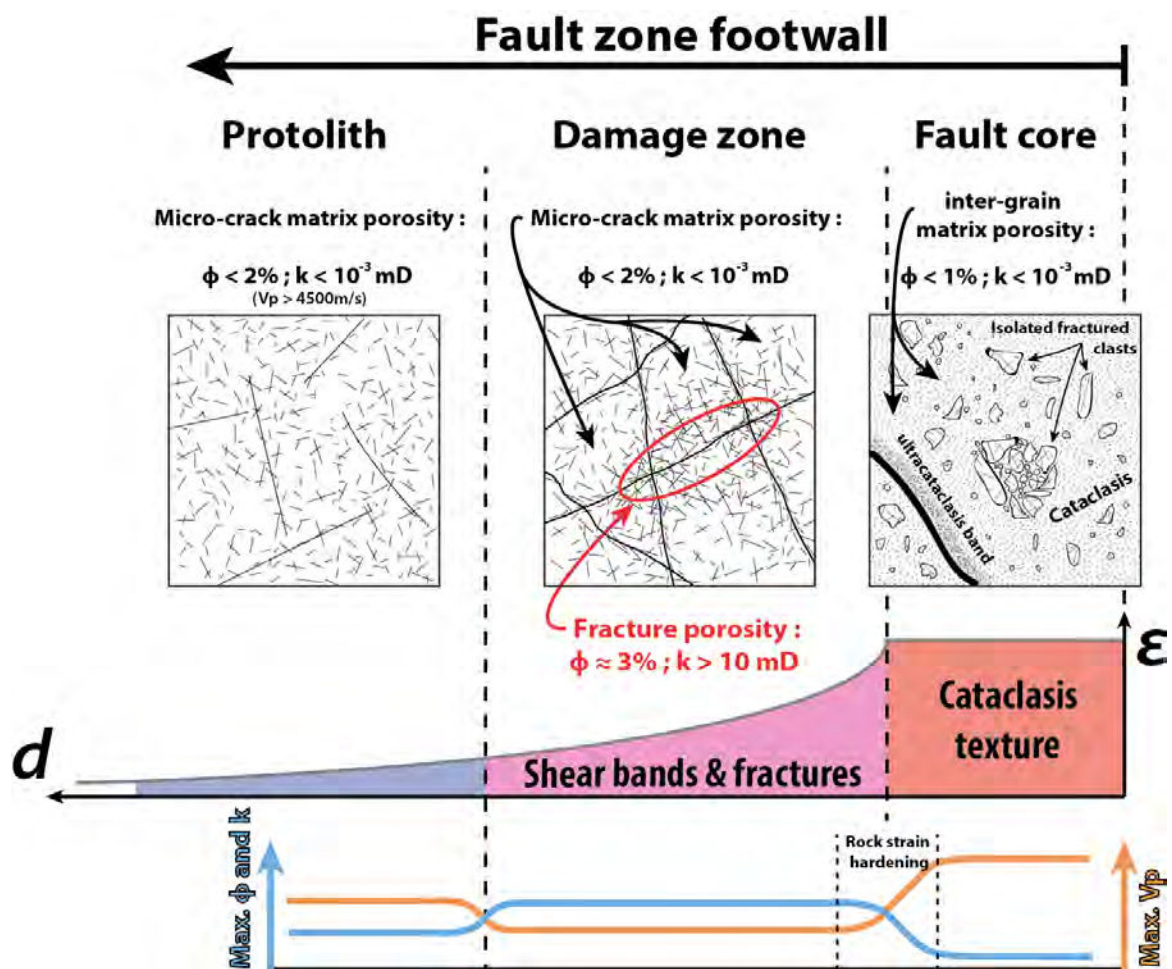


Figure 2.30 : Représentation schématique de l'évolution des caractéristiques pétrophysiques et microstructurales entre les compartiments de protolithe, de DZ et de FC du mur de la faille de Toro-Bunyoro

2.5 Analyses des circulations fossiles et actuelles identifiées dans le réservoir fracturé du système de failles bordières de Toro-Bunyoro

Plusieurs marqueurs de paléo-circulations fossiles ou de circulations actuelles sont identifiés dans le socle fracturé de la zone de failles bordières de Toro-Bunyoro. Ces marqueurs fossiles correspondent à différentes minéralisations secondaires en remplissage de fractures. Ils montrent que ces circulations ont toutes percolé à travers les réseaux de fractures des différents compartiments de cette zone de faille. Les circulations actuelles correspondent à des résurgences hydrothermales et d'hydrocarbures, associées à des minéralisations secondaires dans ces réseaux fracturés. Ces ensembles de minéralisations secondaires et de fluides associés forment donc plusieurs assemblages, marqueurs de différentes phases de circulations. Dans une première partie, la position structurale de ces zones de circulations est discutée par rapport aux structures identifiées en bordure de ce rift, décrites dans les *sections II.2.2 et II.2.3* de ce chapitre. Cette caractérisation structurale est focalisée sur les zones de circulations subactuelles et s'appuie notamment sur des informations issues de littérature, ainsi que sur des observations de terrain et d'un MNT de haute résolution de ce secteur. Dans une seconde partie, les assemblages secondaires associés à différentes phases de circulations fossiles et actuelles sont décrits à partir d'observations microscopiques et de différentes analyses minéralogiques et géochimiques (ex. : microsondes, cathodoluminescence). Ces observations permettent de proposer une chronologie relative de ces phases de circulation par rapport au développement du rift. Ces analyses permettent également de discuter des conditions de température de mise en place de ces phases secondaires ainsi que de la source des fluides.

2.5.1 Caractérisation structurale des zones de circulations actuelles

Plusieurs zones de circulations fossiles et actuelles, marquées par des résurgences de fluides ou des minéralisations secondaires en remplissage de fractures,

sont identifiées le long de la faille de Toro-Bunyoro, ainsi qu'au niveau de la zone de relais de Kaiso. La position des différentes résurgences actuelles, ainsi que celle des marqueurs de paléo-circulations échantillonnés dans ce secteur est représentée sur la figure 2.31. La position des zones de circulations actuelles est issue d'une communication personnelle du PEPD ougandais (« Petroleum Exploration & Production Department »), recensant ces circulations de manière exhaustive. A l'inverse les marqueurs de paléo-circulations correspondent uniquement à ceux identifiés sur les différents affleurements étudiés dans le cadre de cette étude, dépendants des routes et rivières recoupant l'escarpement de faille. Afin de décrire les conditions structurales de circulations de fluides au niveau de cette zone de failles bordières, on se focalise donc sur les résurgences actuelles identifiées dans ce secteur. Leur localisation systématique le long de ces structures majeures met en évidence leur rôle important dans les transferts de fluides.

Ces zones de circulations se marquent par des résurgences de fluides hydrothermaux sur le site de Kibiro, ainsi que par plusieurs sites de résurgences d'hydrocarbures. Ces fluides percolent jusqu'en surface à travers les réseaux de fractures affectant le socle très fortement déformé par ces structures régionales. Le potentiel géothermal du site de Kibiro a permis à ce site de faire l'objet de différentes études géophysiques et géochimiques, alors qu'aucune publication n'est disponible à propos des résurgences d'hydrocarbures.

Le site de Kibiro est localisé à la base de l'escarpement de la faille bordière et correspond à un bassin naturel alimenté par des sources chaudes (Fig. 2.31, 2.32a). A proximité de ces sources, de nombreux remplissages de fractures riches en sulfures et en carbonates sont observés (Fig.2.32b). Des traces d'hydrocarbures séchés ont également été observées et prélevées dans ces fractures, afin d'en analyser la matière organique.

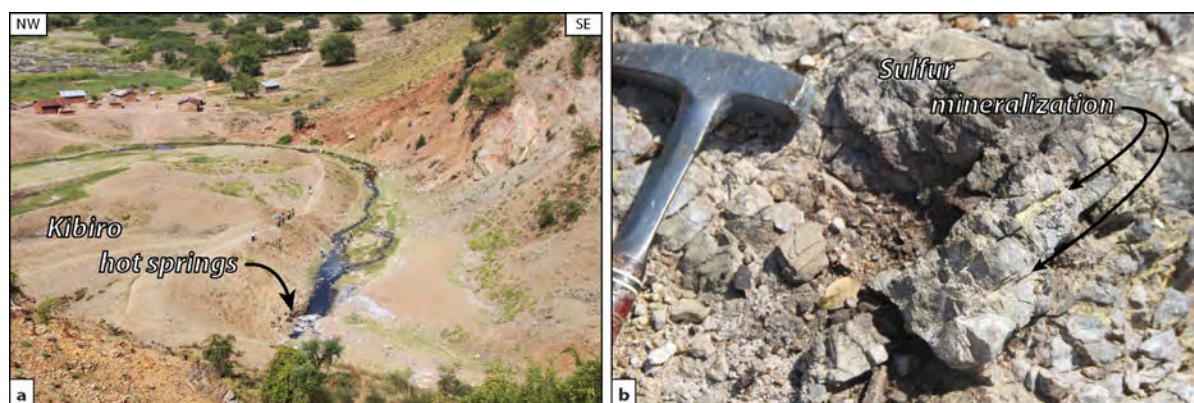
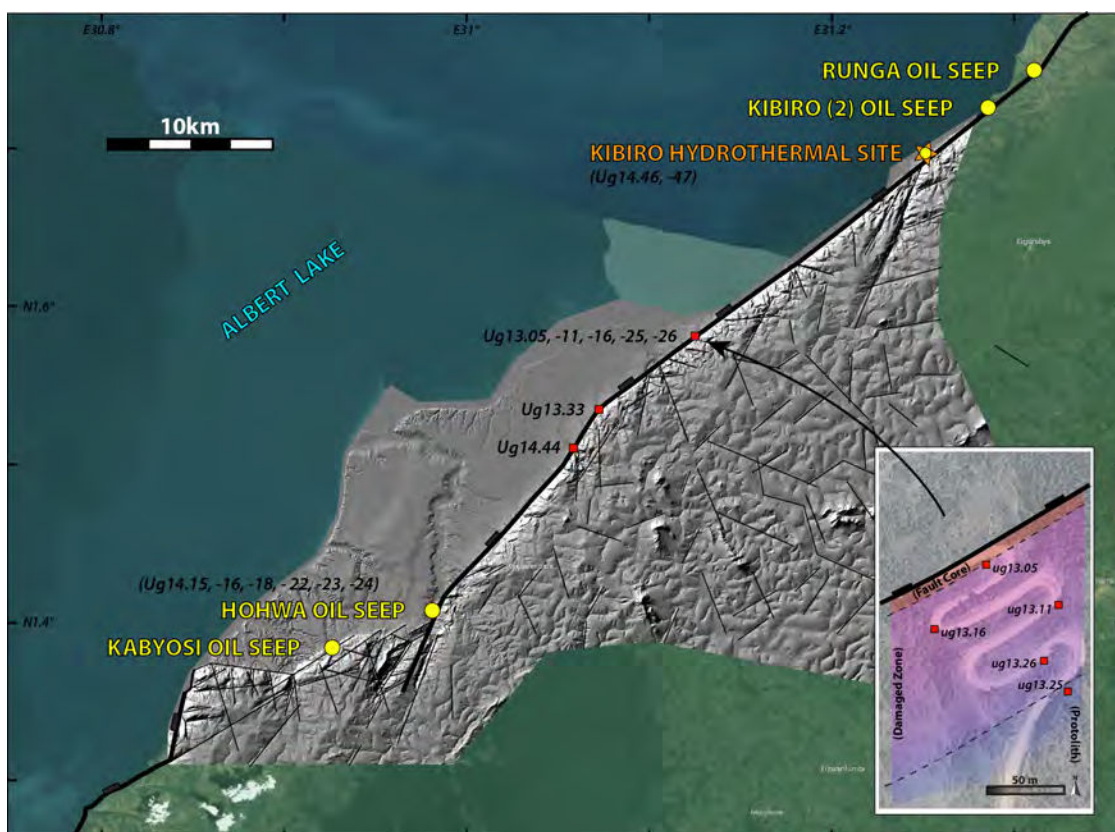


Figure 2.31 : Carte de la zone d'étude de Kiso-Tonya indiquant la position des différentes résurgences actuelles et des échantillons prélevés pour analyser les marqueurs de paléo-circulations le long du système de failles bordières

Figure 2.32 : a) Photographie d'une source chaude du site hydrothermal de Kibi-ro ; b) Exemple de minéralisation de sulfures observée en remplissage de fractures à proximité des sources chaudes de Kibi-ro dans le socle fracturé de l'escarpement de faille.

Une campagne de prospection géophysique multi-méthodes met en avant le rôle important de failles secondaires sur ce système de circulations (e.g. Tumwikirize, 2010; Bahati, 2012). Le mur de la faille bordière, composé dans ce secteur d'un socle

cristallin précambrien, est affecté par deux familles de structures secondaires sub-verticales et orientées NNE-SSW et E-W. Le site géothermal de Kibiro se trouve à l'intersection entre la plus importante de ces failles secondaires NNE-SSW et la faille bordière principale (Fig. 2.33a). Plusieurs cartographies de résistivité électrique, modélisées à différentes profondeurs, mettent en évidence des anomalies de faibles résistivités localisées au niveau des failles secondaires repérées en surface (Fig. 2.33b).

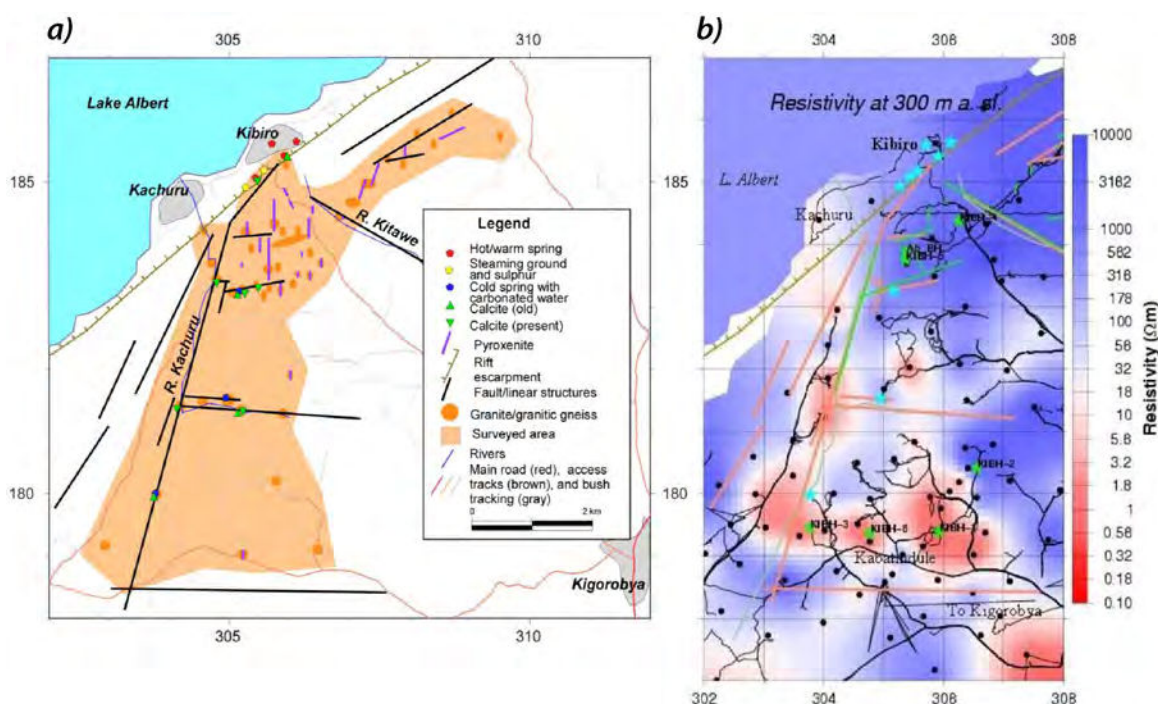


Figure 2.33 : a) Carte géologique et structurale simplifiée du secteur de Kibiro montrant les différentes manifestations hydrothermales actuelles et fossiles de ce site ; b) Carte de résistivité électrique du secteur de Kibiro à 300 mètres par rapport au niveau de la mer (altitude Lac Albert: 618 m). L'habillage structural de cette carte correspond aux traces des failles identifiées en surface. Les vertes représentent la position de forage réalisés à plus de 300 mètres de profondeur et les étoiles bleues représentent les manifestations hydrothermales actuelles en surface (d'après Bahati, 2012).

Cette diminution importante de résistivité électrique, marquée par une chute de trois ordres de grandeur des valeurs mesurées, est interprétée comme étant liées à la présence de fluides au niveau de failles enracinées en profondeur (Bahati, 2012). Ces informations suggèrent une source profonde pour ces fluides hydrothermaux, dont les transferts sont contrôlés par ces structures secondaires. La présence de ces fluides est également confirmée par plusieurs forages réalisés jusqu'à 300 mètres de profondeur à l'aplomb de ces zones de faible résistivité (cf. étoiles vertes, Fig. 2.33b). Le rôle de ces failles secondaires sur les transferts de fluides est également confirmé

en surface par la présence de minéralisations de carbonates le long de ces failles (cf. triangles verts, Fig. 2.33a) et par des manifestations hydrothermales en surface (cf. étoiles bleues, Fig. 2.33b). Enfin, la position du site de Kibiro suggère que les transferts verticaux les plus importants et les résurgences en surface sont permises par la zone d'intersection structurale des deux plus grandes structures de ce secteur géothermal.

Parmi les différentes résurgences d'hydrocarbures identifiées le long de l'escarpement, le site de Kabyosi a été analysé grâce à des observations d'images satellite et de terrain (Fig. 2.34). Ce site se démarque de celui de Kibiro et des autres résurgences d'hydrocarbures puisqu'il est le seul situé le long de l'escarpement de la zone de relais de Kaiso. Celle-ci correspond à une zone complexe, composée de structures orientées selon trois directions dominantes ENE-WSW, NNW-SSE et NNE-SSW. Cette zone de circulations d'hydrocarbures se compose en réalité de plusieurs résurgences situées à la base et sur le versant de l'escarpement, toutes accessibles en remontant le lit d'une rivière recoupant l'escarpement de faille. Cinq résurgences ont ainsi été identifiées, toutes situées dans des zones particulièrement déformées (Fig. 2.35a, b). Ces zones correspondent à des failles, présentant une épaisseur apparente jusqu'à ~15 mètres et une densité moyenne de fractures supérieure à 30 fractures par mètre. Elles sont généralement composées de cœurs de faille d'épaisseur pluri-métrique, caractérisés par une texture bréchique et une densité de plus de 100 fractures par mètre (Fig. 2.35c, d). Ces différentes unités de cœur de failles suggèrent que le site de Kabyosi représente donc à grande échelle une zone de failles complexe, composée de plusieurs segments subparallèles accommodant chacun la déformation. Cette architecture se distingue donc de celle identifiée le long de la faille de Toro-Bunyoro, où la déformation semble localisée sur une seule unité de cœur de faille.

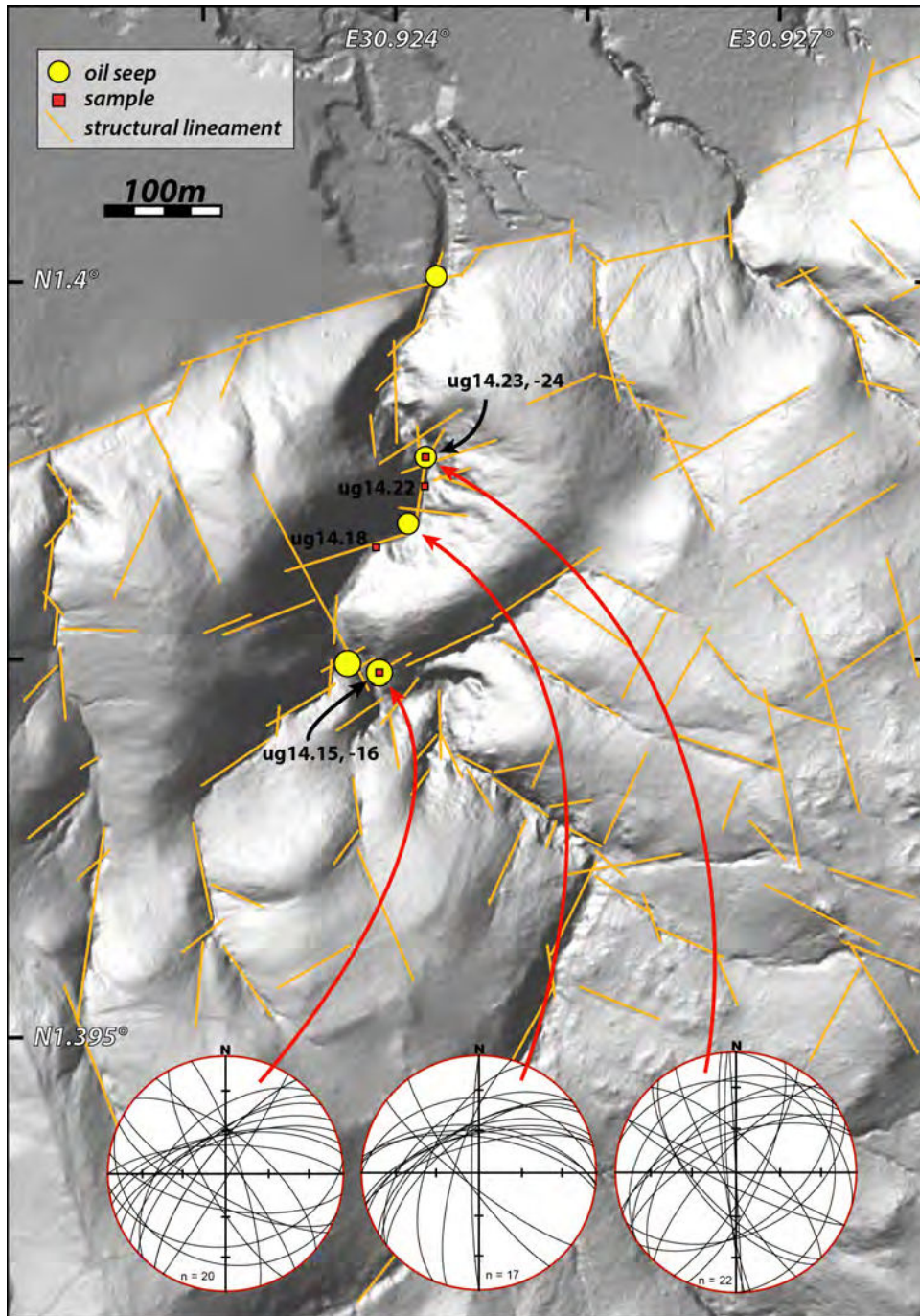


Figure 2.34 : Carte structurale interprétée à partir d'un MNT de haute résolution du site de Kabyosi. Cette carte indique la position précise des cinq résurgences d'hydrocarbures identifiées et des échantillons prélevés, ainsi que les principales orientations de fractures observées au niveau de certaines de ces résurgences.

Ces zones de cœur de faille bréchifié présentent les plus importants volumes d'hydrocarbures observés et sont totalement saturées d'une huile encore visqueuse, confirmant le caractère subactuel de ces circulations (Fig. 2.35b). De part et d'autres de ces zones de maximum de déformation sont reconnues des zones endommagées, dans lesquelles sont également identifiées des percolations d'hydrocarbures en

volume moindre. L'orientation des familles dominantes de fractures observées au niveau de trois de ces résurgences d'hydrocarbures est représentée sur la figure 2.34. Ces relevés structuraux montrent que les réseaux de fractures de ces zones de circulations sont dominés par une famille de fractures organisée autour d'une orientation ENE-WSW et d'un pendage de 60-70° NW. Les familles secondaires sont composées de fractures généralement sub-verticales, présentant des orientations variables entre le NW-SE et NNE-SSW. Ces observations montrent qu'à l'échelle du terrain, les fractures dominantes et secondaires de ces zones de résurgences présentent des orientations semblables à celles des structures identifiées à grande échelle dans ce secteur à partir du MNT de haute résolution (Fig. 2.34). L'organisation structurale de ces réseaux de fractures permettant ces circulations semble donc être contrôlée par les différentes structures décamétriques à hectométriques de ce secteur.

La localisation systématique de ces cinq résurgences d'hydrocarbures au niveau de zones de faille suggère que ces circulations sont situées en bordure de blocs structuraux, délimités par ces zones de déformation. Ainsi, aucune résurgence n'est reconnue au cœur de ces blocs moins déformés. L'interprétation des linéaments structuraux de ce secteur sur une image de MNT de haute résolution montre que ces cinq résurgences sont systématiquement localisées au niveau d'intersections de deux familles directionnelles (Fig. 2.34). La première famille de ces linéaments est organisée selon l'orientation ENE-WSW, parallèle à l'escarpement principal de ce secteur. La deuxième famille évolue entre les orientations NNW-SSE et NNE-SSW et définit un couloir NNE-SSW dans lequel sont alignés ces cinq résurgences. Le long de ce couloir, les intersections des structures ENE-WSW permettent à ces circulations de se développer avec une récurrence de ~ 50 à 100 mètres selon un axe N-S.

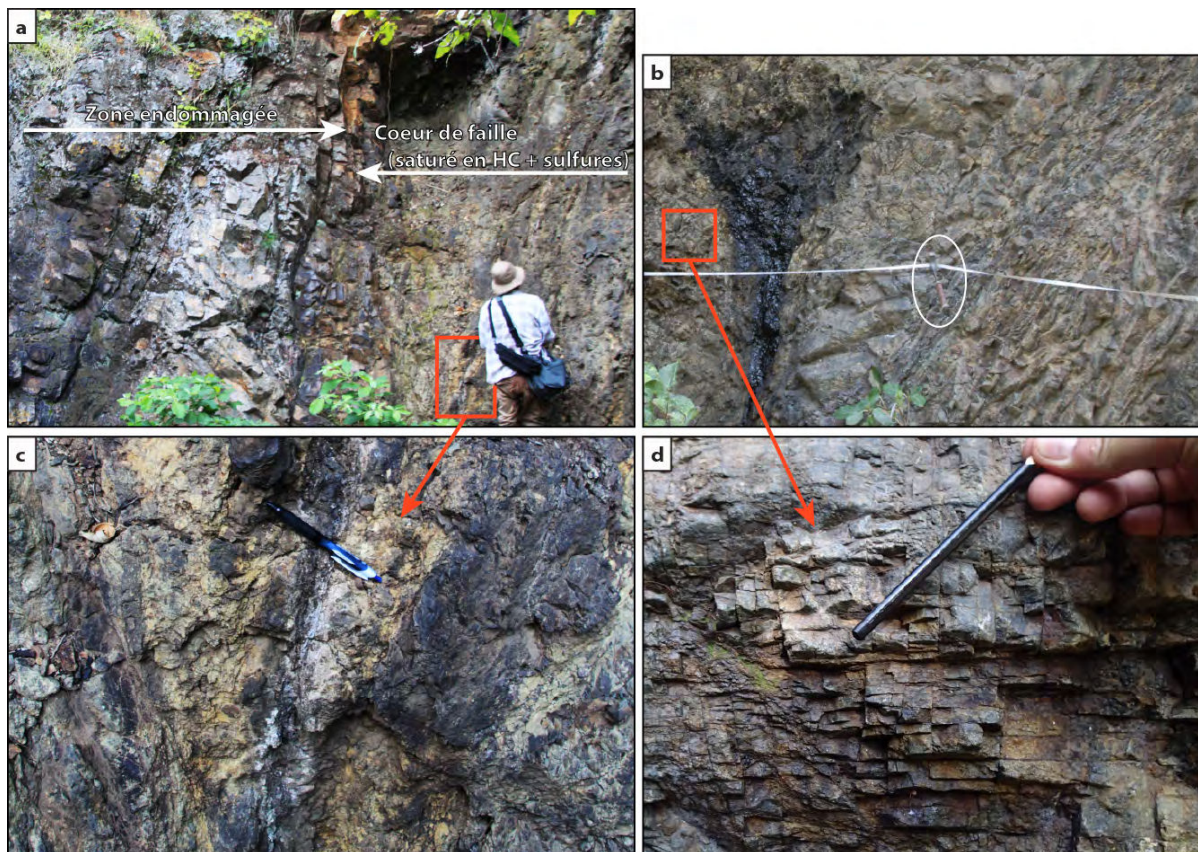


Figure 2.35 : a, b) Photographies de résurgences d'hydrocarbures identifiées au niveau de zones de failles d'épaisseur pluri-métrique. c, d) Les circulations d'hydrocarbures et les minéralisations de sulfures associées sont observées dans les brèches et les zones de fracturation très dense de ces structures.

Les différentes informations structurales acquises sur les zones de circulations subactuelles de Kibiro et de Kabyosi permettent de mieux comprendre leur fonctionnement. La position de toutes ces zones le long de structures majeures et bordières de ce rift indique que celles-ci sont impliquées dans ces transferts de fluides. Cependant, l'occurrence de ces circulations dépend également de la présence de structures secondaires. Dans ce contexte de bordure de rift, la faille principale de Toro-Bunyoro ne semble en effet pas suffisante pour permettre à elle seule ces circulations jusqu'en surface. L'intersection de cette structure majeure avec d'autres structures secondaires obliques apparaît comme un critère déterminant pour la localisation de ces zones de percolation. Ces intersections semblent créer les conditions nécessaires en termes de porosité de fractures et de conditions de pression pour permettre d'importants transferts de fluides à travers le socle fracturé et notamment à travers le

compartiment de cœur de faille imperméable de la faille principale (*voir section II.2.4*). De telles intersections semblent donc capables de drainer sur d'importantes distances des fluides profonds jusqu'en surface. L'absence de zones de circulations ailleurs qu'au niveau de telles intersections confirme cette hypothèse.

Ce rôle majeur des intersections de structures pour les circulations de fluides est observé à plusieurs échelles. Le site principal des sources chaudes de Kibiro est localisé au pied de l'escarpement de la faille de Toro-Bunyoro, à l'intersection avec une structure NNE-SSW d'extension plurikilométrique. Les différentes résurgences d'hydrocarbures du site de Kabyosi sont toutes situées dans un couloir NNE-SSW, au niveau d'intersections avec des structures de déformation d'extension pluri-métrique orientées NE-SW à ENE-WSW.

2.5.2 Caractérisation minéralogique et géochimique des marqueurs des différentes phases de circulation

A partir des échantillons prélevés sur plusieurs affleurements le long de la faille bordière de Toro-Bunyoro et de la zone de relais de Kaiso, quatre paragenèses distinctes de remplissage ont pu être identifiées. Elles correspondent à des ensembles d'une ou plusieurs phases secondaires cogénétiques, issues de différentes circulations de fluides. Ces paragenèses se distinguent notamment par leur position et leur timing de mise en place par rapport aux compartiments de zone endommagée (DZ) et de cœur de faille (FC) dans lesquels elles ont été prélevées. La position relative de ces échantillons par rapport à ces deux compartiments est représentée sur la figure 2.36. A partir de critères macro- et microscopiques, une chronologie relative est proposée pour ces différents assemblages (Fig. 2.37). Les résultats des analyses minéralogiques et géochimiques menées sur ces phases secondaires sont ensuite présentés, en discutant notamment de l'origine de ces fluides et de leurs conditions de précipitation.

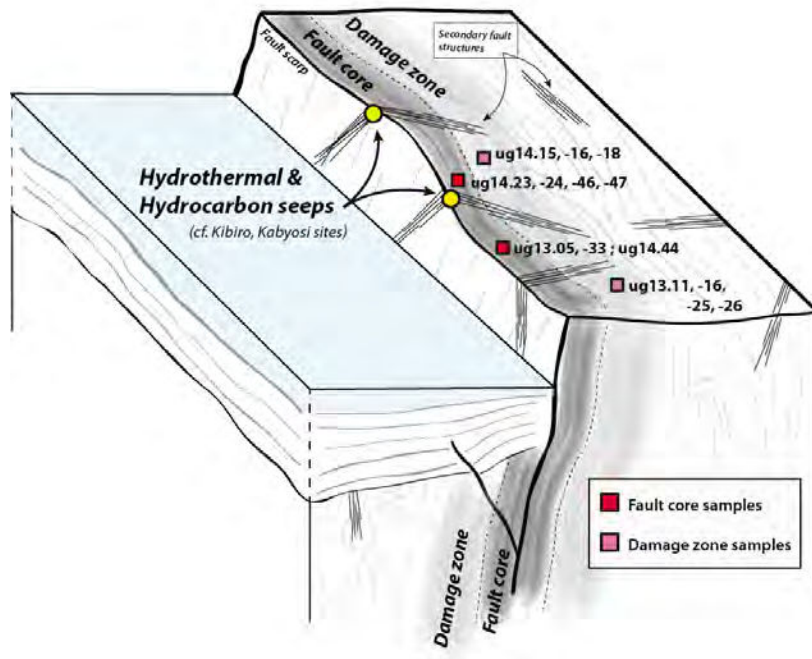


Figure 2.36 : Bloc 3D schématique représentant la position des différents échantillons prélevés dans les compartiments de DZ et de FC de la zone d'étude de Kairo-Tonya.

- Chronologie relative

Le premier assemblage est identifié dans les échantillons ug13.11, -16 et -25. Il est majoritairement constitué de chlorite, qui peut être accessoirement accompagnée de pyrite et de quartz (Fig. 2.37a, b, c, d). Cet assemblage se présente sous forme de veines d'épaisseur micrométrique à pluri-millimétrique. Cette paragenèse est identifiée dans la DZ de la faille de Toro-Bunyoro mais n'est pas été observée dans le FC. Cette différence suggère une mise en place de cet assemblage avant l'épisode de déformation maximale de cette faille, voire une mise en place anté-rift. La cataclase formée lors de cet épisode entraîne une restructuration de cette partie de la faille jusqu'à l'échelle microscopique, avec un remaniement des phases antérieures rendant leur identification impossible.

La seconde paragenèse correspond à des minéralisations de feldspath potassique. Elle est identifiée sur les échantillons ug13.11, -16, -25 et -26 (Fig. 2.37e, f, g). Certaines de ces minéralisations sont observées en remplissage secondaire de veines de l'assemblage précédent (Fig. 2.37e). Les chlorites situées aux épontes de ces veines montrent clairement leur caractère antérieur par rapport aux circulations à l'origine de ces feldspaths potassiques. Néanmoins, ces veines de feldspath

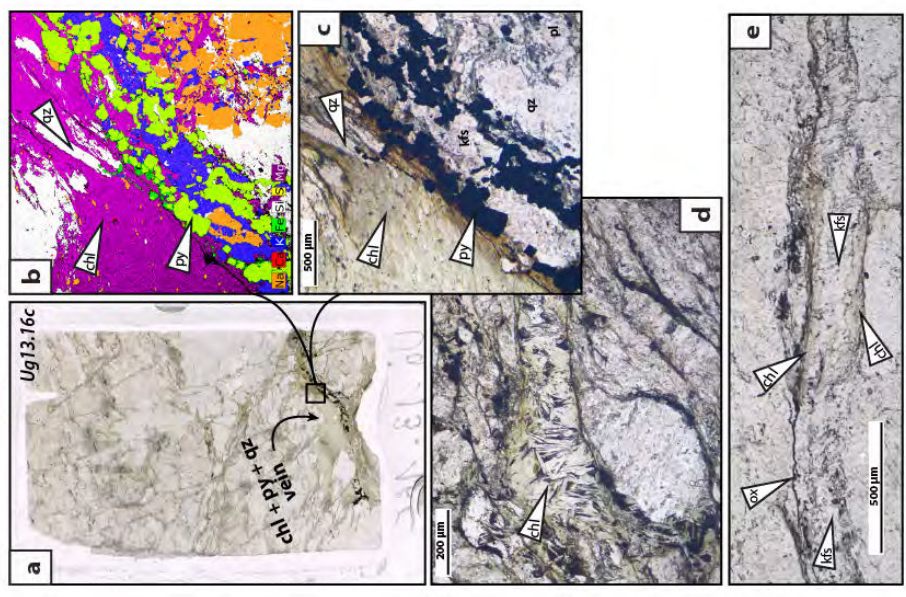
potassique sont également développées sans autre remplissage que cette phase minéralogique, avec des épaisseurs parfois pluri-millimétriques. Ces veines sont identifiées dans les deux compartiments de DZ et de FC de la zone de failles bordières. Dans le FC, celles-ci sont observées à la fois sous forme de veines extrêmement affectées par une déformation commune à toute cette roche cataclastée (Fig. 2.37k), mais également en remplissage de veines postérieures à cette déformation, recoupant cette texture cataclastique (Fig. 2.37i, j). La mise en place de cet assemblage semble donc contemporaine à la déformation principale de cette zone de faille, avec certaines veines antérieures et d'autres postérieures à celle-ci.

Le troisième assemblage est identifié sur les échantillons ug13.05, -16, -26 et -33 et ug14.44. Cette paragenèse est majoritairement constituée de carbonates, mais peut être localement accompagnée de quartz synchrone, voire postérieur (Fig. 2.37f, g, h). Elle se présente principalement sous forme de veines d'épaisseur micrométrique à millimétrique, ainsi que sous forme de petites géodes infra-millimétriques. Ces minéralisations sont identifiées dans les deux compartiments de DZ et de FC de la zone de faille bordière. Elles ne montrent pas de déformation postérieure à leur mise en place et sont toutes clairement postérieures aux veines de feldspath potassique de l'assemblage précédent, ainsi qu'à la texture cataclastique du FC (Fig. 2.37i, j). Cet assemblage est donc postérieur à la déformation maximale de cette zone de faille.

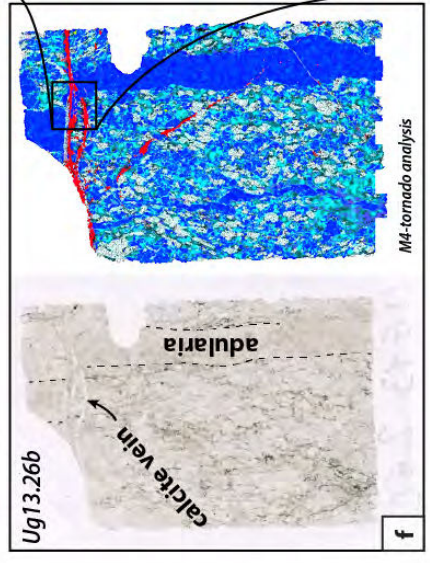
Le dernier type de circulations identifié au sein de cette zone de faille correspond aux circulations actuelles de fluides hydrothermaux et d'hydrocarbures décrites dans la sous-partie précédente. Ces deux types de fluides hydrothermaux et hydrocarbonés sont également associés à différentes phases minérales secondaires (sulfures, carbonates, phosphates) identifiées en remplissage de fractures. Ces différentes phases secondaires ont été analysées à partir des échantillons ug14.15, -16, -18, -22, -23, -24, -46, -47. Ces phases de circulations actuelles forment donc un assemblage considéré comme postérieur à toutes les autres phases décrites précédemment.

Palaeo-circulation marker groups :

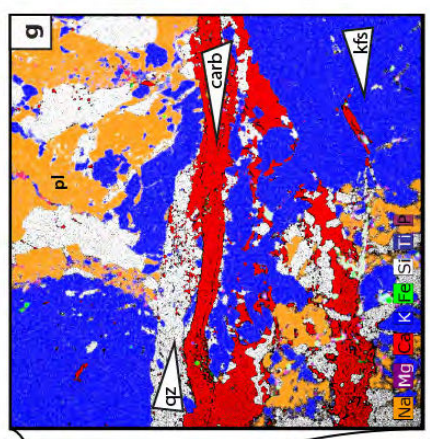
① Chlorite + pyrite (+ qz)



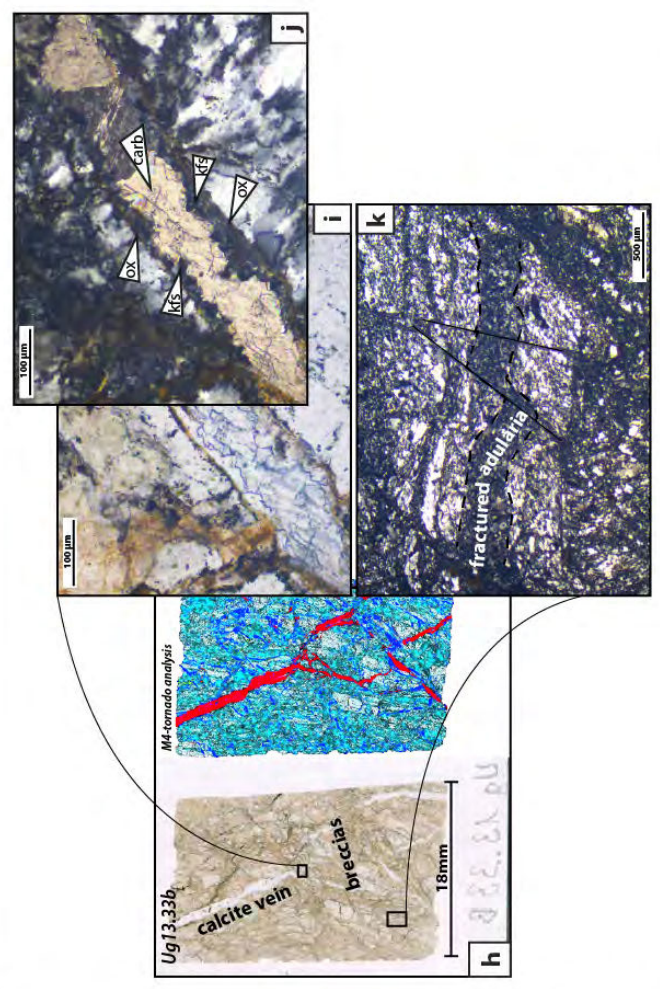
② K-fs (adularia)



③ Calcite + qz



Damage Zone



Fault core

Group 1 unidentified in the fault core

Figure 2.37 : Position des différents assemblages de marqueurs de paléo-circulations par rapport aux compartiments de DZ et de FC de la zone de failles (voir texte). a) Scan de la lame ug13.16c échantillonnée dans le compartiment de DZ. b) Image de cartographie chimique Quantax et (c) photographie au microscope en lumière naturelle d'une veine de chlorites et de pyrites automorphes de l'échantillon ug13.16c. Photographies au microscope en lumière naturelle (d) d'une veine de chlorites automorphes de l'échantillon ug13.25 et (e) de minéralisations successives de chlorites et de feldspaths potassiques dans une veine de l'échantillon ug13.11. f) Scan et cartographie chimique M4-tornado de la lame ug13.26b échantillonnée dans le compartiment de DZ. g) Image de cartographie chimique Quantax d'une zone de la lame ug13.26b. h) Scan et cartographie chimique M4-tornado de la lame ug13.33b échantillonnée dans le compartiment de FC. Photographies au microscope en lumière naturelle (i) et polarisée analysée (j) de minéralisations successives de feldspaths potassiques et de calcites en remplissage de fracture. k) Photographie au microscope en lumière polarisée analysée d'une veine de feldspaths potassiques fortement déformée par la cataclase de l'échantillon ug13.33b.

- Résultats des analyses minéralogiques et géochimiques

Différentes analyses minéralogiques et géochimiques ont été réalisées sur les différents assemblages décrits ci-dessus. Les différents outils et méthodes analytiques utilisés pour réaliser ces analyses sont décrits dans la section 1.4. Le détail des résultats des analyses de microsonde est présenté en annexe de ce manuscrit.

Le premier assemblage cogénétique décrit ci-dessus est composé de veines de chlorite, de pyrite et de quartz. La chlorite est généralement sub-automorphe, très bien préservée de toute forme d'altération et paraît très homogène en termes de composition d'après les cartographies chimiques réalisées (Fig. 2.39a, b). Parmi les échantillons analysés, les teneurs en Al, Fe, Mg et Mn des chlorites observées aux épontes des veines de feldspath potassique (ug13.11) sont quasi-identiques à celles des veines uniquement constituées de ce premier assemblage (ug13.16 ; -25) (Fig. 2.37d, e ; Fig. 2.38). Ceci suggère leur appartenance à une même phase de circulation. A partir des analyses quantitatives de microsonde et du géothermomètre basé sur la composition chimique des chlorites et proposé par Vidal (2005), ces chlorites présentent des températures de cristallisation de l'ordre de 250-300°C. Deuxièmement, les pyrites de cet assemblage se présentent sous forme sub-automorphe, généralement entourée d'une couronne d'hématite (Fig. 2.39a, b). Les analyses du rapport isotopique $\delta^{34}\text{S}$ ont été réalisées sur différents grains de pyrite de l'échantillon ug13.16, au cœur et en bordure de grains pour certaines de ces pyrites

(Fig. 2.39c). Ces analyses ne montrent pas d'évolution significative de composition de ces minéraux durant leur cristallisation. Avec un $\delta^{34}\text{S}$ moyen de +6,5 ‰ et une distribution plutôt bien rangée ($\sigma=3,1\%$), ces rapports isotopiques ne permettent pas d'attribuer clairement une origine à ces sulfures. Ces valeurs de rapport $\delta^{34}\text{S}$ sont en effet caractéristiques de nombreux environnements de formation de pyrites (Hoefs, 2009). Néanmoins, parmi les différents intervalles de référence, ces valeurs mesurées sont comprises dans les gammes de rapports $\delta^{34}\text{S}$ de pyrites de type « granitiques » ou « métamorphiques ». La relation cogénétique entre ces pyrites et les chlorites de haute température, toutes cristallisées en remplissage secondaire de fractures, suggère que ces pyrites « métamorphiques » sont en réalité de nature hydrothermale. Ainsi, une origine hydrothermale est fortement supposée pour les fluides associés aux minéraux de ce premier assemblage.

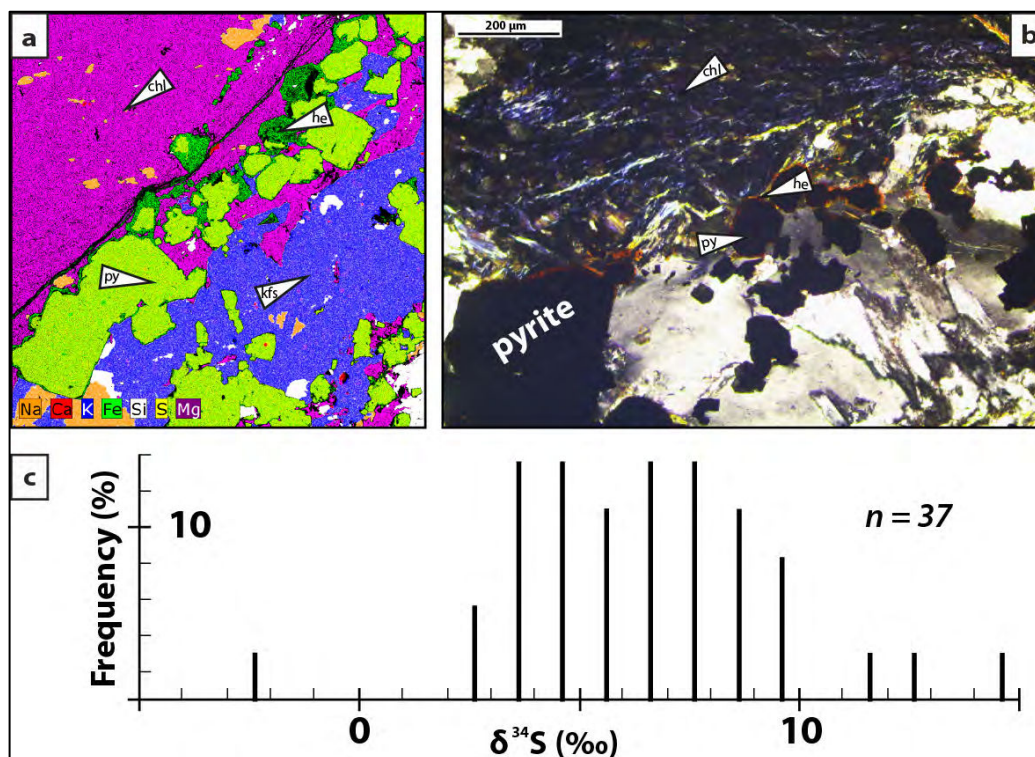
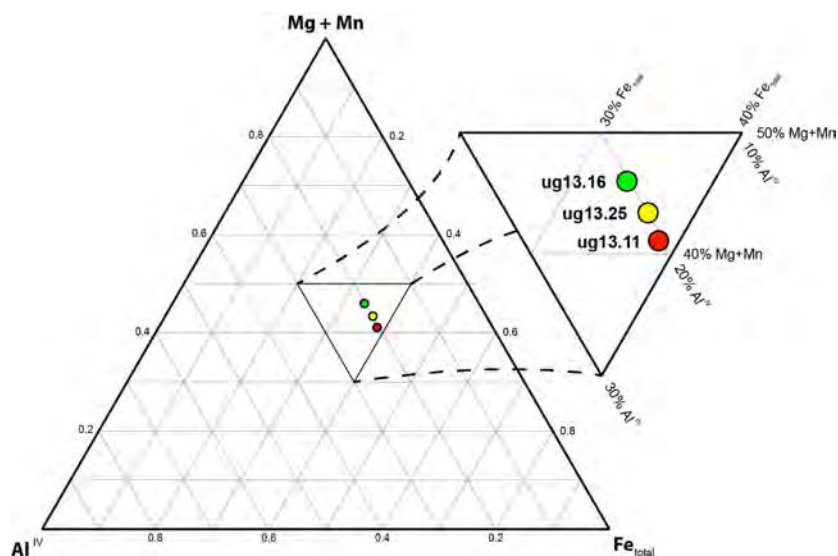


Figure 2.38 : Diagramme ternaire Al^{IV} -Fe-(Mg+Mn) des différentes chlorites analysées par microsonde.

Figure 2.39 : a) Cartographie chimique « Quantax » et b) photographie au microscope en lumière polarisée analysée d'une zone de minéralisation secondaire de chlorite et de pyrite sub-automorphe en remplissage de veines. Une couronne d'hématite est généralement observée autour des pyrites. c) Résultats des analyses du rapport isotopique $\delta^{34}S$ de pyrites associées aux chlorites du premier assemblage identifié.

Le second assemblage correspond aux feldspaths potassiques des veines antérieures et postérieures à la déformation principale de cette zone de faille (Fig. 2.37). A partir de données de microsonde, les remplissages de ces différentes veines déformées ou non ont une composition chimique quasi-identique ($\text{SiO}_2 = 64,5 \pm 1\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19 \pm 1\%$; $\text{K}_2\text{O} = 16,5 \pm 1\%$; $\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O} < 0,1\%$). Ces feldspaths potassiques sont considérés comme des feldspaths adulaires, issus d'une même phase de circulation hydrothermale, sub-contemporaine de l'épisode principal de déformation de la zone de faille durant le rifting. Néanmoins, la cristallisation d'adulaires hydrothermales est très peu contrainte, avec des températures de cristallisation pouvant être comprises entre 50 et 300°C (e.g. Cathelineau et al., 2012). Il paraît alors difficile d'obtenir plus d'informations sur les conditions de mise en place de ces minéraux.

Le troisième assemblage correspond aux minéralisations de carbonates et quartz (Fig. 2.37). Les carbonates étant les phases principales dans cet assemblage, les analyses décrites ci-dessous ont toutes été réalisées sur ces précipitations.

Les mesures de microsonde et les cartographies chimiques montrent que ces carbonates correspondent tous à de la calcite. Bien que les images de cathodoluminescence montrent des teintes différentes, l'analyse des éléments en trace (e.g. fer, manganèse, strontium, barium, nickel, etc. ...) n'a pu mettre en évidence des variations significatives de leurs teneurs, à moins que celles-ci ne soient trop faibles et proches de la limite de détection. Ces images, grâce aux différentes teintes de luminescence, montrent notamment un polyphasage dans de nombreuses veines avec des grains automorphes de première génération et des grains secondaires, en remplissage entre ces grains primaires (Fig. 2.40a, b).

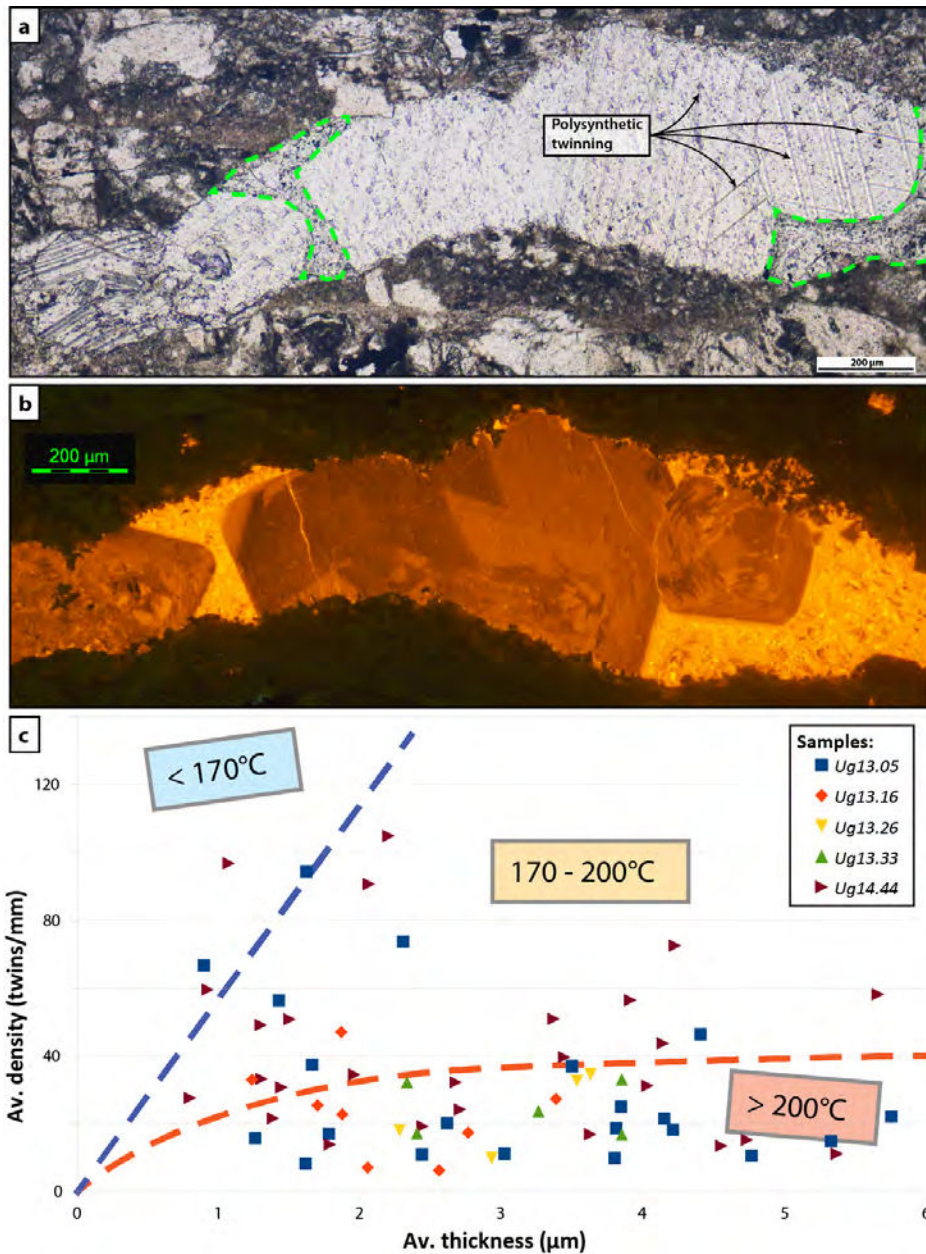


Figure 2.40 : Photographie au microscope en lumière naturelle (a) et en cathodoluminescence (b) d'une veine polyphasée de calcite, composée de grains automorphes et maclés de première génération et de remplissages secondaires non-maclés. c) Relation entre la densité et l'épaisseur moyenne des macles pour chaque grain de calcite analysé de plusieurs échantillons. Les courbes rouge et bleue indiquent les intervalles de température de formation de macles définis par le géothermomètre de Ferrill et al. (2004)

Dans ces veines de calcite, un grand nombre de grains sont maclés. D'après les images de cathodoluminescence, seuls les grains automorphes de première génération sont maclés (Fig. 2.40a). Ces macles, d'épaisseur et d'intensité variables, ont été analysées en détail pour les échantillons ug13.05, -16, -26, -33 et ug14.44. Au sein d'une même veine, le maclage de grains juxtaposés peut être différent en termes

d'orientation, d'épaisseur ou d'intensité. Ces épaisseurs sont généralement comprises entre 1 et 5 μm , correspondant aux macles de type II de la classification de Burkhard (1993). L'intensité de maclage permet de distinguer deux groupes parmi ces échantillons (Fig. 2.40c) :

- Le premier groupe correspond aux échantillons ug13.16, -26 et -33 dans lesquels les intensités mesurées sont inférieures à 40 macles/mm. A partir de la représentation de l'épaisseur moyenne en fonction de l'intensité moyenne par grain analysé, le géothermomètre de Ferrill et al. (2004) indique une température de maclage supérieure à 200°C.
- Le deuxième groupe, composé des échantillons ug13.05 et ug14.44 montre des intensités plus dispersées. De nombreux grains présentent, comme pour le premier groupe, une intensité de maclage inférieure à 40 macles/mm, mais d'autres grains ont également des intensités supérieures jusqu'à ~100 macles/mm. Selon ce géothermomètre, tous ces grains ont enregistrés des déformations à des températures comprises entre 170 et 250-300°C, la limite maximale pour le mécanisme de maclage de la calcite. Ces déformations se sont donc produites dans un intervalle de température relativement restreint.

Des inclusions fluides ont été observées dans la plupart des veines de ces échantillons (Fig. 2.41). Ces inclusions sont toutes de très petite taille, de quelques microns pour les plus grandes, permettant mal de distinguer la phase vapeur de la phase liquide. Aucune traces d'hydrocarbures n'ont été identifiées dans ces inclusions sous éclairage UV. Ces inclusions se trouvent à la fois dans les cristaux maclés et non-maclés. Dans les grains maclés, elles semblent systématiquement développées sous forme de trainées, où elles sont allongées selon la direction de la trainée (Fig. 2.41b). Les orientations de ces trainées sont généralement variables par rapport à celles macles, sans relation apparente. Dans les grains secondaires non-maclés, on trouve également des inclusions différentes, légèrement plus grandes et isolées, de forme rectangulaires pour certaines ou arrondies pour d'autres (Fig. 2.41a).

Seules les calcites des veines les plus larges de plus d'un millimètre d'épaisseur de l'échantillon ug13.33 ont pu être analysées avec la méthode de microthermométrie, les veines des autres échantillons étant trop fines pour préparer des fragments. Dans cet échantillon, pour 28 inclusions analysées, toutes les températures

d'homogénéisation T_H sont inférieures à 80°C (Fig. 2.41c). Ces faibles températures ont été mesurées dans les trainées d'inclusions fluides, ainsi que dans des inclusions isolées des grains secondaires non-maclés. Ces données suggèrent que ces fluides appartiennent tous à une même phase de circulation tardive à l'origine de ces grains secondaires ayant piégé des inclusions primaires. Cette phase de circulation serait donc associée une microfissuration développée à travers les grains déjà présents, dans lesquels des inclusions secondaires se seraient formées.

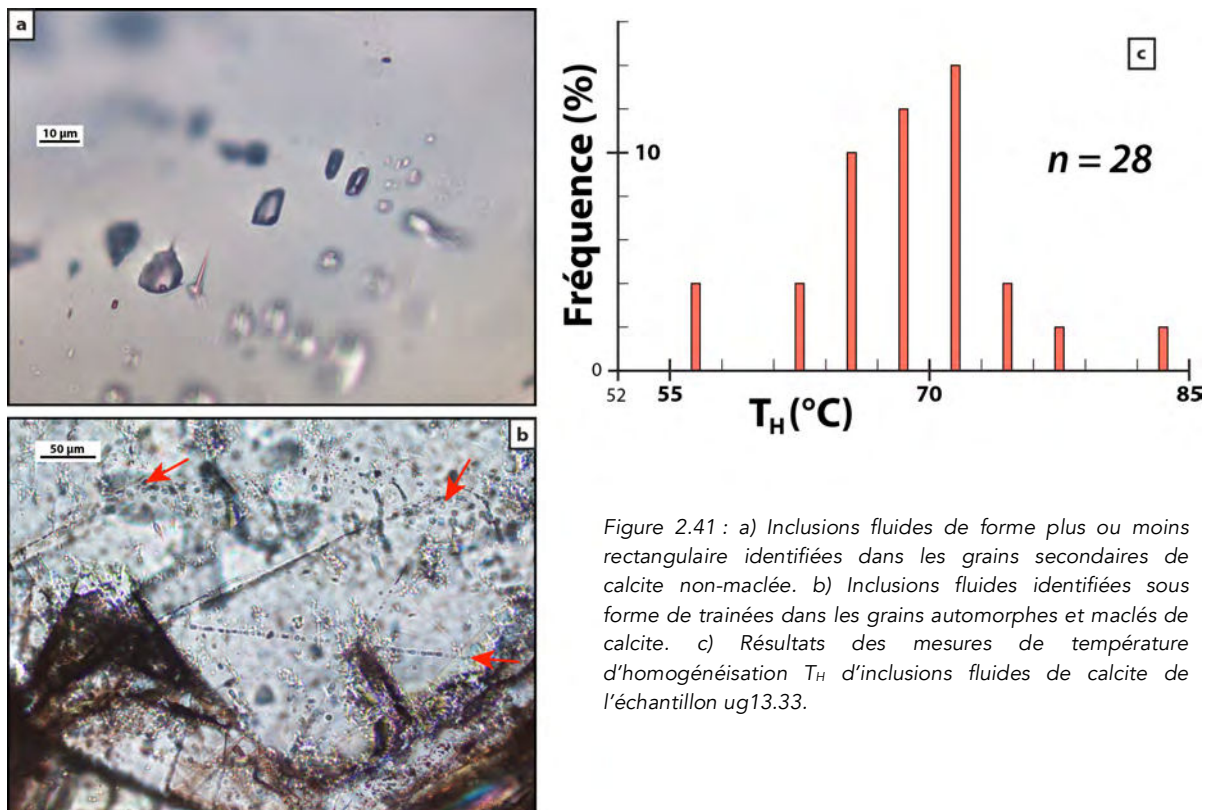


Figure 2.41 : a) Inclusions fluides de forme plus ou moins rectangulaire identifiées dans les grains secondaires de calcite non-maillée. b) Inclusions fluides identifiées sous forme de trainées dans les grains automorphes et maclés de calcite. c) Résultats des mesures de température d'homogénéisation T_H d'inclusions fluides de calcite de l'échantillon ug13.33.

Les rapports isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des précipitations de calcite des échantillons ug13.16, ug13.33 et ug14.44 ont été mesurés par sonde ionique. Les zones analysées de ces échantillons correspondent respectivement à une géode et à deux veines. Ces rapports $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ ont été mesurés systématiquement au même endroit, permettant de produire un couple de rapports isotopiques pour chaque point de mesure (Fig. 2.42). Grâce aux images de cathodoluminescence, il a d'ailleurs été possible de distinguer pour ug14.44 les mesures réalisées dans les grains primaires automorphes de celles réalisées dans les grains secondaires de remplissage.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sont toutes largement positives et permettent de distinguer quatre groupes (Fig. 2.42). La géode de l'échantillon ug13.16 présente les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ les plus faibles, comprises entre 13,3 et 18,4 ‰ avec une moyenne de 15,1 ‰. Les rapports $\delta^{18}\text{O}$ les plus élevés sont mesurés dans la veine de l'échantillon ug13.33 et sont compris entre 21,8 et 30,9 ‰ avec une moyenne de 27,1 ‰. Enfin les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des grains de l'échantillon ug14.44 permettent de distinguer deux groupes en relation avec les générations identifiées par cathodoluminescence. Les rapports $\delta^{18}\text{O}$ des grains de première génération sont compris entre 14,8 et 20,1 ‰ avec une moyenne de 18,0 ‰ et ceux des grains de seconde génération sont légèrement plus élevés, entre 20,4 et 24,4 ‰ avec une moyenne de 22,2 ‰. Les rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sont majoritairement positifs et extrêmement variables au sein de chacun des quatre groupes identifiés à partir des rapports $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$. Ils ne permettent pas d'identifier une signature particulière pour chacun de ces groupes. Ces valeurs sont comprises entre -5,2 et 14,8 ‰ avec une moyenne de 3,4 ‰. Il est à noter que certaines des valeurs les plus élevées ($> +7\text{‰}$) ne paraissent pas cohérentes par rapport aux valeurs extrêmes trouvées dans la littérature (Faure, 1986; Hoefs, 2009).

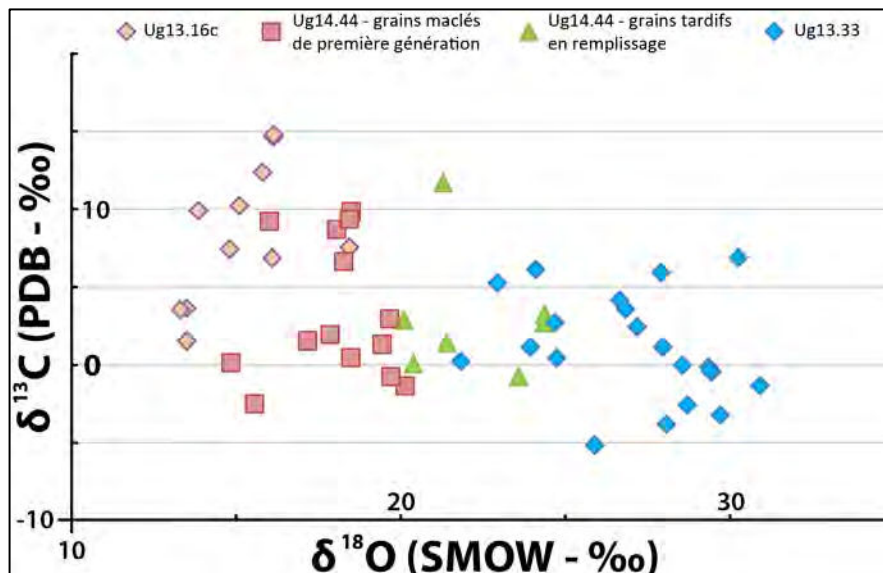


Figure 2.42 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ des différents grains de calcite analysés à partir de plusieurs échantillons.

Selon l'origine du fluide, le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ peut être utilisé comme un géothermomètre pour estimer la température de cristallisation de la calcite. Plusieurs critères permettent d'exclure une origine météorique pour ces fluides. Les températures de maclage supérieures à 170°C et les rapports $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur ces calcites, tous supérieurs à 13 ‰ et nettement supérieurs aux rapports mesurés dans les phases précipitées à partir d'eaux météoriques ($\leq +5\text{‰}$) suggèrent une nature hydrothermale des fluides à l'origine de ces veines de calcite (Hoefs, 2009). En intégrant un rapport isotopique caractéristique de fluides hydrothermaux enrichis en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} = +5 \text{‰}$), les températures de cristallisation sont alors calculées à partir de l'équation de Friedman & O'Neil (1977) (voir section 1.4.3). Ces températures sont calculées pour les valeurs moyennes des quatre groupes identifiés plus haut par leurs rapports $\delta^{18}\text{O}$. Une température de 171,0°C est calculée pour la géode de ug13.16 alors qu'une température de 60,4°C est calculée pour ug13.33. Le polyphasage de la veine de l'échantillon ug14.44 met en évidence ces différences de températures de cristallisation avec une température de 145,2°C pour les grains de première génération et une température de 97,6°C pour les grains de seconde de génération. A partir de ces informations, la faible température calculée pour la veine analysée de l'échantillon ug13.33 suggère que celle-ci est composée uniquement de grains formés par une phase de circulation tardive à plus basse température. Cette température moyenne est en accord avec les températures d'homogénéisation mesurées sur les inclusions fluides de cet échantillon. Ces analyses mettent donc en évidence un système de circulation issu d'un même réservoir hydrothermal, dont le fonctionnement à l'origine de ces différentes phases de minéraux carbonatés est associé à une décroissance de température au cours du temps.

L'ensemble de ces données permet alors de proposer pour la mise en place de ces minéralisations carbonatées le scénario suivant :

- Une mise en place d'une première génération de carbonates à haute température (170-200°C) (cf. grains automorphes identifiés dans les veines et les géodes).

-
- Une déformation par maclage de ces grains primaires à une température très proche de celle de leur cristallisation, peu de temps après leur mise en place.
 - Une ou plusieurs phases de circulations postérieures à plus basse température (<100°C) à l'origine des grains secondaires non-déformés situés dans des veines néoformées (cf. ug13.33) ou en remplissage secondaire de veines carbonatées préexistantes (cf. ug14.44). Ces phases de circulation sont associées à une microfissuration permettant aux grains préexistants de piéger des inclusions fluides sous forme de trainées. L'absence d'inclusions fluides primaires dans ces grains formés à plus haute température peut résulter des déformations par maclage, détruisant d'éventuelles inclusions primaires lors de la cicatrisation de ces fissures.

Le dernier assemblage correspond aux circulations subactuelles de fluides hydrothermaux et d'hydrocarbures et aux minéralisations associées décrites dans la sous-partie précédente.

Les résurgences de fluides hydrothermaux du site géothermal de Kibiro ont été observées sur le terrain dans le cadre de cette étude mais n'ont pas été analysées. En revanche, elles ont fait l'objet d'analyses géochimiques présentées dans la littérature (e.g. *Bahati et al., 2005*). Ce site, observé à la base de l'escarpement de faille est composé d'un bassin naturel alimenté par des sources chaudes d'environ ~80°C en surface, associées à d'importantes teneurs en H₂S (Fig. 2.32a). A proximité de ce bassin, le socle extrêmement déformé de la faille de Toro-Bunyoro présente de nombreuses fractures avec des minéralisations de sulfures et de carbonates (Fig.2.32b). Selon les résultats présentés dans la littérature, les analyses de rapports isotopiques de différents éléments stables ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{87/86}\text{Sr}$) des eaux prélevées dans le bassin et grâce à plusieurs forages situés sur l'épaule du rift montrent une origine profonde des fluides (*Bahati et al., 2005*). Les données géochimiques de ces fluides montrent que le site de Kibiro est composé d'un mélange de fluides chauds (~200°C) riches en sulfates et de fluides saumâtres de plus basse température (*Bahati, 2012*). A partir de relevés géophysiques (*voir section II.2.5.1*), ces circulations sont identifiées en profondeur le long de la faille bordière principale, ainsi qu'au niveau des différentes failles obliques

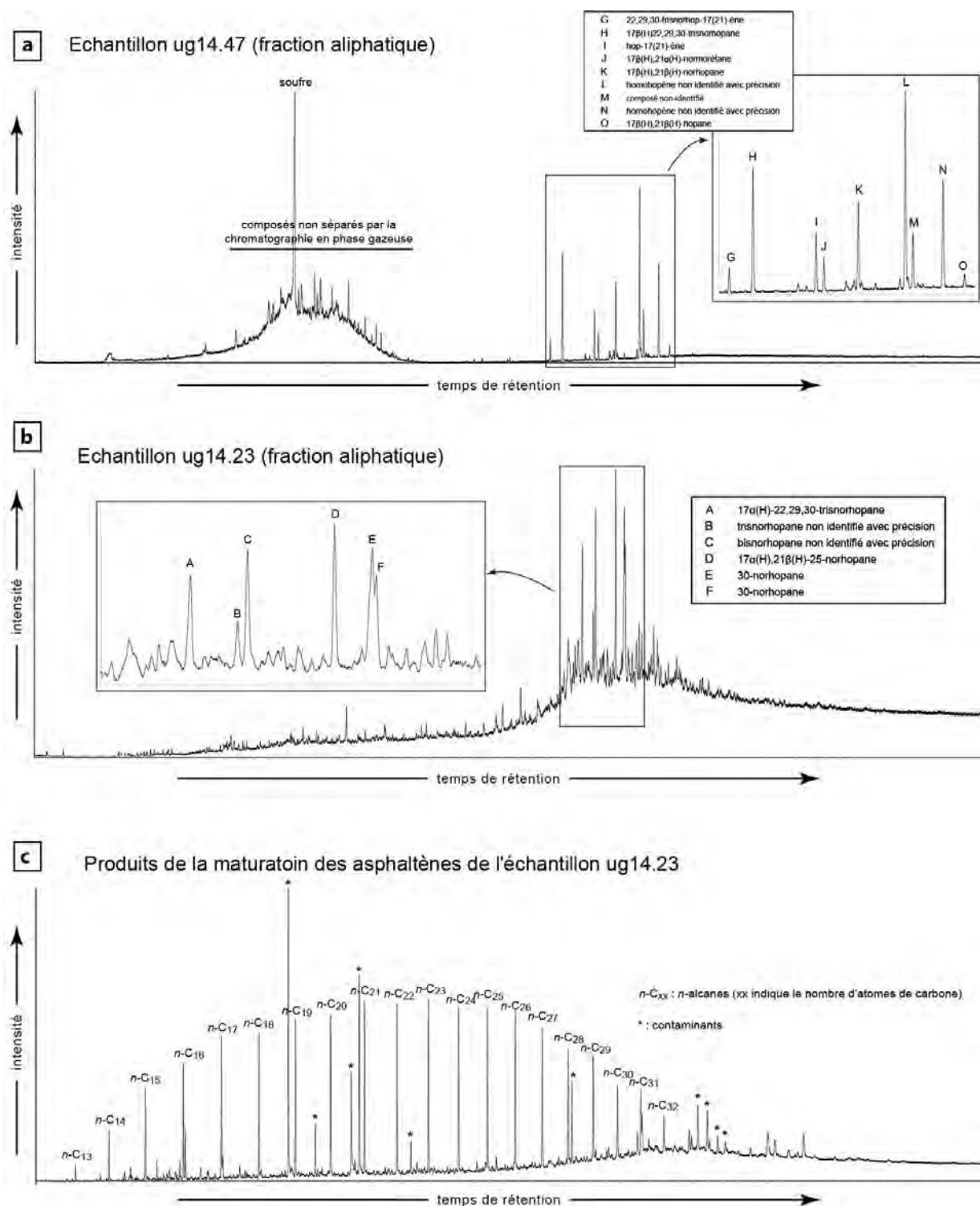
NNE-SSW et ESE-WNW présentes dans le toit de cette faille (e.g. *Tumwikirize, 2010*). Ainsi, ces différentes informations suggèrent que ni les rivières de ce secteur, ni le lac ne représentent une source de recharge majeure pour les circulations hydrothermales du site de Kibiro. Néanmoins, les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates dissous dans ces eaux indiquent également une contribution sédimentaire à ces fluides (*Bahati et al., 2005*). Cette dernière information permet donc de supposer une connexion de ces fluides profonds avec le bassin sédimentaire que représente le lac Albert. En effet, seul ce lac est une zone majeure de dépôts dans ce secteur, les épaules de ce rift ne présentant pas de couverture sédimentaire.

Parmi les différentes résurgences d'hydrocarbures identifiées au niveau des failles bordières de la zone d'étude de Kaiso-Tonya (Fig. 2.31), celles des sites de Kibiro et de Kabyosi ont été analysées. Sur le site de Kibiro, des traces de matière organique séchée ont été identifiées sur les mêmes affleurements que ceux où sont observées des minéralisations de sulfures et de carbonates en remplissage de fractures. Plusieurs fragments de brèches de faille présentant ces résidus ont été échantillonnés pour en extraire la matière organique (ug14.46, -47).

La matière organique de ces deux échantillons présente une signature moléculaire particulière. En effet, aucun n-alcane, ni aucun isoprénoïde acyclique tel que le pristane ou le phystane n'ont été identifiés dans cette matière organique. Ces éléments sont pourtant systématiquement présents et abondants dans un pétrole brut. Les stéroïdes, généralement utilisés comme bio-marqueurs dans les hydrocarbures, sont également très faiblement présents, en quantité semblable à celle correspondant à la limite de détection de l'analyse. La composition moléculaire des ces échantillons de matière organique est caractérisée par la présence de hopènes et de différents C_{27} - , de C_{29} - et de C_{30} -hopanes, ainsi que par l'absence de C_{28} -hopanes et de 25-norhopanes (Fig. 2.43). Ces hopanes montrent une configuration $\beta\beta$ caractéristique d'une matière organique d'origine sédimentaire thermiquement immature. La présence de ces $\beta\beta$ -hopanes et de hopènes est donc difficile à expliquer, compte tenu de la migration de ces hydrocarbures jusqu'en surface dans le socle fracturé de la zone

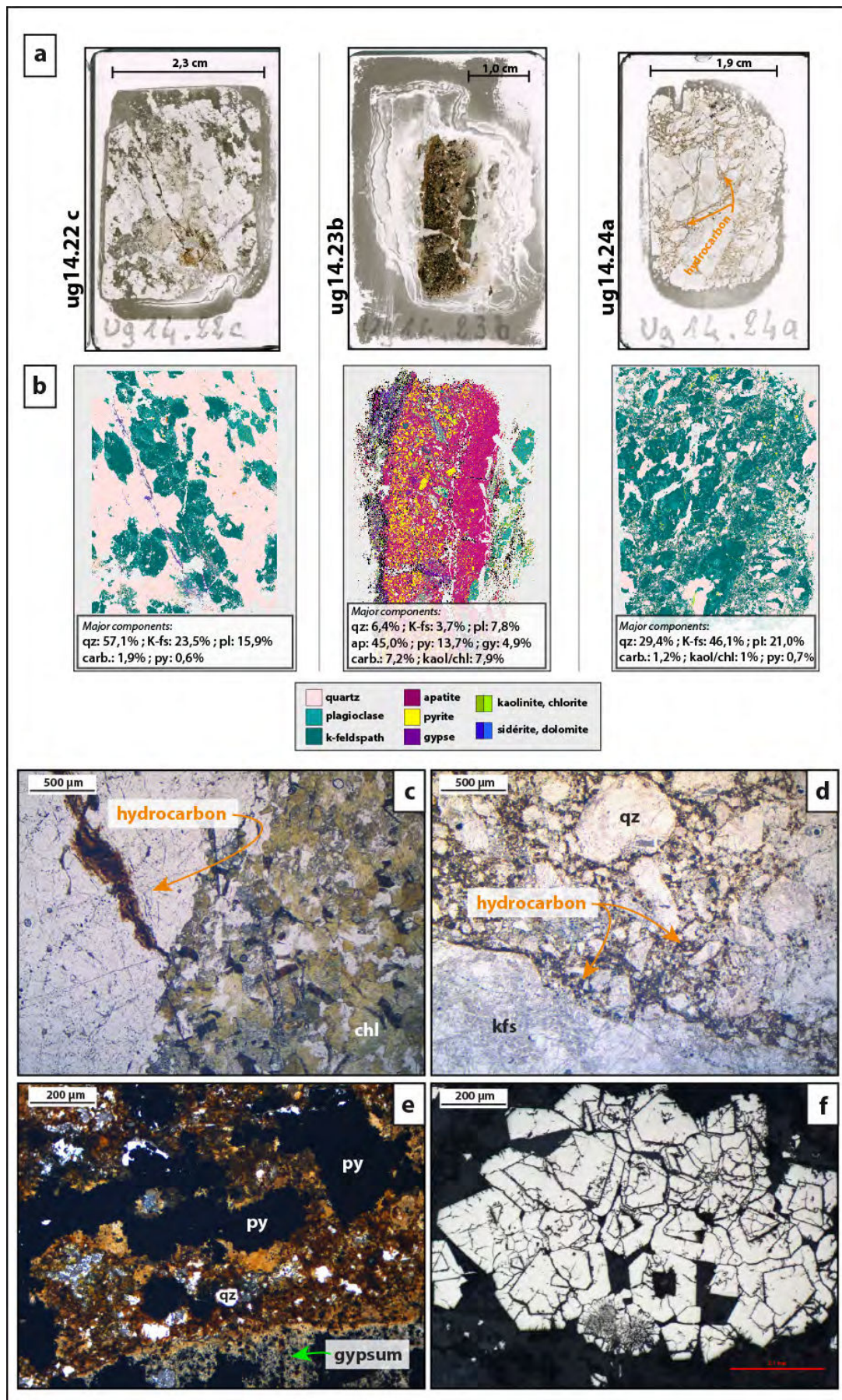
de faille bordière. La présence de hopanes insaturés (alcènes) est également très peu probable dans ces hydrocarbures, ces phases étant thermiquement instables et généralement observées uniquement dans les roches mères immatures. Il semble donc que cette matière organique ait subi une importante biodégradation bactérienne, ayant effacé la signature moléculaire initiale de ces hydrocarbures. Cette biodégradation bactérienne a donc également permis la synthèse tardive des différents hopanes qui correspondent aux composés organiques dominants de ces échantillons.

Figure 2.43 : Chromatogrammes des fractions aliphatiques des extraits organiques des échantillons (a) ug14.47 et (b) ug14.23 et (c) des produits de la maturation artificielle de l'échantillon ug14.23.



Les hydrocarbures identifiés sur le site de Kabyosi percolent jusqu'en surface à travers des zones fortement déformées, dans lesquelles sont également identifiées des minéralisations secondaires associées. Pour certaines de ces résurgences, des écoulements d'huiles encore liquides et visqueuses sont observées, attestant du caractère actuel de ces circulations (Fig. 2.35). Les plus importants volumes d'hydrocarbures sont identifiés au sein des zones extrêmement déformées où certaines brèches en sont complètement saturées. La structure de brèches de ces roches, où l'espace entre les clastes non-jointifs peut être de plus d'un millimètre et rempli d'hydrocarbures, suggère que ces percolations peuvent se produire sous des pressions de fluides importantes (Fig. 2.44d). Associées à ces niveaux saturés en hydrocarbures, on observe également différentes minéralisations secondaires (Fig. 2.44a ,b). Ces paragenèses secondaires sont composées de pyrite, de gypse et d'apatite et de carbonate. En dehors des cœurs de failles de type cataclase du site de Kabyosi, les observations réalisées au microscope montrent que les circulations d'huiles utilisent les fractures affectant le gneiss quartzo-feldspathique de cette zone (Fig. 2.44c). Associées à ces hydrocarbures se trouvent généralement aux épontes des fractures percolées des précipitations de sulfures et de carbonates (sidérite, dolomite) (cf. ug14.22c, Fig.2.44a,b).

Figure 2.44 : a) Scans de lames minces et b) cartographies minéralogiques quantitatives « QEMScan » d'échantillons percolés par des hydrocarbures du site de Kabyosi ; Photographies au microscope en lumière naturelle c) d'une fracture et d) d'une brèche saturées par des hydrocarbures dans des roches gneissiques ; e) Photographie au microscope en lumière polarisée analysée de précipitations de pyrite et de gypse dans une brèche saturée en hydrocarbures de l'échantillon ug14.23b ; f) Photographie au microscopique en lumière réfléchie de grains de pyrite zonés et à texture framboïdale.



Les hydrocarbures de ce site ont été analysés à partir de prélèvements réalisés directement sur le terrain ou extraits de fragments de roche en laboratoire. La matière organique des quatre échantillons ug14.15,- 16, -23 et -24 présente une signature moléculaire légèrement différente de celle des deux échantillons du site de Kibiro, malgré une absence totale de n-alcane et d'isoprénoïde acyclique et une prédominance d'hopane communes. Cette matière organique semble donc avoir également subi une forte biodégradation durant sa migration jusqu'en surface à travers le socle fracturé. La distribution des hopanes de ces hydrocarbures se distingue de celle des échantillons de Kibiro. La composition moléculaire de la matière organique du site de Kabyosi est caractérisée par la prédominance de C₂₇-, de C₂₈- et de C₂₉-hopanes, par la faible présence de C₃₀-hopanes et de 25-norhopanes, et par l'absence de C_{>30}-hopanes (Fig. 2.43b). La prédominance de ces hopanoïdes suggère qu'une intense activité bactérienne s'est donc développée dans ces hydrocarbures et a fortement biodégradé la matière organique. Un processus de maturation artificielle des asphaltènes des échantillons ug14.15, -23 et -24 a également été entrepris afin de remonter à la composition moléculaire initiale de ces hydrocarbures, avant biodégradation. Ce processus de régénération de bio-marqueurs a permis de produire artificiellement un assemblage de n-alcane et de cyclo-alcane (Fig. 2.43c). Ces composés sont néanmoins insuffisants pour retracer clairement la source de ces hydrocarbures.

Parmi les minéralisations associées aux hydrocarbures du site de Kabyosi, d'importantes quantités de pyrites sont identifiées dans les zones de brèches et de fractures (Fig. 2.44e, f). Ces pyrites se présentent généralement sous forme de minéraux sub-automorphes, précipitées sous forme d'agrégats et pouvant présenter des structures framboïdales. Les rapports isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ de pyrites des échantillons ug14.18, -22, -23 et -24 ont été mesurés. Les échantillons ug14.23 et -24 ont été prélevés dans une zone de cœur de faille cataclasée et saturée en hydrocarbures, située à l'intersection entre deux structures macroscopiques ENE-WSW et NNW-SSE (Fig.2.34). Les échantillons ug14.18 et -22 ont été prélevés en dehors de ces zones de forte déformation, où la matière organique n'est observée que dans quelques

fractures. Les rapports $\delta^{34}\text{S}$ mesurés permettent également de distinguer ces deux types d'échantillons (Fig. 2.45). Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de ug14.18 et -22 sont peu variables et proches de zéro. Ces rapports sont respectivement compris pour ces deux échantillons entre -2,5 et 1,7 ‰ avec une moyenne de 0,3 ‰ et entre -3,0 et -0,9 ‰ avec une moyenne de -2,0 ‰. Les rapports $\delta^{34}\text{S}$ des échantillons ug14.23 et -24 sont beaucoup plus dispersés. Les valeurs de ug14.24 sont pour la plupart positives, comprises entre -21,0 et 25,2 ‰ avec une moyenne de 12,9 ‰. Les valeurs de ug14.23 sont les plus dispersées, comprises entre -47,3 et 32,9 ‰ avec une moyenne de -3,4 ‰.

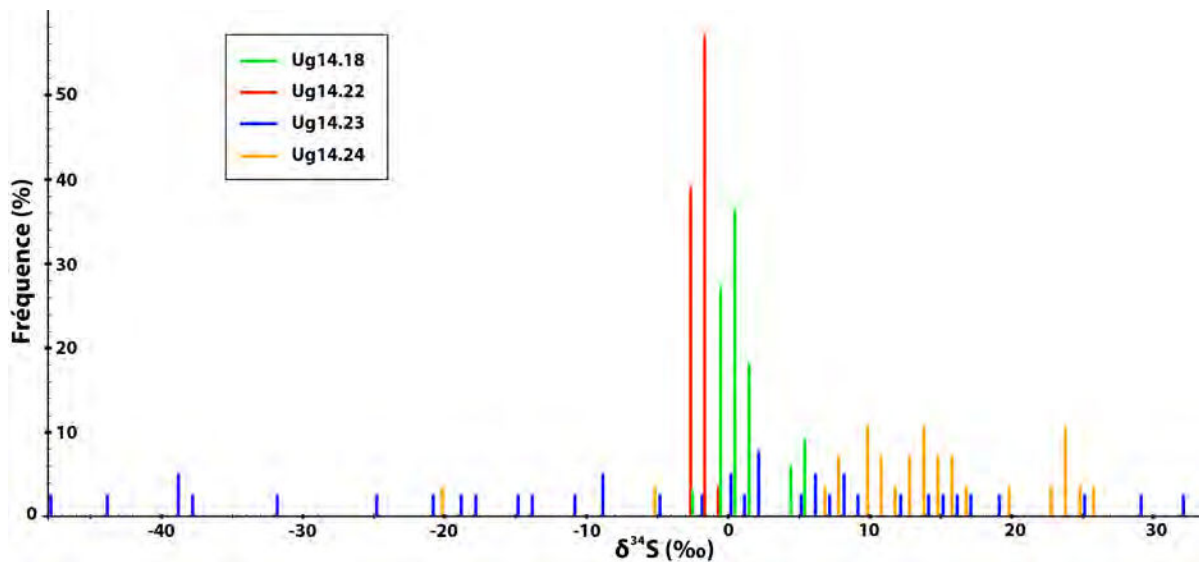


Figure 2.45 : Résultats des analyses du rapport isotopique $\delta^{34}\text{S}$ de pyrites associées aux percolations d'hydrocarbures.

Les rapports $\delta^{34}\text{S}$ du premier groupe de pyrites des échantillons ug14.18 et -22, suggèrent avec une très faible dispersion des mesures et des valeurs proches de zéro une origine magmatique ou hydrothermale pour ces sulfures (Hoefs, 2009). Celles-ci peuvent donc représenter des pyrites primaires, indépendantes des circulations en hydrocarbures subactuelles. La forte dispersion des rapports $\delta^{34}\text{S}$ du second groupe de pyrites mesurées dans les échantillons ug14.23 et -24 suggèrent une origine différente. Une très forte dispersion des rapports isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ est en effet caractéristique de sulfures issus de processus liés à une activité bactérienne dans le milieu (Hoefs, 2009). Ces pyrites étant situées dans les niveaux saturés en

hydrocarbures fortement altérés par une activité bactérienne, ces rapports $\delta^{34}\text{S}$ suggèrent donc une origine liée à une bio-sulfato-réduction de cette matière organique. Ces paragenèses secondaires sont composées de pyrite, de gypse et d'apatite et de carbonates. Le soufre et le phosphore des phases minéralogiques peuvent être caractéristiques de milieu influencé par une activité biologique.

L'ensemble des analyses menées sur ces hydrocarbures et sur les minéralisations associées de sulfures n'a pu permettre finalement d'identifier une source pour ces circulations. Le signal de cette source semble systématiquement masqué par une intense biodégradation de ces hydrocarbures lors de leur percolation à travers ces différents sites le long de la faille bordière principale.

2.5.3 Synthèse

La caractérisation structurale, minéralogique et géochimique des différentes phases de circulation fossiles et actuelles identifiées dans les réseaux de fractures du système de failles bordières de Toro-Bunyoro permet de proposer une chronologie relative de ces circulations, ainsi que de discuter de leurs sources et de leurs chemins de percolation. L'ensemble des informations synthétisées ci-dessous est représenté sur les figures 2.46 et 2.47.

L'architecture de la faille bordière principale étant composée d'un cœur de faille juxtaposé d'une zone endommagée, les compartiments dans lesquels sont identifiés ces marqueurs indiquent leur timing de mise en place par rapport à l'activité majeure de ce système de failles (Fig. 2.46). La phase paroxysmale d'activité tectonique de la bordure du rift est datée de 6,2 à 2,7 Ma (Miocène supérieur terminal à Pliocène terminal) d'après l'analyse des dépocentres et des remplissages sédimentaires du bassin (Simon, 2015). En l'absence de critères de datation absolue de mise en place des cataclasites du FC, on considère que ce faciès extrêmement déformé est mis en place durant cette période.

Les deux premières phases de circulation mises en évidence par les minéralisations de chlorites et de sulfures, ainsi que de feldspaths adulaires correspondent à des phases de haute température de fluides hydrothermaux profonds

(Fig. 2.47). Ce premier assemblage est absent du cœur de faille et suggère que cette phase de circulation est antérieure à la déformation maximale observée sur cette structure régionale, c'est-à-dire à la phase ayant développé les cataclasites du cœur de faille. A l'inverse, les minéralisations d'adulaires sont contemporaines de cette déformation maximale avec des précipitations à la fois antérieures et postérieures. Aucun critère de datation relative n'a pu être identifié pour estimer la durée séparant la phase de circulation à l'origine de cet assemblage de chlorite et de sulfures de cette déformation maximale syn-rift. Néanmoins, l'existence de veines partageant les remplissages automorphes de chlorite et de feldspaths hydrothermaux laisse supposer des phases de circulation et une activité de ces veines chronologiquement proches. Ainsi, cette hypothèse permet de considérer cette première phase de circulation comme des fluides hydrothermaux profonds liés aux stades précoces de ce rifting, ayant percolé dans cette zone avant que les marqueurs ne soient effacés du cœur de faille par l'épisode de déformation maximale de cette faille bordière (Fig. 2.46). De la même manière, les fluides à l'origine des feldspaths adulaires seraient également liés aux premiers stades de ce rifting mais auraient continué à percoler après le développement de ce cœur de faille (Fig. 2.46).

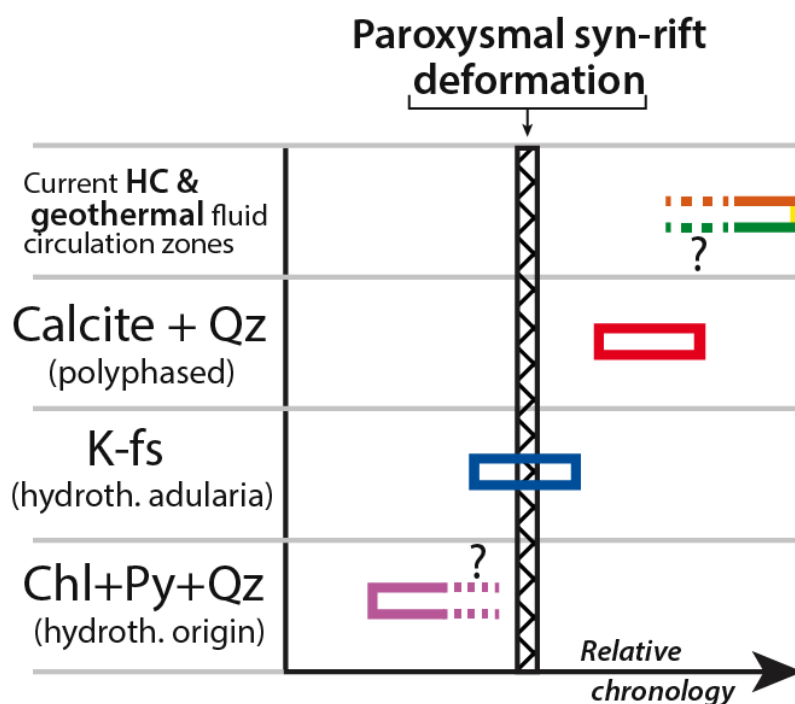


Figure 2.46 : Position chronologique relative des quatre principales phases de circulations de fluides fossiles ou actuelles du système de failles bordières de Toro-Bunyoro par rapport à la phase de déformation maximale produite par ce système.

Les analyses menées sur les assemblages de carbonates montrent que des circulations de fluides hydrothermaux profonds continuent à se propager dans les différents compartiments de cette zone de failles bordières, après la période de déformation paroxysmale (Fig. 2.46). Ces analyses mettent en évidence un système de circulations hydrothermales à l'origine de veines polyphasées de carbonates. Les compositions chimiques similaires de ces différentes générations de calcite suggèrent une source commune de ces fluides, associée à une décroissance de température de cristallisation au cours du temps. Ces minéralisations de calcite identifiées sur plusieurs sites le long de la faille bordière peuvent être mises en relation avec les précipitations de carbonates subactuelles du site géothermal de Kibiro, associées à des circulations de fluides hydrothermaux profonds. L'ensemble de ces circulations hydrothermales fossiles et actuelles de nature variable au cours du temps suggère donc que la zone de failles bordières orientales du rift du lac Albert représente un système de transfert de fluides profonds à travers la croûte supérieure actif et subcontinu depuis l'initiation de ce rift au Miocène (Fig. 2.47).

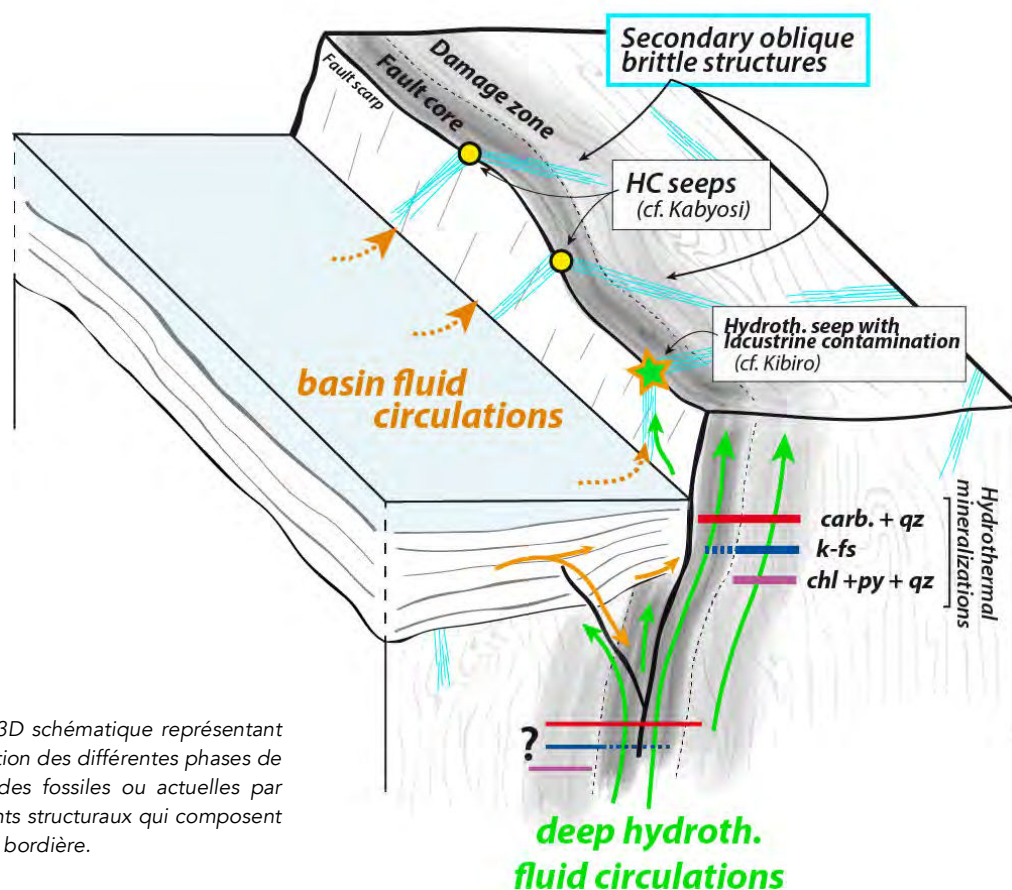


Figure 2.47 : Bloc 3D schématique représentant la source et la position des différentes phases de circulations de fluides fossiles ou actuelles par rapport aux éléments structuraux qui composent le système de faille bordière.

Plusieurs explications peuvent être avancées pour expliquer la décroissance de température de cristallisation des différentes générations de calcite. Cette baisse de température pourrait être liée à une relaxation thermique de cette zone par rapport aux stades initiaux de rifting de ce secteur. Aucune donnée ne semble pourtant disponible pour étayer cette hypothèse. Néanmoins, une autre hypothèse pour expliquer cette décroissance de température peut être celle d'une contamination des fluides chauds hydrothermaux par des fluides lacustres plus froids. Aucune signature géochimique issue des analyses effectuées dans cette étude ne permet de confirmer cela. En revanche, une telle contamination est décrite sur le site de Kibiro, où les circulations actuelles présentent les signatures d'un mélange de fluides profonds et d'eaux saumâtres de plus basse température (Bahati, 2012). Une contribution lacustre est également suggérée sur ce site par les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates dissous dans ces sources géothermales, indiquant une possible contribution sédimentaire de ces phases (Bahati et al., 2005). Cette hypothèse d'une contamination lacustre dans les transferts de fluides au niveau de cette faille bordière est également confortée par la présence de résurgences d'hydrocarbures actuelles. Bien que le signal des hydrocarbures analysés soit masqué par les processus de biodégradation, la proximité directe de ressources pétrolières dans le bassin du lac Albert suggère fortement une origine lacustre pour ces huiles. Ainsi, ces différents fluides avec une contribution lacustre plus ou moins importante montrent qu'il existe bien une connexion entre le bassin et le socle fracturé dans la zone de faille.

L'analyse des différents marqueurs de circulations fossiles et actuelles permet donc de mettre en évidence que la zone de faille bordière du rift du lac Albert est connectée à deux types de réservoirs : (i) un réservoir hydrothermal profond depuis lequel les transferts de fluides se font à travers la croûte supérieure le long de ces structures régionales avec un important enracinement (Fig. 2.47). Cette hypothèse est corroborée par une étude qui met en évidence à environ 100-150 kilomètres au sud de la zone d'étude, dans le prolongement du système de failles bordières de Toro-Bunyoro, des migrations de fluides profonds à l'origine de séismes dans la croûte supérieure (Lindenfeld et al., 2012). Ces fluides sont identifiées à des profondeurs de 5

à 16 kilomètres, circulant au niveau d'intersections verticales de failles régionales délimitant la bordure est des monts Rwenzoris ; (ii) un réservoir lacustre depuis lequel la connexion entre le bassin et le socle fracturé se fait au niveau d'intersections entre la faille bordière principale de ce rift et d'autres structures secondaires obliques (Fig. 2.47). La zone de transfert que représente cette faille bordière permet notamment le mélange entre ces fluides de différentes origines. Enfin, l'ensemble de ces circulations montre qu'une bordure de rift représente toujours un important potentiel de transfert de fluides plusieurs millions d'années après la mise en place des structures principales de ce système.

Enfin, pour encore mieux contraindre la chronologie relative de ces différentes phases de circulations de fluides identifiées dans les réseaux de fractures au niveau de la zone de failles bordières, plusieurs autres analyses géochimiques pourraient être réalisées en prolongement de cette étude. Une datation des adulaires ou des différentes phases de calcite, respectivement selon les systèmes Argon-Argon et Uranium-Plomb, pourrait en effet être réalisée. De plus, des datations des mouvements principaux de l'escarpement de la faille bordière par analyses de traces de fission d'apatite permettraient également de mieux contraindre l'âge de ce système de circulations. Enfin, l'analyse détaillée des éléments en trace (e.g. chrome, barium, nickel, etc..) présents dans les minéralisations de carbonates pourraient être envisagées pour acquérir plus d'informations sur leur source.

3. Caractérisation minéralogique et pétrophysique de l'altération supergène du socle de la bordure orientale du rift du lac Albert

Les processus d'altération supergène sont reconnus comme des processus permettant le développement une porosité secondaire importante dans un milieu dont la porosité primaire est faible, voire quasi-nulle (e.g. *Wright, 1992; Dewandel et al., 2011*). Cette porosité secondaire est développée à degrés variables par différents mécanismes pouvant être liés à des modifications des conditions physiques du milieu (ex: température, pression) ou à des déséquilibres chimiques induits par les interactions entre la roche et les fluides superficiels. L'action de ces différents processus conduit au développement de plusieurs faciès qui constituent un profil d'altération supergène (*voir section 1.3.2*). Ce type de profil est généralement caractérisé par une évolution verticale de caractéristiques minéralogiques et des propriétés pétrophysiques du milieu associée au degré d'altération.

Sur les épaules du rift du lac Albert, le socle altéré ougandais permet d'étudier ces évolutions minéralogiques et pétrophysiques le long de profils d'altération supergène mis en place en climat chaud et humide, à la fois dans des roches cristallines et méta-sédimentaires. En effet, ce socle précambrien hétérogène est composé de faciès ortho-dérivés en position centrale et au sud du lac, tandis que l'extrémité nord est constituée de roches para-dérivées. Cette étude présentée ci-dessous a été menée sur un nombre d'échantillons relativement limité, dû aux mauvaises conditions d'affleurement de ce type de profil mais également à une volonté de travailler sur un nombre restreint d'échantillons représentatifs de chaque faciès rencontré. Ces résultats ont été obtenus essentiellement à partir de prélèvements réalisés en surface, mais ont pu tout de même être confrontés à quelques données issues de forages réalisés au nord du lac Albert. Ces différents types de données permettent notamment de tester le principe d'analogie de surface en vérifiant si certains des faciès caractérisés en surface sont préservés dans le bassin.

Les descriptions minéralogiques ont été réalisées avec les outils de microscopie optique et électronique (MEB) classiques, ainsi qu'avec d'autres outils détaillés plus

loin (DRX, tomographie RX, QEMScan). Les différentes propriétés pétrophysiques discutées ont été mesurées en laboratoire ou en diagraphie (ex: densité, vitesse de propagation d'ondes, porosité, perméabilité). L'analyse de l'altération supergène du socle ortho-dérivé a été effectuée uniquement sur des échantillons prélevés en surface. Cette étude fait l'objet d'une publication scientifique, présentée en intégralité ci-dessous et qui constitue la section II.3.1. L'analyse de l'altération supergène du socle para-dérivé a été effectuée grâce à des échantillons prélevés en surface et à des données de forages. Les échantillons de forages et les données de diagraphie disponibles correspondent à des forages réalisés au nord du lac, au sein d'unités métasédimentaires précambriennes. Les résultats obtenus et leur interprétation constituent la section II.3.2.

3.1 Caractérisation minéralogique et pétrophysique du socle altéré ortho-dérivé

3.1.1 Résumé en français

Les effets de l'altération supergène sur les propriétés minéralogiques et pétrophysiques du socle cristallin de la bordure orientale du rift du lac Albert ont été étudiés à partir de différents échantillons prélevés en surface. Ces échantillons de degrés d'altération variable ont permis de caractériser un profil d'altération composite typique de ce type d'environnement. Une description détaillée de ces échantillons est proposée, en utilisant différents outils d'observations (microscopie optique et électronique, tomographie à rayons X, analyses QEMScan). Cette description est associée à une caractérisation pétrophysique pour permettre une description complète du réseau poreux de ces échantillons (porosimétrie par injection de mercure (ϕ), mesures de perméabilité (k), de densité, de vitesses de propagations d'ondes acoustiques). Ces propriétés pétrophysiques ont également permis de calculer un facteur géométrique présenté dans la littérature, afin de décrire la complexité du réseau poreux des différents échantillons à travers le profil d'altération.

Cette étude multi-méthodes permet d'identifier deux unités composant ce profil, caractérisées par des propriétés minéralogiques et pétrophysiques distinctes, séparées par une transition nette. La partie inférieure du profil est caractérisée par une porosité secondaire dominante de fractures et représente une zone de transfert potentielle pour la circulation de fluides ($\phi \leq 8-10\%$; $k \leq 500\text{mD}$). La partie supérieure du profil est caractérisée par une forte teneur en argiles et une porosité secondaire de matrice, sous forme de vacuoles formées par l'altération chimique des phases minéralogiques primaires. Cette zone représente une zone potentielle de stockage de fluides ($\phi \approx 30\%$; $k \leq 1\text{D}$). La porosité de ces deux unités est préservée d'une obstruction complète par les phases argileuses secondaires grâce au régime hydrodynamique de drainage présent dans ce secteur depuis le Miocène. En cas de préservation de ces unités au toit du socle après enfouissement dans le bassin du rift du lac Albert, cette caractérisation pétrophysique suggère finalement que ces unités peuvent représenter une zone de réservoir potentielle.

3.1.2 Introduction

Oil and gas accumulation in basement rocks is generally considered as one of the most unusual resource systems. Nevertheless, over the last several decades, hundreds of basement reservoirs have been discovered around the world and many of these produce high levels of hydrocarbons (*Petford and McCaffrey, 2003; Sircar, 2004; Trice, 2014; Gutmanis et al., 2015*). Such hydrocarbon basement reservoirs are mainly located within extensive tectonic settings (e.g. rifting system, margin setting) and usually correspond to structural heights, fed by sedimentary source rocks. Such a structural geometry, flanked by sedimentary rocks within a basin, can be developed by different elements: fault-bounded basement blocks (e.g. horst structure, tilted or uploaded block), buried palaeo-hills or intrusive igneous bodies (*Landes et al., 1960; P'an, 1982; Parnell, 1988; Younes et al., 1998; Gutmanis, 2009*). Fracturing and weathering have been recognized as the two processes that develop storage properties in crystalline (e.g. *Parnell, 1988; Cuong and Warren, 2009*), metamorphic (e.g. *Salah and Alsharhan, 1998; Younes et al., 1998*) or volcanic rocks (e.g. *Jinghong*

et al., 2011). All these studies highlight the importance of weathered parts and palaeo-surfaces of basement rocks in reservoirs, developed during previous exposure to meteoric agents. Fresh basement rocks, especially crystalline rocks, generally have low fluid transfer and storage properties, but weathering processes with primary mineral phases leaching and cracking can lead to the development of a significant secondary porosity.

Basement rocks, especially crystalline rocks, with their weathered horizons and underlying fractured bedrocks can harbour significant water supplies that reflect the role of the alteration on reservoir development capacity (*e.g. Lachassagne et al., 2011*). Supergene alteration processes are particularly well-recognized in Africa, with basement aquifers characterized by a typical weathering profile and hydraulic vertical heterogeneities (Fig. 2.48) (*e.g. Chilton and Smith-Carington, 1984; Acworth, 1987; Wright, 1992; Chilton and Foster, 1995; Taylor and Howard, 2000; Deyassa et al., 2014*). Thus, weathering induces substantial changes in the mineralogical composition and petrophysical properties of the basement, with important implications for hydraulic properties.

In the framework of geophysical prospecting for hydrocarbon basement reservoirs, recent published studies have focused mainly on fault and fracture characterizations of potential basement reservoirs, based on knowledge and skills acquired during decades of work on more conventional fractured reservoirs (*e.g. Luthi, 2005; Angerer et al., 2011a; Alai et al., 2014; Murray and Montgomery, 2014; Slightam, 2014*). As the role of weathering in hydrocarbon basement reservoirs is recognized, detailed mineralogical and petrophysical characterization of analogous samples could help further studies for the definition of reservoir properties and identification of reservoir units by core-logging, cutting analysis or seismic imaging.

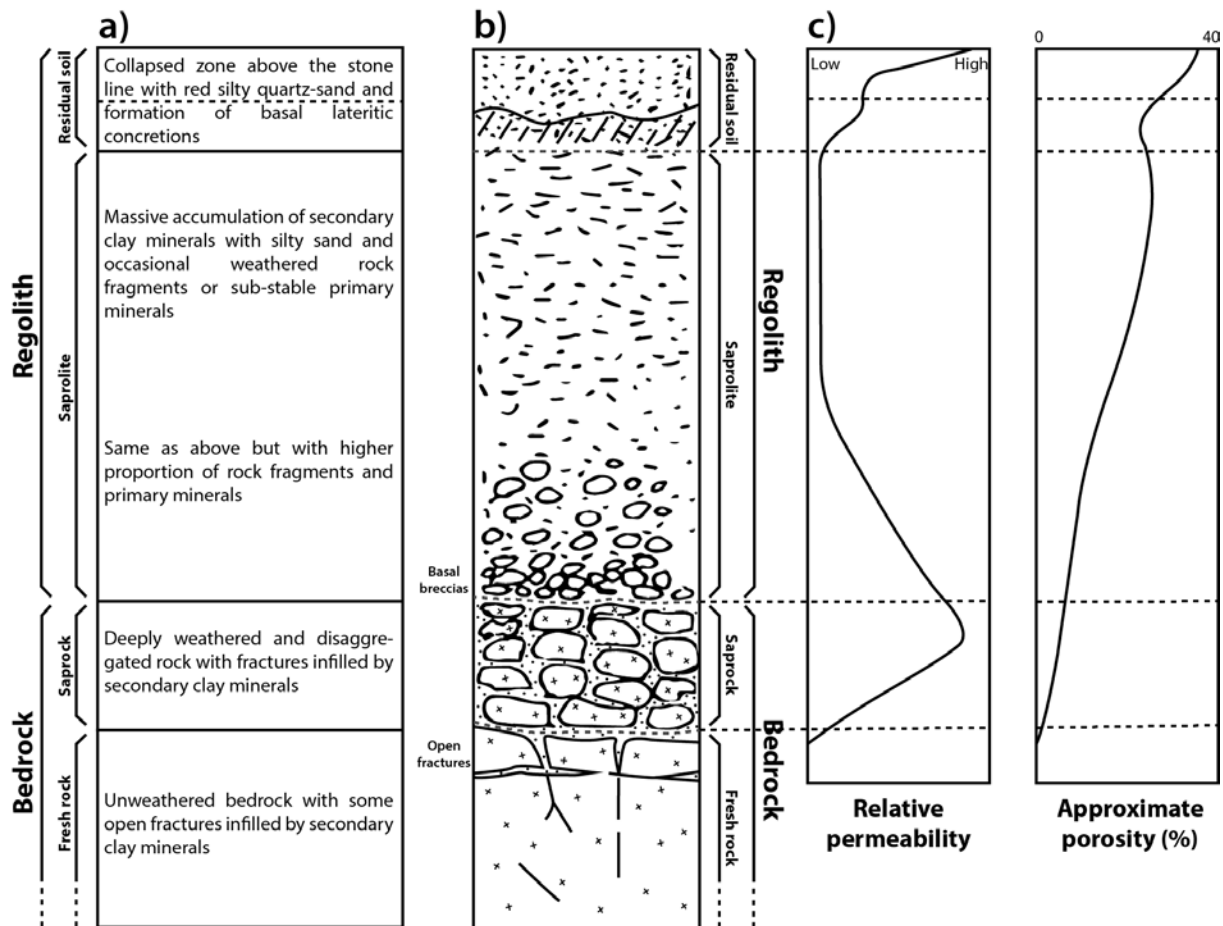


Figure 2.48 : Hydrogeological model of a typical weathering profile developed upon crystalline basement rocks under hot and humid climatic conditions. a-b) Textural description of the typical geomorphic units (modified from Chilton & Foster, 1995). c) Typical hydraulic properties variations along the weathering profile (from Acworth, 1987).

Given the implications that basement rock weathering has on hydrocarbon and water resources, we propose a detailed study of petrophysical and mineralogical evolution of crystalline rocks affected by supergene alteration in hot and humid climates. Various alteration facies of crystalline basement rocks were collected in a single area in Western Uganda, near to Albert Lake, which is known for its hydrocarbon resource potential. This is where several sediment and basement oil seeps along the shore have been described (e.g. Dou et al., 2004; Karp et al., 2012; Abeinomugisha and Kasande, 2013).

Based on a macroscopic criteria classification, we present a description of the mineralogical and petrophysical evolution between different weathering grade samples. The rock property variations were characterized using different sample observation methods (optical microscopy, QEMScan (QS) imaging and analysis,

scanning electron microscopy (SEM), X-ray computed tomography (CT) scanner), X-ray diffraction (XRD) analysis and petrophysical measurements (porosity, permeability, density, acoustic wave propagation velocity). These methods are described in further detail below, as is the geological setting of the study area. We emphasize the development of different pore network geometries with variable weathering grades, highlighted by high-resolution imaging. Our composite profile presents a specific petrophysical evolution, especially unusual permeability patterns that contrast with previous studies. The new complementary multiple datasets obtained allowed us to discuss the evolution of key petrophysical and mineralogical parameters with weathering and estimate such a reservoir volume.

3.1.3 Geological setting of the weathered basement in Western Uganda

- Geological setting of the study area

Western Uganda is crossed by the northern segment of the western branch of the East African Rift System (EARS), consisting of a complex graben system over 700 km long, composed of several basins progressively trending from NNE-SSW to NE-SW, from Kivu Lake to Albert Lake up to the North (*Chorowicz, 2005*). This graben system developed since Miocene times, with rare occurrences of volcanic events propagated through Archaean and Proterozoic magmatic and metamorphic basement rocks (*Ebinger, 1989; Schlueter, 2006*). Older basement rocks were formed during a series of Archaean tectonic phases, between 3 and 2.6 Ga. Further tectonic events occurred during Proterozoic, developing a series of orogenic belts that cut across the Archaean basement complex. The Mesoproterozoic Kibaran orogenic belt unconformably overlies Archaean rocks and the Palaeoproterozoic Ubedian orogenic belt and follows a dominant NE trend in the region (*Hepworth and Macdonald, 1966; Leggo, 1974; Aanyu and Koehn, 2011*). The Miocene rift locus is controlled by these pre-existing Proterozoic lithospheric suture belts, acting as a mechanical weakness zone between the two stable Precambrian Tanzania and Congo cratons (*e.g. Ebinger, 1989; Link et al., 2010; Katumwehe et al., 2015*).

The present study targets the Archaean felsic granitoid and gneiss units located on the eastern shore of Albert Lake (Fig. 2.49), along the NE trending rift-bounding Toro-Bunyoro fault system (Chorowicz, 2005). In this area, several rock units with similar granitoid texture and composition have been identified. The felsic granulite of the Karuma Complex corresponding to high-grade vaguely banded metamorphic gneiss with low unhydrous Fe-Mg silicate content and granitic to granodioritic composition, was dated around 2991 ± 9 Ma (Westerhof et al., 2014). Tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneiss was also identified in this area, with variable granitoid composition (granite, TTG) and texture. Ages of about 2584 ± 18 Ma, 2637 ± 16 Ma and 2611 ± 14 Ma for similar TTG gneiss were found further south in the foothills of the Rwenzori Mountains, obtained by U-Pb age determinations of zircon cores (Link et al., 2010).

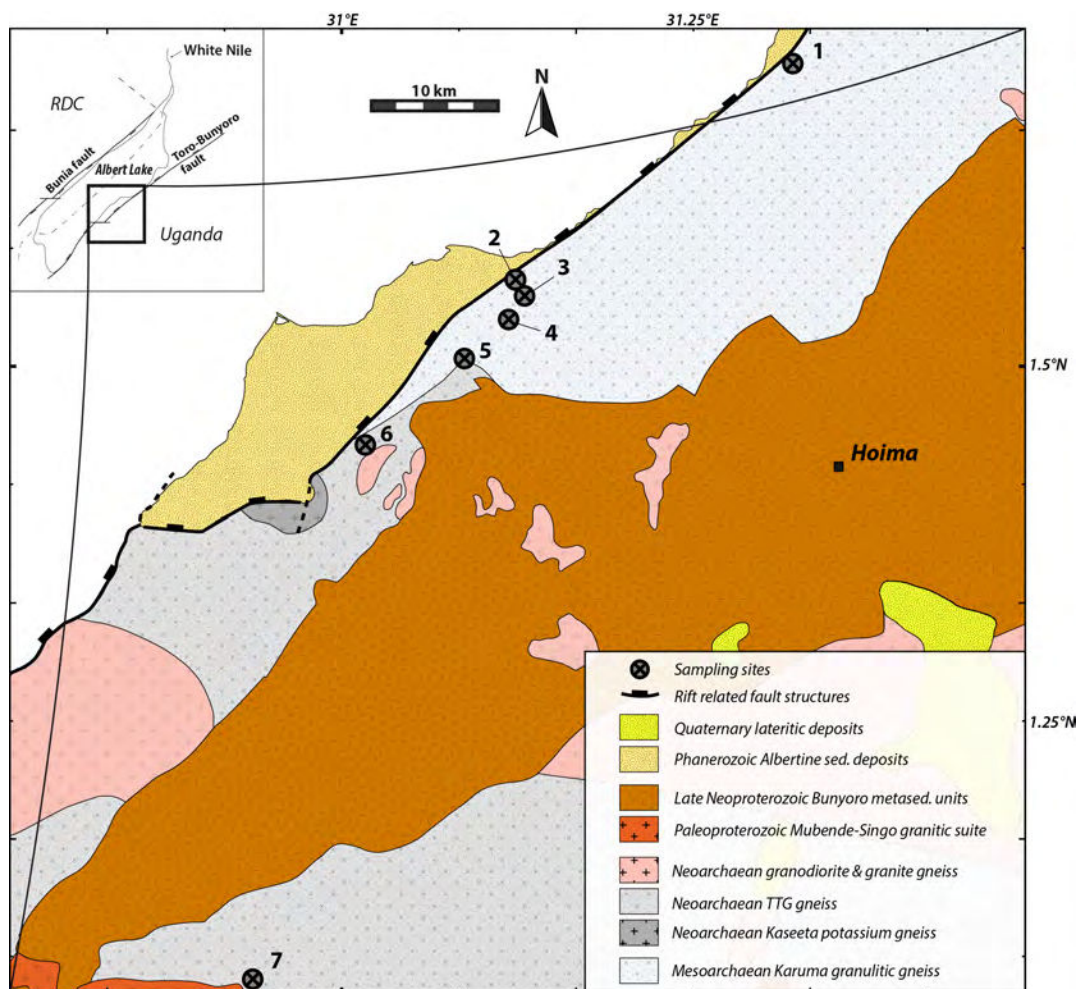


Figure 2.49 : Geological map of the study area and sampling sites (modified from Virransalo et al., 2012)

Weathering evolution in the region and of these aged basement rocks is described in the following section.

- Review of the tectono-geomorphic control of weathering of Western Ugandan basement rocks

Taylor and Howard (1998, 2000) proposed a tectono-geomorphic model of the weathering evolution of the Ugandan basement since the late Palaeozoic period. This model is valid for warm and humid climates and is based on an alternation of two geomorphic processes, depending on the tectonic activity in the area. Deep in situ weathering of the basement rocks occurs during a long period of tectonic quiescence, whereas stripping occurs with tectonic uplift and local base-level readjustment. Thus, the basement alteration and its related hydrodynamic properties result from long-term evolution of geomorphic tectonically-controlled cycles. From the late Palaeozoic glaciation to mid-Cretaceous times, during a long period of tectonic quiescence, the climate became warmer and more humid and the Precambrian basement underwent deep weathering through most of the Mesozoic. Between mid-Cretaceous and early Miocene, uplift associated with the South Atlantic opening ended the weathering phase and started a period of stripping of the basement rocks. From Miocene, the basement underwent a new deep weathering phase that remained active until the present day, except in areas adjacent to the EARS in Western Uganda. In this part of the country, the rifting modified the local base level, leading to a new cycle of stripping, which is still active according to the proposed tectono-geomorphic model.

Studies of the alteration surfaces of the Ugandan basement, especially in the Albert Lake area have been carried out by many authors in the last few decades (e.g. Bishop and Trendall, 1967; Straaten, 1977 and ref. therein). Along the eastern side of the lake, two different lateritic surfaces reflecting a complex interplay between rift faulting and geomorphic processes are identified (Straaten, 1977). The older pre-rift surface characterized by deep zones of intensively weathered basement, is probably equivalent to the late Mesozoic "African surface" described by King et al. (1972). The

younger lateritic surface is developed at the top of the older surface but also at the top of some rift sediment in the basin, despite the stripping phase proposed by Taylor & Howard's model (2000) in this area of the EARS, active since Miocene.

Different possible applications using the deep weathered basement properties of the Ugandan Precambrian rocks (e.g. clay deposits, aquifers) resulted in several studies with mineralogical or hydrodynamic investigations (e.g. Batte *et al.*, 2008). Aquifers and associated hydrodynamic properties in the basement weathered mantle and the underlying fractured bedrock are related to weathering processes. These develop vertical weathering profiles of 30 to 100 metres average thickness (until the fresh rock), where the moderately to intensively weathered layers play a storage role and the underlying fractured layers a transfer or flow path role (Taylor and Howard, 2000; Nyende *et al.*, 2014). In Eastern Uganda, McFarlane (1983) investigated an approximately 40 metre thick weathered profile, located in a heterogeneous basement, which is predominantly composed of para-amphibolite rocks. A progressive evolution in the mineral composition can be identified with the alteration, with quartz, kaolinite and iron hydroxide as the dominant mineralogical components of the highly weathered facies. In Central Uganda, Nyakairu *et al.* (2002) investigated several clay deposits developed from weathering of various Precambrian basement lithologies (e.g. meta-sediments, schists, undifferentiated gneisses, granites). All the clay samples analysed consisted mainly of iron-rich kaolinite. The vertical weathering profiles tended to have similar mineralogical and hydrodynamic characteristics over a wide variety of basement rock types (Nyende *et al.*, 2014).

3.1.4 Sampling and methods

- Sampling

Although vertical weathered profiles are described for the area, no complete profile could be sampled at a single location. Because of the poor morphological exposure and total profile thickness (several tens of metres to hundreds of metres), we could not identify any complete cross-section of the weathered basement. However,

the different alteration facies composing the weathering profile defined in Figure 2.48, were observed at different locations along road cuts or in small quarries (Fig. 2.49). As these locations correspond to two similar lithological units of the crystalline basement, i.e. Archaean felsic granulitic and orthogneiss according to the geological map (Virransalo *et al.*, 2012; Westerhof *et al.*, 2014), the different samples collected allowed us to compile a vertical weathered profile from fresh basement, through moderately weathered rocks (i.e. saprock), to intensively weathered rocks (i.e. saprolite). Only minor petrological differences can be found between samples and we assume a similar fresh protolith for all specimens. Slight differences in the petrology of the Precambrian basement are suggested as being insignificant relative to geomorphologic weathering processes and final alteration products (Taylor and Howard, 2000). Transitions between the different stages of weathering are generally gradational. Macroscopic features like (dis)colouration, rock texture, or relative strength, can be used to separate the weathering stages into grades. Such weathering grade classification is frequently used in engineering geology (reviewed in Dearman, 1995; Ehlen, 2002; Price *et al.*, 2009 and *ref. therein*). Thirteen rock samples were collected at the locations described above and taken in order to be representative of all the different stages of an in situ vertical supergene weathering profile. Samples vary in colour with weathering, from grey-yellow to red, associated with changes in texture and stiffness (Fig. 2.50). It is noteworthy that the development of weathering is generally controlled by the geometry of brittle structures present in the rock mass (Fig. 2.50e). The samples were classified according to macroscopic criteria and the weathering terminology of Ehlen (2002) and Price *et al.* (2009) with five different facies (Table 2.3). Facies I corresponds to the un-weathered fresh rocks; facies II to the rocks with slight changes in colour where several discontinuities (fractures, cracks) are developed, which may contain secondary fillings; facies III is represented by weaker but still coherent rocks, with changes in colour. More discontinuities with alteration fillings are developed and partial opening of grain boundaries occurs; facies IV corresponds to considerably weakened rocks, friable materials with separation of grains because of mineral leaching. Original rock texture is still mainly preserved; finally, facies V is represented

by completely weathered and friable rocks in which the original texture is partly preserved. According to these criteria, sample classification and location coordinates are given in Table 2.4. However, regarding to this classification and the macroscopic criteria, no facies IV samples were identified on the field.

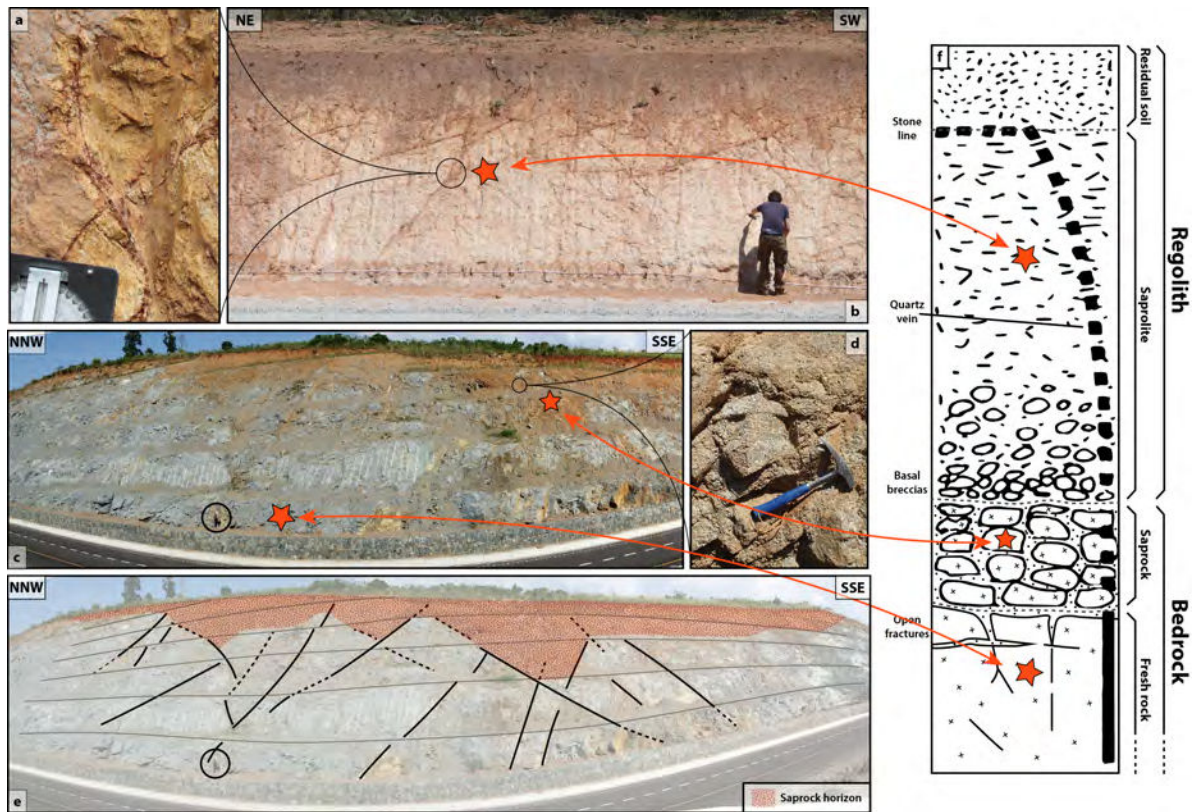


Figure 2.50 : a-b) Highly weathered crystalline basement on site 5, c) Road cross-section in the vicinity of site 6 with basal sub-fresh to top moderately weathered basement facies. d) Moderately weathered basement. e) Structural interpretation of the figure 3c, showing the brittle structure control on the development of the weathering horizons. f) Samples location along the typical crystalline basement weathering profile (modified from Chilton & Foster, 1995).

Table 2.3 : Standard terminology of rock weathering grade description (modified from Ehlen, 2002 and Price, 2009)

Weathering grade description	Weathering grade number	Mass rock description
Fresh	I	No visible change of weathering.
Slightly weathered (SW)	II	Slight changes in color, especially close to the discontinuity planes which may contain a thin filling of altered material.
Moderately weathered (MW)	III	Color change extends. Discontinuity places may contain fillings of altered material. Partial grain boundaries opening. Specimen is considerably weakened but cannot be broken by hand.
Highly weathered (HW)	IV	Color change extends to most of the rock. Grain separation has occurred with altered material. Rock is considerably weakened, friable, large pieces can be broken by hand.
Completely weathered (CW)	V	Total color change from the initial color. Rock texture is partly preserved, grains are completely separated by altered material. Massive weakening, rock disintegrates in water.

Table 2.4 : Samples weathering grade classification, site number and location

	Weathering grade	Site	Sample GPS coordinates (WGS84, decimal degrees)	Altitude (m)
ug13.38	V (CW)	7	E 030.926747° ; N 01.059395°	1252
ug13.39	V (CW)	7	E 030.926747° ; N 01.059395°	1250
ug13.35	V (CW)	5	E 031.087298° ; N 01.507965°	1062
ug13.34	V (CW)	5	E 031.087298° ; N 01.507965°	1062
ug13.18	III (MW)	3	E 031.122827° ; N 01.558291°	953
ug14.49	III (MW)	1	E 031.319332° ; N 01.720703°	777
ug14.50	III (MW)	1	E 031.319332° ; N 01.720703°	778
ug13.06	II (SW)	2	E 031.117771° ; N 01.564189°	822
ug13.07	II (SW)	2	E 031.117765° ; N 01.564158°	822
ug13.17	II (SW)	3	E 031.123382° ; N 01.557782°	963
ug13.19	II (SW)	3	E 031.122719° ; N 01.558486°	950
ug13.28	I (F)	6	E 031.011146° ; N 01.437570°	1052
ug13.27	I (F)	4	E 031.114850° ; N 01.53000°	985

- Analytical methods and procedures

The mineralogical variation throughout the weathered profile was studied with a broad dataset, using different 2-D and 3-D and quantitative observation methods: optical microscopy, SEM, QS imaging and analysis, XRD analysis and X-ray CT scanning.

Thin sections of samples were analysed using the FEI Wellsite QEMScan® system (QS) in the TOTAL ISS laboratory. This system is a non-destructive SEM method, using Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) to produce 2-D mineralogical maps of samples. Quantitative mineralogical maps of full thin-sections (~4-5 cm²) were acquired at 15 kV (acquisition time ~1 hour per sample) at a resolution of 50 µm and up to 3000 counts per pixels.

XRD whole rock patterns were recorded at room-temperature with a D2 Phaser Bruker diffractometer equipped with a LYNXEYE detector, using CuK α radiation, 30 kV accelerating voltage and 10 mA current (located at the Muséum National d'Histoire Naturelle, CNRS UMR 7207 CR2P). X-ray patterns were recorded on bulk rock samples, using a scan step of 0.02° 2 θ , exposure time of 0.4 s, 2 θ minimum = 3° to 2 θ maximum = 75°. Semi-quantitative mineral contents were estimated using EVA© software coupled to the ICDD PDF2 database. Clay mineralogy was recorded from 2 θ of 2° to

40° with a step size of 0.02° 2θ over 0.6 s. Semi-quantitative analysis of the relative abundance of clay minerals in the <2µm fraction was done using the method described by Holtzapffel (1985).

Samples were observed using a Phoenix Nanotom X-ray CT scanner located at the University of Lorraine, UMR CNRS 7359 GeoRessources. This tool provides a non-destructive technique to reconstruct 3D images of solid samples (e.g. *Geraud et al., 1993; Soete et al., 2015*). Analyses were performed on small samples of about 1 cm³, dried at 60°C during 24h before the acquisition. Virtual cross-sections were extracted from the volume to observe the internal structure (voids, inclusions, porosity) and mineralogical composition (phases with different X-ray attenuation) of the samples. Scans were performed at 90 keV and 125 mA, with a voxel size of 5 µm³ to optimize the contrast between different mineral phases and porosity. Porosity and mineralogical image analyses were obtained using the Vg studio and Avizo softwares.

Different petrophysical analyses were performed at the University of Lorraine, in the UMR CNRS 7359 GeoRessources laboratory. Porosity and pore space parameters were determined using mercury intrusion porosimetry (MIP). MIP was carried out with a Micromeritics AutoPore IV 9500 device, using 220 MPa as maximum mercury pressure. This gave information about pores with a threshold diameter between 350 µm and 5 nm. The MIP method, initially proposed by Washburn (1921), is based on the principle that a non-wetting fluid penetrates simple-shaped voids (e.g. tubes, cracks) if the injection pressure is high enough to exceed the capillarity forces. This method provides a wide-range of information, e.g. the total pore volume and pore size distribution, or apparent and skeletal sample densities (*Van Brakel, 1975; Vavra et al., 1992*). However, it is important to note that given sizes are not systematically the pore sizes, but rather threshold values controlling pore access. Analyses were performed on small samples of 2-3 cm³ dried at 60°C for 24h to remove humidity from the pore network.

Rock permeability was measured using a gas permeameter with nitrogen as an ideal incompressible fluid, based on Darcy's law (*Darcy, 1856; Scheidegger, 1974; Miguel and Serrenho, 2007*). Gas was injected through the samples at various imposed

pressures and the flow rate measured on drilled cylinders with a 2.3 cm diameter and 2.2 cm length. However, the highly weathered samples couldn't be drilled. Therefore the cylindrical shape was reproduced by moulding resin around small pieces of samples. Because of its high viscosity, this resin doesn't penetrate the sample at ambient pressure and measurements can be performed after cutting off the 2 extremities of the cylinder to have the rock sample accessible at the surface of the cylinder base and top. These two apparent rock areas for each sample were precisely calculated using image-processing software. Permeability of the samples was obtained using the Klinkenberg equation, which corrects the overestimated permeability measurements to the Klinkenberg effect induced by the phenomenon of gas slippage along porous network walls (Klinkenberg, 1941; Debschütz et al., 1989).

The elastic wave velocity measurement through samples were carried out using a Pundit II (Proceq Lt) device. The analyses were conducted in the laboratory either on small rock cubes, between 5 and 10 centimetres, or on parallel smooth surfaces of samples that were too friable to cut. A weighted P-wave velocity was given for each sample. This non-destructive method has been used in many studies to analyse relationships between the elastic wave velocity and different controlling factors such as density, porosity, mineralogical composition, grain size and shape (e.g. Birch, 1960; Babuška, 1984; Babuška and Pros, 1984; Gaviglio, 1989; Yasar and Erdogan, 2004; Staněk et al., 2013).

Gas pycnometry was used to determine the skeletal density (i.e. density of the solid phases) of the sample rocks. Measurements were carried out by constant-volume gas pycnometry, using a Micromeritics AccuPyc II 1340 helium pycnometer at a temperature of 23°C, with a pressure of 1310 hPa and a testing chamber of 3.5 cm³.

3.1.5 Results

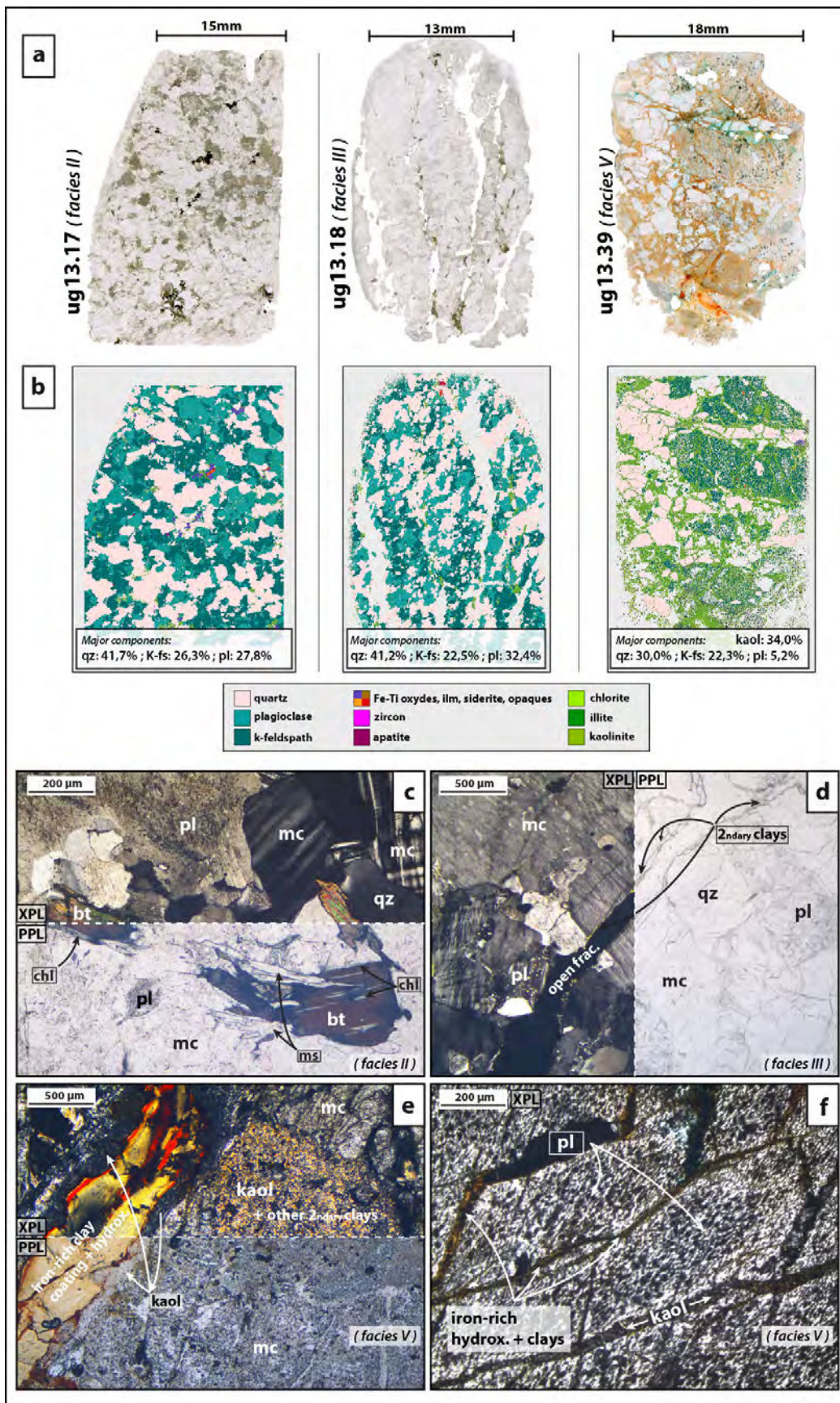
- Evolution of the mineralogical properties through the weathering profile

Optical microscopic observations

The low weathered grade samples (facies I-II) are considered to be representative of fresh rock or basal saprock horizons (Fig. 2.48). These samples have

the same main mineralogical content. They are characterized by a granitic composition, with a sub-equigranular texture and grain size of 0.5 to 3 mm. Major components in thin sections are quartz (~36-41%), microcline (~22-26%), plagioclase (~28-33%) and minor components (~5%) are biotite, illite, chlorite and muscovite, where proportions are given by QS analysis of several thin sections (Fig. 2.51a, b, c). Accessory minerals consist of subhedral to anhedral apatite, zircon and opaque minerals. These samples show no clear grain shape preferential orientation even if micas-chlorite stacks are generally slightly elongated. Plastic deformation still occurred according to the quartz and feldspar mineral undulose extinction and grain shape suggests that recrystallization was by grain boundary migration. As these ductile strain features are also observed within the various weathered facies composing the upper units of the profile, the ductile deformation in the Archaean felsic gneiss occurred prior to the supergene alteration phase. Brittle deformation is observed with intra- and trans-mineral cracks and intra-mineral micro-cracks. A preferential orientation of this network is generally visible, suggesting that these planar discontinuities have been induced by tectonic stresses. Feldspar micro-cracks are well organized and developed according to the orientation of crystalline structures like twinning planes. All these structures represent a crack-dominated low porosity networks and secondary clay material can locally be present as small infillings of such cracks. Sericitization of plagioclase is well developed, but this does not affect alkali feldspars, which are relatively fresh. Alteration of biotite is also observed and chlorite is generally present as mica-chlorite stacks ($\approx 70\%$ biotite-dominated) occurring at biotite edges and cleavages (Fig. 2.51c). Moreover, QS analysis show several examples of biotite totally transformed into illite, even if the biotite optical characteristics are still visible with the polarized microscope on the altered minerals (Fig. 2.51b). Biotite and chlorite are also slightly oxidized, showing some leaching of iron phases.

Figure 2.51 : a) Thin section scans of three different weathering grade samples. b) Granitic sub-equigranular texture of sub-fresh sample. Microcline (mc) and quartz (qz) remain fresh. Alteration of plagioclase (pl) occurred and biotite (bt) is partly replaced by chlorite (chl). c) Development of significant open joints in intermediary weathered sample, with localized development of secondary clay material. d) Highly weathered sample showing high crack density through microcline, kaolinite-rich clay aggregates (kaol) and structures with massive iron-rich clay coating and hydroxides. e) Feldspar minute residue texture and iron-rich material fracture infilling. (XPL: cross-polarized light; PPL: plane polarized light).



The intermediary weathered samples (facies III) are considered to be representative of the saprock horizon (Fig. 2.48). These samples underwent rock fragmentation with development of low-dipping joints of mm-scale opening and cm-scale spacing (Fig. 2.51a, b, d). This loss of cohesion and textural change relative to the bedrock facies was described as “weathering brecciation” by (Angerer et al., 2011b). At the thin section scale, secondary clays, especially illite, developed along the joints (Fig. 2.51b, d). Nevertheless, between these open structures, the mass rock displays no significant mineralogical differences compared to facies I-II. These samples show a clear increase of micro-crack and crack densities and therefore of secondary fracture porosity.

Higher weathered grade samples (facies V) are considered to be representative of the mid- to top-saprolite horizon (Fig. 2.48). These completely weathered samples are characterized by strong clay and iron oxide and hydroxide enrichment. Major components are quartz (~30%), microcline (~30%) and kaolinite (~30%). Plagioclase and mica stacks observed on facies I-II-III are almost totally kaolinitized, whereas K-feldspar is moderately weathered (Fig. 2.51a, b, e). These samples are characterized by a massive increase in trans- and intra-mineral crack densities, with consistent micro-laminated infillings of more or less iron-rich kaolinite and hydroxide, developing a kata-alteromorphic texture. This texture describes major mineral shape and rock volume modifications in three directions, due to different processes such as chemical weathering, fracturing and swelling of expandable secondary minerals (*Delvigne, 1998*). In these samples, primary grains are destroyed and rock volume is highly modified because of massive fracture infillings. Haematite can also be locally present as infilling. Some residual pore-spaces in the fracture infilling are preserved but the major apparent porosity is matrix porosity, resulting in the chemical weathering (leaching, dissolution) of the primary mineral phases (e.g. feldspar) and in the development of secondary minerals with inter-mineral connected voids. Plagioclase organized and minute residues are observed, which produce significant intra-mineral pore structures whose regular alignments are due to the complex combined effects of intra-mineral micro-cracks, cleavages and twin places (*Delvigne, 1998*) (Fig. 2.51f).

Secondary kaolinite formed according to a botryo-alteromorphic texture also produces matrix porosity. Clusters of stacked side-by-side automorphic crystallites of kaolinite developed, interspersed by many small interstitial interconnected voids (Delvigne, 1998). An iron-rich “weathering mixture” with a breccia-like texture is also observed, composed of primary quartz and feldspar clasts, and of an iron-rich secondary hydroxide and clay coating, with some vacuole-shaped pores. Thus, higher weathered grade samples appear to be of matrix-dominated porosity.

XRD analyses

The XRD analyses carried out on bulk powder highlight the mineralogy of the weathering grades observed in thin sections (Table 2.5a). Bedrock and intermediary samples (facies I-II-III) are mainly composed of quartz, microcline and plagioclase; micas are scarce. Higher weathered grade samples (facies V) are totally different, with the occurrence of kaolinite and the disappearance of plagioclase. Thus, from facies I to V, semi-quantitative analyses show a relative enrichment of quartz and kaolinite and a loss of feldspar minerals. In contrast to microscopic observations, which show iron oxides and hydroxides, XRD whole patterns did not display any clear oxide peak. Iron-rich zones could be present as an amorphous gel or as very poorly crystallized content, possibly iron(III) oxide-hydroxide ferrihydrite.

Table 2.5 : Semi-quantitative proportions from x-ray diffraction analyses of the: a) mineral phases of the bulk rock powder;

	Weathering grade	a) Bulk rock powder (%)						b) Clay in the < 2µm fraction (%)			
		qz	k-fs	pl	bt	ms	kaol	Smectite	Sm/Chl	Illite	Kaolinite
ug13.38	V (CW)	75	19				6	5		5	90
ug13.39	V (CW)										
ug13.35	V (CW)	72	21			3	4			25	75
ug13.34	V (CW)	67	29				4			10	90
ug13.18	III (MW)	59	19	20		2		20		55	25
ug14.49	III (MW)										
ug14.50	III (MW)										
ug13.06	II (SW)	55	16	27		2		25	20	55	
ug13.07	II (SW)	56	15	26	2	1					
ug13.17	II (SW)	52	10	34		4		40	20	30	10
ug13.19	II (SW)	49	12	33	2	4					
ug13.28	I (F)	59	24	17				45	55		
ug13.27	I (F)										

XRD analyses of oriented $< 2 \mu\text{m}$ fractions were performed on the same material (Fig. 2.52, Tab. 2.5b). The clay fraction of the low weathered grade samples (facies I – II) is dominated by micaceous minerals, smectite, illite and mixed-layered smectite-chlorite (Fig. 2.52a). Mica appears to be mainly trioctahedral as indicated by a very weak 5 \AA reflection. No rational or chaotic series of peaks are distinguished, so Newmod modelization was not very useful to determine a modelled mixed-layered smectite-chlorite material. Similarly, the method of Hower (1981) is not appropriate for the determination of the smectite content. The mixed-layer mineral is only identified by a broad reflexion ($\sim 11.8 \text{ \AA}$) detected in the heated oriented slide and a widening ($\sim 15.2 \text{ \AA}$) of the base of the smectite peak in ethylene glycol solvated slides. However, reflexions are consistent with a tri-chlorite/tri-smectite (85:15) 2-glycol mixed-layer. Contrary to observations of thin sections, no discrete chlorite is recognized by a rational series of peaks at 14.3 , 7.10 , 4.73 and 3.54 \AA . Therefore, we conclude that the chlorite-like mineral observed under the polarizing microscope corresponds to trioctahedral mixed-layers. Thus, the mixed-layer minerals could indicate a retrograde alteration product of chlorite. The chlorite alteration to supergene smectite was already postulated by Mellini et al. (1991) in the deepest structural complex of the Betic Cordillera (Spain) and by Nieto et al. (1994) in the Malaguide Complex in Sierra de Espufia (Spain). Mellini et al. (1991) proposed that a rapid uplift, induced by the thinning of the tectonic pile by erosion and/or extensional post-metamorphic processes, is the cause of the chlorite alteration in the Nevado-Filabride Complex. In the same way, Vázquez et al. (2007) described dense fracture networks adjacent to fault structures in the Iberian Variscan chain that localize the development of a retrograde association with kaolin group minerals and smectite on an epizonal paragenesis. Comparing thin section observations and XRD clay data, we suppose that, as for Nieto et al. (1994) for the Malaguide slate or Doval et al. (2012) for a paleo-weathering profile in Central Spain, the biotite alteration in chlorite is not optically detectable in Ugandan (facies I-II) samples but that trans-mineral cracks and intra-mineral micro-cracks paved the way for fluid transport, favouring alterations under low-temperature conditions. Finally, the alteration of biotite as an origin for a swelling

mixed layered mineral was evoked by Bjolykke (1975) during the weathering of granitic Precambrian gneiss in Uganda near Kampala. In intermediary weathered grade samples (facies III), the clay fraction is dominated by smectite and kaolin group minerals (Fig. 2.52b). The broad peak at ~ 7.2 Å could indicate the presence of poorly crystalline kaolinite and halloysite (7 Å). The response to ethylene glycol solvation involves a decrease in peak height of the peak at ~ 7.2 Å and an increase in peak height of the peak at ~ 3.58 Å. Compared to facies I-II, facies III samples are characterized by the disappearance of the chlorite/smectite mixed-layer, the decrease of smectite and development of the kaolin group minerals. This higher degree of weathering could be related to the clear increase in fracture porosity, which allows increased fluid circulation. The completely weathered samples (facies V) are characterized by a kaolinite-dominant clay fraction (Fig. 2.52c). In these samples, the 7.2 Å reflection is stronger and sharper, indicating the presence of a well-crystallized kaolinite and a small quantity of halloysite (7 Å) is also certainly present. According to thin section observation, kaolinite occurs as plagioclase and mica replacements, which have been observed in many studies (Ahn and Peacor, 1987 and ref. therein). Kaolinite forms after smectite in humid climates and its formation takes a long time (more than 100 ka; Bronger, 2007). The low amounts of mica, absence of smectite and high amounts of kaolinite indicate an intense weathering process: more active solution drainage, more oxidizing conditions and so more leaching of mobile elements.

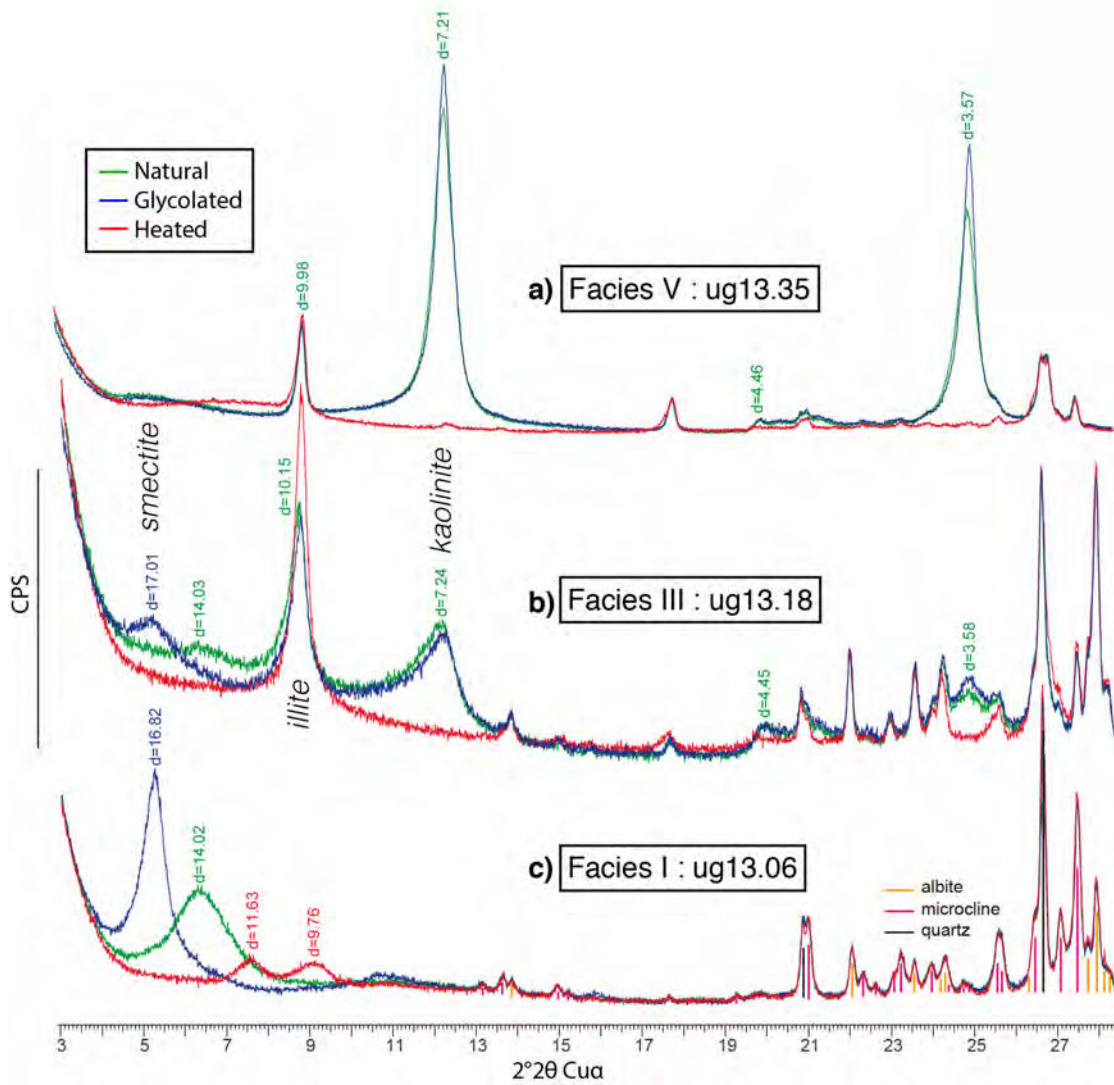


Figure 2.52 : X-ray diffractograms of three different weathering grade samples (facies I, III and V) obtained on < 2 μ m fraction of the bulk rock powder.

X-ray CT analyses

Three different weathered samples (ug13.06, -18, -39) were investigated using an X-ray CT scanner. The grey colour scale of the images allows a relative comparison of different components with various radiological densities of samples. The lowest density elements, i.e. darker ones, correspond to voids and a description of the pore morphology is thus possible. The highest density elements, i.e. the brighter ones, are considered to be iron-rich oxides (e.g. *haematite*, density of 5.3 g.cm^{-3} , Smyth and McCormick, 1995). No other mineral phases with similar density, except a few zircons

(density of 4.65 g.cm^{-3}), were identified in the different samples by microscope-based observations.

On the basis of grey level thresholds selected manually, different extreme density elements (i.e. lowest and highest density values) were isolated to reconstruct 3D images of these elements (porosity and iron-rich oxides). The proportions of these elements in the rock mass were calculated in different given volumes. With a voxel resolution of $5 \text{ }\mu\text{m}^3$, to be sure of the presence of a pore or a high-density mineral, we took into account exclusively elements of 2 voxels or more, i.e. of a diameter in the range of 3-4 μm .

X-ray CT scans of the low weathered bedrock ug13.06 sample show a low total porosity volume, organized according to planar shapes (Fig. 2.53a). Pores are mostly located along crack planes. Within an analysed cubic cell of 15.625 mm^3 , the identified pore volume is 0.0471 mm^3 , giving a porosity ratio of 0.30%. Scans of the intermediary weathered ug13.18 sample show an increase in pore volume, located mainly along wider open cracks (Fig. 2.53b). In a same-sized 15.625 mm^3 cell, the identified pore volume is 0.4713 mm^3 and the porosity ratio 3.02 %. 3D cross-sections show that the porosity increase between these two samples is controlled by the development and widening of cracks. Scans of the completely weathered ug13.39 sample highlight different pore geometry, consisting of both planar and vacuole-shaped voids. The planar voids correspond to the crack porosity already identified in the less weathered samples, whereas the vacuole-shaped voids correspond to a newly formed matrix porosity, especially well developed in some minerals (Fig. 2.53c). Within a larger analysed rectangular cell of 104.64 mm^3 , the pore volume identified is 9.1555 mm^3 , giving a total porosity ratio of 8.75%. 3D cross-sections show that the porosity increase is mainly due to the development of vacuole-shaped matrix porosity in some of the transformed minerals because of weathering. Crack density is slightly higher than that observed in the intermediary weathered ug13.18 sample, but secondary material infillings partially plug these structures. The estimated porosity given above was calculated in an average mass rock cell, without any distinction between the different mineral phases. However, the X-ray CT scanner allows specific areas to be targeted.

Thus, in a cell of about 1 mm³ we computed directly the porosity volume of the different main minerals of this completely weathered sample described in section 4.1: fissured quartz, plagioclase residues, kaolinite aggregates and the "weathering mixture" (Fig. 2.53d). The fissured quartz porosity (yellow) is a pure fracture-porosity estimated at 6.00%. Pores of the plagioclase residues (blue) have vacuole shape, consisting of an intra-mineral porosity estimated as 15.15%. However, a larger volume of about 5 mm³ of such plagioclase residues has been investigated, taking into account planar structures like trans-mineral cracks partly filled by secondary material. The calculated porosity is 9.17% for this cell. The kaolinite aggregate porosity (orange) consists of inter-mineral interconnected pores and is estimated at 20.47%. Finally, the "weathering mixture" porosity (green) is mostly vacuole-shaped, consisting of residual open spaces within secondary material coating and is estimated at 6.31%.

The highest density elements were also investigated by X-ray CT scans. According to microscopic observations, these are interpreted as iron-rich oxides. These elements of the three ug13.06, -18 and -39 samples were computed in different sized cells of 15.625 mm³, 56.423 mm³ and 104.64 mm³ respectively (Fig. 2.53e, f, g). The proportion of these highest density elements was estimated for the three samples, respectively at 0.108%, 0.137% and 0.256% per unit volume. In the ug13.06 and -18 samples, these elements with similar proportions generally have a nodular shape and are rarely located along cracks planes whereas in the ug13.39 samples, their proportion is increased and several of them have a clear planar shape. These results tend to confirm the increase of iron-rich phases with weathering as secondary infilling material observed at the microscopic scale.

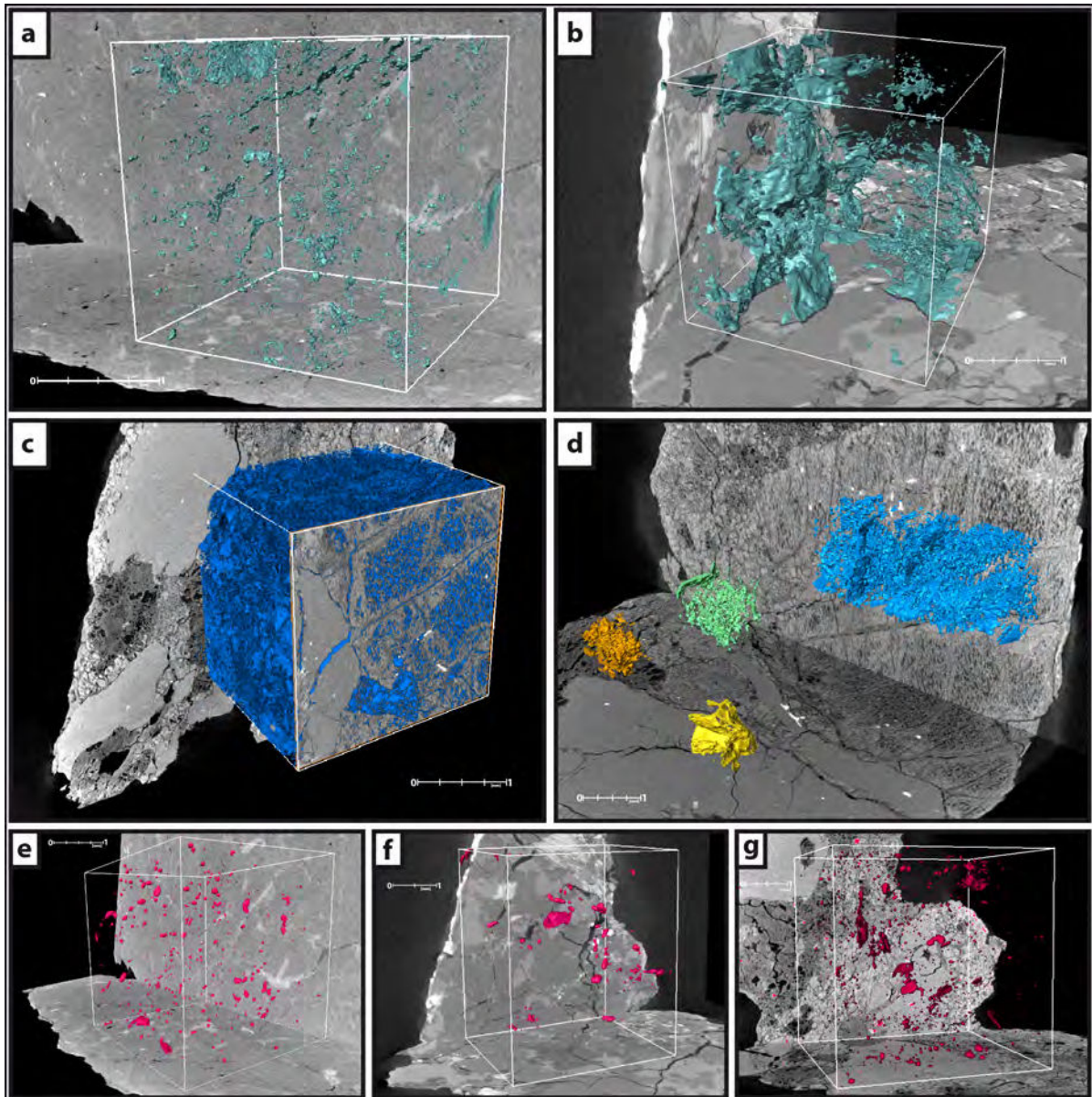


Figure 2.53 : Three-dimensional (3D) distribution of porosity or dense mineral phases within computed volume of different weathering grade samples, from x-ray tomography scanning. a-b) 3D distribution of the porosity (turquoise) respectively of the ug13.06 (facies II) and ug13.18 (facies III) samples. c) 3D distribution of the total porosity of the ug13.39 (facies V). d) 3D distribution of the porosity of different selected mineral phases (see text for more information). e,f,g) 3D distribution of the highest density elements respectively of the three ug13.06, -18 and -39 samples.

- Evolution of the petrophysical properties through the weathering profile

Mercury injection porosimetry (MIP) results

Mercury intrusion porosimetry (MIP) tests were carried out on two fragments per sample, to enhance the representativeness of pore distribution within the material. The intrusion curves are represented in Figure 2.54 and the parameters measured are

summarized in Table 2.6, showing the values of total porosity (ϕ), skeletal (d_{solid}) and bulk (d_{bulk}) densities and median throat pore size (threshold diameter value when half of the mercury has filled up the total connected pore volume during the first intrusion). The results of MIP tests are confronted to SEM images of samples (Fig. 2.55). It is also important to point out that the systematic sharp variation observed for most of the samples at a throat diameter of about 7 μm corresponds to a experimental artefact of the analysis device. However, it doesn't introduce significant errors into the overall sample dataset (Giesche, 2006).

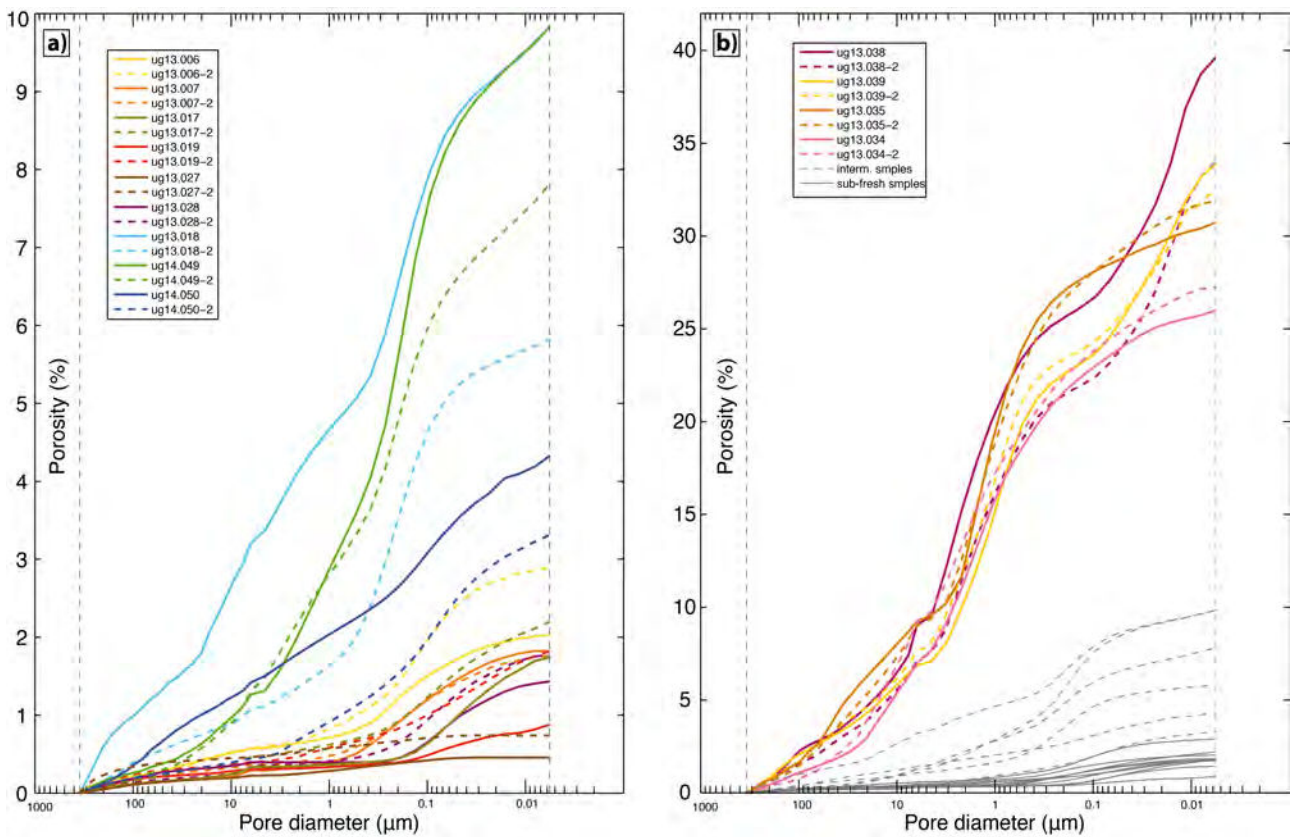


Figure 2.54 : Intrusion curves from the mercury injection porosimetry tests of: a) the low and intermediary samples; b) the highly weathered samples (grey curves are those of the low and intermediary samples of figure a)).

Table 2.6 : Results of the mercury injection porosimetry tests carried out on two fragments per sample.

	Weathering grade	Porosity (%)	Skeletal density (g/cm ³) (solid phase)	Bulk density (g/cm ³) (apparent)	Median pore throat size (μm)
ug13.38 - 1	V (CW)	39.62	2.60	1.57	1.13
ug13.38 - 2	V (CW)	33.96	2.48	1.64	0.85
ug13.39 - 1	V (CW)	33.88	2.45	1.62	0.81
ug13.39 - 2	V (CW)	32.39	2.59	1.75	1.09
ug13.35 - 1	V (CW)	30.73	2.54	1.76	1.53
ug13.35 - 2	V (CW)	31.90	2.54	1.73	1.46
ug13.34 - 1	V (CW)	26.00	2.60	1.92	1.60
ug13.34 - 2	V (CW)	27.22	2.52	1.83	2.10
ug13.18 - 1	III (MW)	9.81	2.64	2.38	0.69
ug13.18 - 2	III (MW)	5.83	2.64	2.49	0.28
ug14.49 - 1	III (MW)	8.93	2.60	2.36	0.25
ug14.49 - 2	III (MW)	7.81	2.52	2.32	0.32
ug14.50 - 1	III (MW)	4.33	2.59	2.48	0.69
ug14.50 - 2	III (MW)	3.31	2.62	2.53	0.16
ug13.06 - 1	II (SW)	2.03	2.62	2.56	0.29
ug13.06 - 2	II (SW)	3.22	2.65	2.57	0.25
ug13.07 - 1	II (SW)	1.82	2.62	2.58	0.20
ug13.07 - 2	II (SW)	1.77	2.64	2.59	0.22
ug13.17 - 1	II (SW)	1.74	2.65	2.60	0.06
ug13.17 - 2	II (SW)	2.20	2.63	2.57	0.13
ug13.19 - 1	II (SW)	0.88	2.66	2.64	0.13
ug13.19 - 2	II (SW)	1.82	2.64	2.59	0.14
ug13.28 - 1	I (F)	1.43	2.61	2.57	0.09
ug13.28 - 2	I (F)	1.78	2.62	2.57	0.11
ug13.27 - 1	I (F)	0.46	2.63	2.62	
ug13.27 - 2	I (F)	0.58	2.65	2.63	

Lower grade samples (facies I-II) show low connected porosity values, ranging in a narrow interval of about 2%, with a minimum value of 0.46%, except for the ug13.06-2 fragment that has a porosity of 3.22%. The bulk and skeletal density values of the samples are similar, 2.63 and 2.59 g.cm⁻³ on average, respectively. The average median throat pore diameter is 0.16 μm, ranging between 0.06 and 0.29 μm. The intrusion curves of these fresh or slightly weathered samples are characterized by a bimodal distribution with a low slope for throat pore diameters greater than 1 μm and a steeper slope for smaller throat size (Fig. 2.54a). A slope reduction or a plateau development is generally observed for diameter values smaller than 0.01 μm, suggesting a quasi-saturation of the pore networks. Thus, most of the pores of these samples belong to one pore set with diameters ranging from 0.01 to 0.5 μm. A trend can be identified within this sample group. An increase of the total porosity among the samples comes generally with a widening of the throat size range: i.e. thresholds of the ug13.28 sample (φ: 1.43%) range between 0.01 and 0.1 μm, whereas those of the ug13.06 sample (φ: 2.03%) range from 0.01 to 0.4 μm. With SEM observations, we can attribute these low total porosity values and the small throat distribution to a network

mostly composed of micro-cracks and open grain boundaries (Fig. 2.55a, b). Furthermore, a minor part of the pore volume can be located in accessory minerals, for instance along biotite cleavages. As cracks are rare in these sub-fresh samples, the porosity volume consists of intra- and inter-crystalline planar micro-cracks. The samples of this category differ in micro-crack abundance, length and aperture, but no strong variations in total porosity are observed.

Intermediary weathered samples (facies III) are characterized by a slight total porosity increase, with values ranging between 3.31 and 9.81% for the 6 fragments analysed. The different parameters measured appear to be more variable than those of low weathered samples. Properties of ug13.50-2 stand out and are even more similar to some of the facies I-II sample characteristics (e.g. ug13.06-2). However, some trends appear with the weathering development, such as a bulk density decrease or a median pore throat size increase. The average skeletal density is 2.60 g.cm^{-3} , ranging between 2.52 and 2.64 g.cm^{-3} whereas the average bulk density is 2.43 g.cm^{-3} , ranging between 2.32 and 2.53 g.cm^{-3} . The median throat pore is $0.40 \text{ }\mu\text{m}$ in average, ranging between 0.16 and $0.69 \text{ }\mu\text{m}$. The intrusion curves of the intermediary weathered samples are characterized by a trimodal distribution (Fig. 2.54a). Towards the highest pressure values, intrusion is still effective and no plateau is observed. Saturation of the porous network is not reached, which suggests the presence of pores smaller than 5 nm , probably related to the inter-grain space of secondary clay minerals. This small-sized pore set represents a minor part of the porosity volume. The 0.01 to $0.5 \text{ }\mu\text{m}$ pore set observed in the low weathered samples is also identified, with the steeper part of the intrusion curves ranging between 0.05 and $0.5 \text{ }\mu\text{m}$, and this represents about half of the total porosity volume. This significant porous volume is attributed to the development and opening of intra- and inter-crystalline micro-cracks (Fig. 2.55c). The third part of the pore distribution corresponds to an intrusion measured for thresholds from 1 to $300 \text{ }\mu\text{m}$. This larger pore set is attributed to the development of cracks and joints with the "weathering brecciation" effect (Fig. 2.55d). Thus, planar discontinuities with either infra-micrometric (micro-crack) or micrometric (crack, joint) scale apertures

constitute two different sized throat sets, which each represents about half of the total porosity volume.

MIP tests of the completely weathered samples (facies V) were carried out on 8 fragments characterized by high total connected porosities ranging between 27.22% and 39.62% with an average value of 32.39%. Despite the variability in the parameters measured, we note an increase of total porosity volume and median pore throat size and a decrease of bulk density. The average skeletal density is 2.54 g.cm^{-3} , ranging between 2.45 and 2.60 g.cm^{-3} , whereas the average bulk density is 1.73 g.cm^{-3} , comprised between 1.57 and 1.92 g.cm^{-3} . The median throat pore is $1.32 \mu\text{m}$ in average, ranging between 0.81 and $2.01 \mu\text{m}$. The slope of the intrusion curves at high injection pressure show that saturation is not reached (Fig. 2.54b). As the total clay content increases with weathering, this observation suggests that more residual $<5 \text{ nm}$ pores (inter-clay layers) are not reached during the MIP tests. The intrusion curves highlight the same porous network distribution for thresholds greater than $0.1 \mu\text{m}$ between the samples; below this pore size the ug13.38-39 samples are different to the ug13.34-35 samples. Samples show a common dominant pore set with thresholds comprised between diameters of 0.5 and $5 \mu\text{m}$. A secondary pore set with larger threshold, over $5 \mu\text{m}$ in diameter, is also observed within these samples. These two pore sets are related both to preserved and unsealed joints or cracks and to the effect of strong chemical weathering. From the SEM observations, we attribute the larger pore set ($5\text{-}300\mu\text{m}$) to preserved joints and to vacuoles developed by leaching and dissolution of some of the primary mineral phases (e.g. albite) (Fig. 2.55e, f). The chemical alteration of these mineral phases comes with the development of secondary aggregated clay minerals (kaolinite), partly filling some of the vacuoles and planar discontinuities. The dominant pore set ($0.5\text{-}5\mu\text{m}$) is mainly attributed to vacuoles and to the inter-grain porosity located between clay aggregates, which represent the major pore volume in these samples (Fig. 2.55g, h). Smaller pores ($<0.5\mu\text{m}$) correspond to preserved intra- and inter-crystalline micro-cracks in quartz or K-feldspar, or smaller inter-clay aggregate spaces. This infra-micrometric pore set is larger for the two ug13.38-39 samples, where an intrusion peak is identified between 0.01 and $0.05 \mu\text{m}$.

These two samples are similar to ug13.34-35 samples in terms of clay content but have much more iron-rich hydroxides and amorphous gel, which may host this specific pore

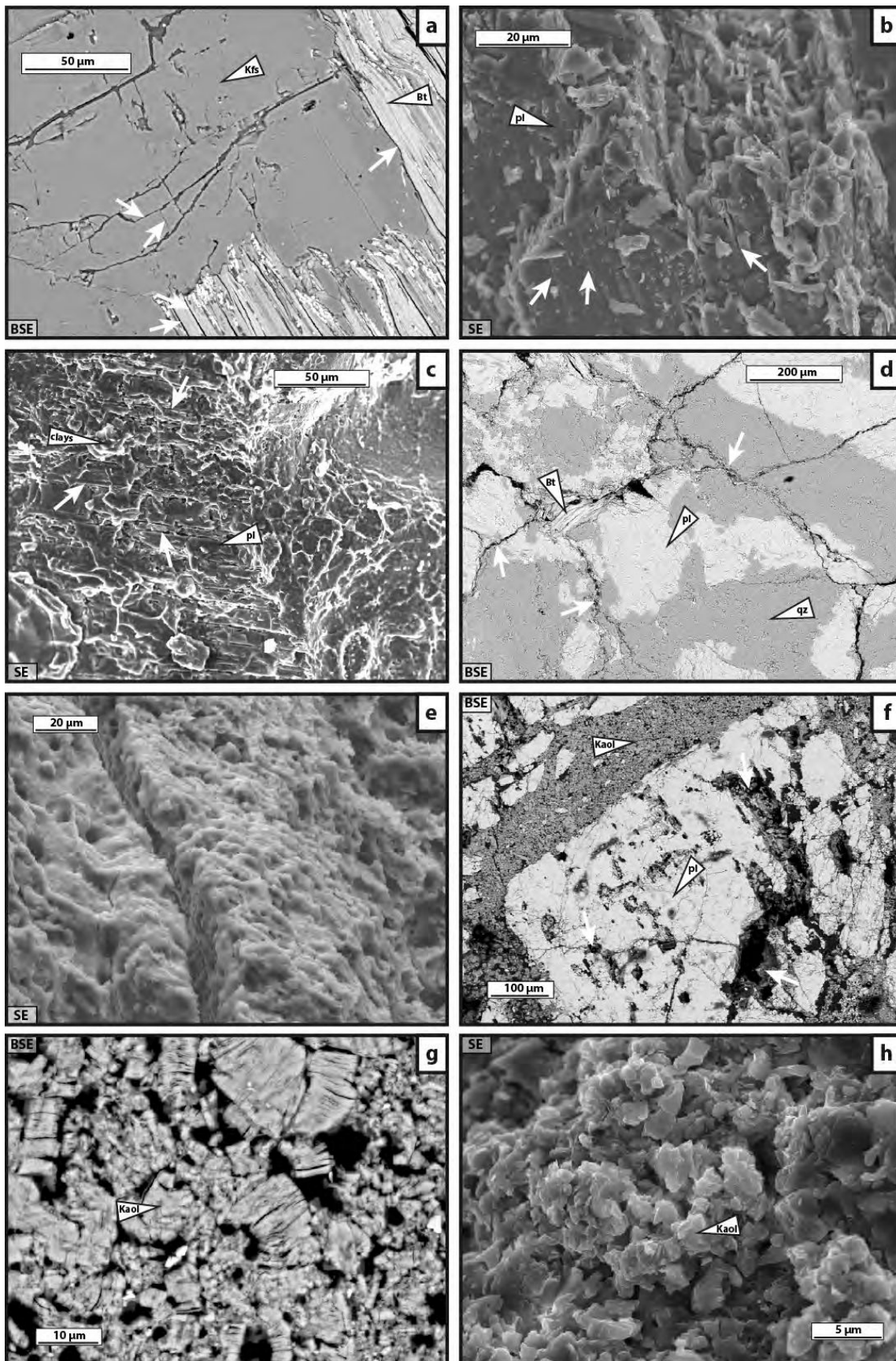


Figure 2.55 : Scanning electron microscopic (SEM) images of different weathering grade samples (BSE: back scattered electron images, SE: secondary electron images), carried out on both fragment and thin section samples. a, b) Examples of planar porous structures in sub-fresh samples (facies I-II – thin section and fragment) (indicated by white arrows): feldspar intra-grain microcrack structures developed according mineral crystallographic planes, phyllosilicate intra-grain cleavage planes, inter-grain mineral contacts ; c) Plagioclase open microcracks (indicated by white arrows) and associated clays developed in intermediary weathered samples (facies III - fragment) ; d) Intermediary samples (facies III) inter-grain weathering joints (indicated by white arrows), associated to microcrack density increase (thin section) ; e) Joint preserved from total clay plugging in an highly weathered sample (facies V – fragment) ; f) Plagioclase grain bounded by clay filled joints, with intra-grain dissolution structures partly filled by secondary clayey material (indicated by white arrows) in a highly weathered sample (facies V – thin section) ; g, h) Inter-grain kaolinite aggregates porosity located in clay filled joints and dissolution structures in highly weathered samples (facies V – thin section and fragment).

set (Fig. 2.55e).

Skeletal density, permeability and P-wave propagation velocity measurement results

Skeletal density (d_{solid}) with helium pycnometer, P-wave propagation velocity (V_p) and nitrogen permeability (k) measurements were carried out on the different weathered samples (Tab. 2.7).

The average skeletal density of all these samples is 2.632 g.cm^{-3} and values range between 2.607 and 2.657 g.cm^{-3} . No clear variations in relation to the different facies of the samples can be identified. Despite mineralogical transformations with weathering, the skeletal density is rather homogeneous in this weathering profile.

Both ug13.27 and -28 samples are considered as fresh (facies I) samples of the study and they stand out from the other specimens by their V_p and k properties. Their high P-wave propagation velocity values, respectively 5144 and 5483 m.s^{-1} , and their low permeability values, respectively $2.0 \cdot 10^{-4}$ and $3.7 \cdot 10^{-4} \text{ mD}$, can be considered as reference values for fresh samples of crystalline basement. From the ug13.28 sample that show the highest values, the P-wave propagation velocity decreases steadily with weathering to 933 m.s^{-1} for the ug13.39 sample (facies V). The V_p measurements of facies II samples are rather variable, whereas those of both intermediary and high weathered grades appear to be stacked around specific values, respectively 2500 m.s^{-1} and 1000 m.s^{-1} . However, the measurement of ug14.50 sample (facies III) suggests that

this sample might be closer to facies II. Finally, gaps between the values highlight the different weathering grades of this sample panel. Weathering changes also the crystalline basement from an impermeable rock to a permeable one. However, value variation is not as steady as that of V_p measurements. Some of the low weathered samples (facies I-II) are characterized by very low permeability of about 10^{-4} mD. The higher k values of about 1 mD of both ug13.06 and -07 samples (facies II) are similar to some of the measurements of higher weathered grade samples and are not representative to the properties of the low weathered rock matrix. Variable k values are measured in the intermediary to completely weathered samples, ranging between 1.6 and 939 mD.

Table 2.7 : Table 5: Results of the skeletal density, permeability and P-wave propagation velocity measurements

	Weathering grade	Skeletal density (g/cm³) (He pycnometer)	Permeability (mD)	Vp (m/s)
ug13.38	V (CW)	2.645	118	1041
ug13.39	V (CW)	2.643	939	933
ug13.35	V (CW)	2.651	24	953
ug13.34	V (CW)	2.617	173	1130
ug13.18	III (MW)	2.638	35	2413
ug14.49	III (MW)	2.607	387	2565
ug14.50	III (MW)	2.613	1.6	3586
ug13.06	II (SW)	2.629	3.1	3637
ug13.07	II (SW)	2.615	0.12	3527
ug13.17	II (SW)	2.656	$2.3 \cdot 10^{-4}$	4556
ug13.19	II (SW)	2.657	$2.8 \cdot 10^{-3}$	4800
ug13.28	I (F)	2.615	$3.7 \cdot 10^{-4}$	5483
ug13.27	I (F)	2.623	$2.0 \cdot 10^{-4}$	5144

Relationships between porosity and bulk density, P-wave propagation velocity and permeability

The three following petrophysical properties were plotted against the porosity: bulk density, permeability and P-wave propagation velocity (Fig. 2.56a, b). A clear linear relationship is identified between porosity (ϕ) and bulk density (d_{bulk}) of the samples, with a good regression factor: $d_{bulk} = 2.628 - 0.028 \phi$, and $R^2=0.997$ (Fig.2.56a). Relations between porosity and P-wave propagation velocity or permeability are more complex (Fig. 2.56b). Both curves show the most significant variations for relatively low-porosity samples of below 10%. In contrast, after the value gap between 10 and 25%, for high-porosity samples the P-wave propagation velocity

and permeability properties appear to stabilize. The values obtained for these three different property measurements, especially for facies I to III samples, are in the range of other published data variations from core samples and borehole analysis, or sub-surface geophysics (Katsura et al., 2009; Olona et al., 2010; Mohd-Nordin and Mohamed, 2014). However, such data for higher weathered facies appear to be scarce in the literature. For instance, the sharp wave velocity and permeability variations from fresh to intermediary weathered samples are comparable to those described for granite rocks within fault zones, or to variations observed in samples that have been experimentally strained (Nur and Simmons, 1969; Kowallis and Wang, 1983; Pros et al., 1998; Chaki et al., 2008; Vázquez et al., 2010; Staněk et al., 2013). These variations are generally described as a result of a crack network modification (Walsh and Brace, 1984; Bernabé, 1986). For higher weathered grades (i.e. facies V), the petrophysical property relationships are different because of a different tubular or vacuole-shaped dominant pore network (Gueguen and Dienes, 1989; Sarout, 2012).

Simple porosity-permeability relationships have been proposed in the literature with porosity as the main variable. However, the porosity factor is often not enough sufficient to properly describe the permeability changes and roles of other parameters have therefore been widely investigated (e.g. Scheidegger, 1974; Walsh and Brace, 1984; Gueguen and Dienes, 1989; Gueguen and Palciauskas, 1992; Bernabé et al., 2003; Tiab and Donaldson, 2004; Zinszner and Pellerin, 2007; Sarout, 2012). In a simple way permeability can be expressed as follows: $k = F * L^2$, where the permeability k is the product of a squared length scale L^2 depending on the porous network and a dimensionless factor F (Bernabé et al., 2010). One of the most frequently used forms of this equation is Kozeny's hydraulic radius formula: $k = \left(\frac{\phi}{G}\right) * R_h^2$, where ϕ is the porosity, G a dimensionless geometrical factor and R_h the hydraulic radius (Scheidegger, 1974; Walsh and Brace, 1984). The R_h value can be obtained from MIP tests as the hydraulic radius is equivalent to the percolation threshold if tubular shape geometry is assumed for the porous network (Brace et al., 1968; Okazaki et al., 2014). Thus, the hydraulic radius can be expressed as: $R_h = \frac{R_o}{2}$, where R_o is the geometric pore radius.

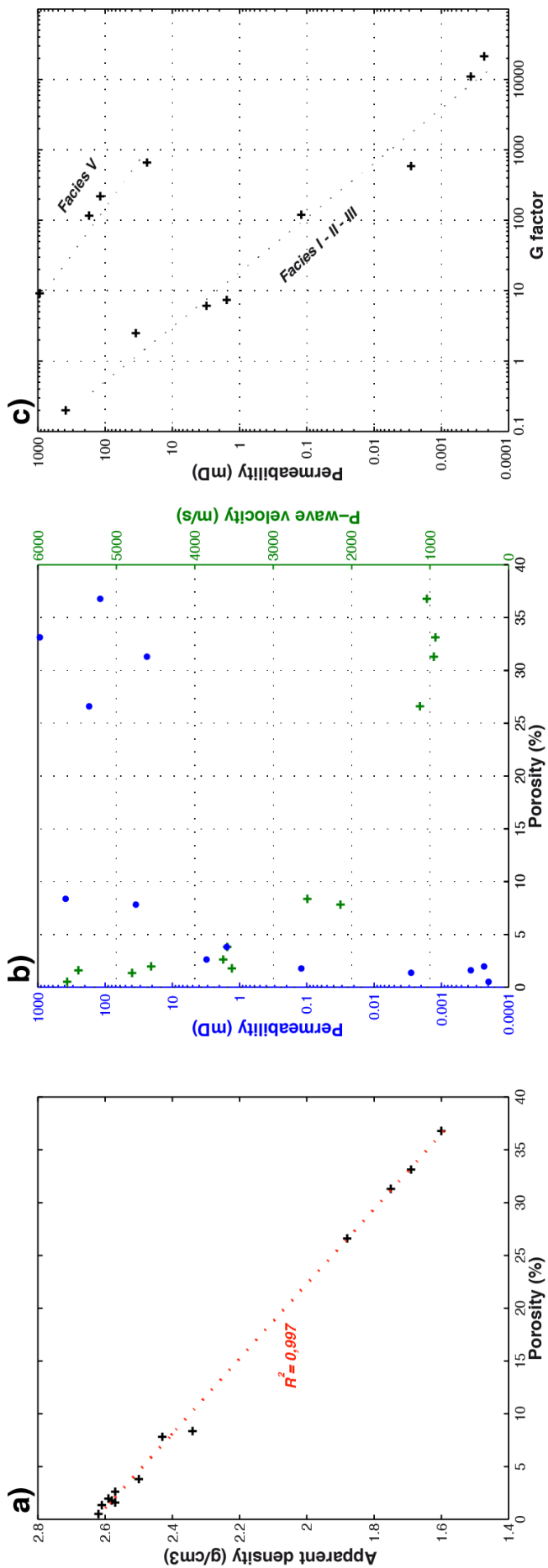


Figure 2.56 : Relationship between the different petrophysical properties results. a) Linear relationship between samples porosity and apparent density with weathering. b) Non-linear permeability and P-wave propagation velocity variations with porosity. c) Relationship between the calculated G factor and the permeability of the different weathered samples. Two different trends are identified, respectively for the fresh to intermediary weathered samples (facies I-II-III) and for the highly weathered samples (facies IV-V), indicated by two black dashed lines.

According to these equations and assumptions, the G factor can be calculated from different parameters (k , ϕ , R_o) obtained from permeability and MIP measurements. This G factor can be considered as representative of the pore network complexity. From Kozeny's hydraulic radius equation with constant ϕ and R_o , the lower k and the higher G. Indeed, the G factor is a complex parameter resulting from the conjugate effects of several geometrical parameters like tortuosity, connectivity, pore shape and threshold variations, as well as the roughness of the pore surfaces or the number of voids available for fluid transfer. Therefore, we attempted to estimate the changes of pore geometry along the weathering profile, from G factor variations between different weathered samples.

From the different measurements presented above, the G factor of the samples is determined according to the following equation: $G = \frac{\phi * R_o^2}{4k}$, and is plotted against the permeability in Figure 2.56c. Two distinct sample sets can be identified. The first group consists of the facies I, II and III samples, showing a common evolution of the G factor over 5 orders of magnitude associated to the permeability variations over 6 orders of magnitude. The G factor decrease with the weathering-related permeability increase is related to the planar structure-dominated porosity developments (joints, fractures, micro-cracks) in the lower fresh and saprock parts of the profile. The development of larger structures in the facies III samples with weathering, relative to those of the facies I and II samples, increases the connectivity and reduces the tortuosity of the porous network. The second group consists of samples of the saprolite part of the profile (facies V), with evolution of the G factor over three orders of magnitude, associated to permeability variations over two orders of magnitude. The G factor values of these samples are higher than those of the lower parts of the weathering profile, with similar permeability values. This observation highlights a more complex porous network, composed of a dominant vacuole-shaped pore set and a secondary planar-shaped pore set according to the MIP measurements and the SEM observations.

3.1.6 Discussion

The multi-layered weathering profile of crystalline basement rock consists of a composite system where each layer is characterized by respective properties (Wright, 1992). In this study, samples representative of fresh bedrock, the saprock unit and the saprolite unit show significant differences in their mineralogical and petrophysical properties. The upper unit of the theoretical profile, the residual soil / lateritic unit was not found in the study area and so was not been analysed.

Through mineralogical investigations, major changes are revealed with weathering, especially in clay mineral composition and content, with a low-content (< 1%) of smectite-dominated assemblies in the lower part of the weathering profile and a high-content (> 5%) of kaolinite-dominated assemblies in the saprolite-like samples (facies V). These transformations come with petrophysical variations and are characterized by general trends with weathering such as porosity and permeability increases and bulk density and P-wave propagation velocity decreases. Despite petrological transformations, no clear solid phase density variation is observed. According to our observations, especially of the major mineralogical components, the main transformation is kaolinite development along with albite disappearance, whereas quartz and microcline are mostly preserved. As kaolinite and albite densities are similar, 2.599 and 2.610 g.cm⁻³ respectively (Smyth and McCormick, 1995), no significant solid-phase density variations are induced, nor with the development of minor accessory minerals like iron oxides or hydroxides. Therefore, the bulk density variations measured for the different samples along the theoretical weathering profile can be attributed to porosity variations of the samples.

The saprolite layer of crystalline basement rocks is considered as a clay-rich porous medium (Wright, 1992). As a consequence of the clay enrichment at the top of the profile with weathering, many reports in the literature describe highly variable hydraulic properties in the saprolite layer, with a general decrease toward the top of this layer (e.g. Acworth, 1987; Chilton and Foster, 1995; Taylor and Howard, 2000; Dewandel et al., 2006) (Fig. 2.48). This "clay plug effect" can be reinforced by a "compaction effect" resulting from the mechanical stiffness decrease by dissolution of

some of the main mineral phases (Turner et al., 2003; Angerer et al., 2011b). In the present study, the completely weathered samples representative of the saprolite unit retained a high permeability, of no difference from those of the lower saprock unit (Fig. 2.56b). Despite chemical alteration and clay development in the saprolite layer, we suggest that these samples show an incomplete secondary clay material filling and plugging of pore spaces. The eastern Albert Lake area underwent a geomorphic stripping phase that began when Miocene rifting modified the base level and that is still active (Taylor and Howard, 1998, 2000). This long-term stripping regime induced hydrodynamic drainage, which could prevent complete plugging of the clay-rich, highly weathered parts of the basement. The rock cohesion of these felsic granulitic and orthogneiss rocks is partly preserved despite the leaching processes, as a “skeletal” texture remains, consisting of joined quartz and microcline that are somewhat preserved from weathering. High-permeability pore spaces within dissolution structures or fractures remain open and connected, without total clay filling or rock compaction. This observation is confirmed by MIP tests and SEM images, with significant pore volume of diameter > 10 µm (Fig. 2.54b, Fig. 2.55e, f). Thus, saprolite permeability is similar to that of saprock-like samples (facies III), which are generally described as the layer of the weathering profile with the highest transfer properties (Wright, 1992; Chilton and Foster, 1995).

However, except for skeletal density and permeability properties, the other observations and measurements undertaken show significant differences between the lower fresh and saprock parts and the saprolite part of the weathered basement. Most of the following data obtained by characterizing these different weathered parts are summarized in Figure 2.57. This figure highlights the strong property contrast between the saprock and saprolite layers. This figure shows also the different petrophysical evolutions of this profile and of a profile generally described in the literature (Acworth, 1987).

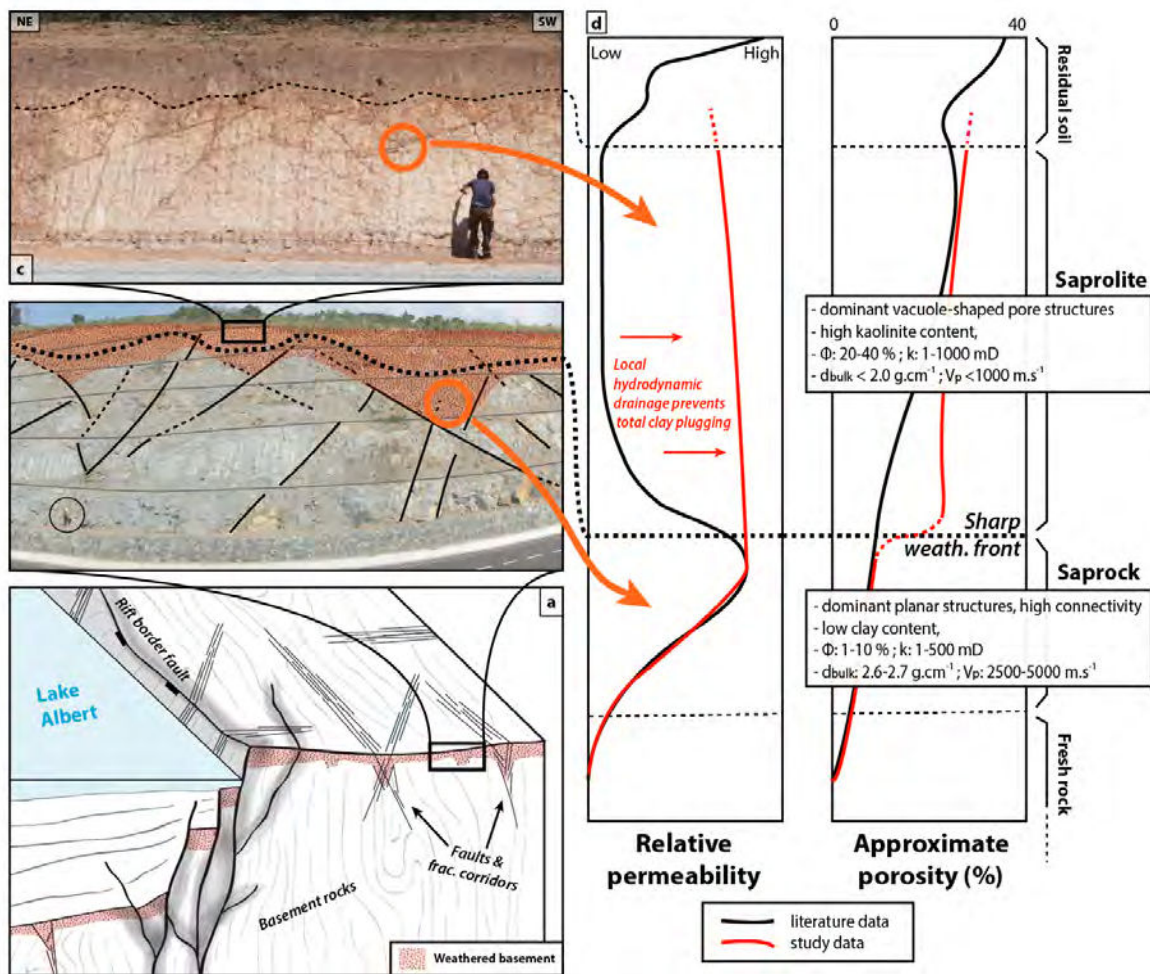


Figure 2.57 : Conceptual organization of the crystalline basement weathering in Western Uganda. a) Large scale 3D bloc model of Western Uganda area with weathering profile preserved on the rift shoulder and within the basin. b) Road cross-section with basal sub-fresh to weathered basement facies and structural control on the development of the weathering horizons. The sharp transition between the saprock and saprolite facies is schematically drawn in this weathered medium. c) Example of saprolite facies outcrop schematically placed at the top of the Figure 10b outcrop. d) Synthesis of the mineralogical and petrophysical properties of both saprock and saprolite units of the weathering profile. Comparison of the hydraulic properties variations along the weathering profile of this study and of a typical profile described in the literature (from Acworth, 1987).

Similar permeability values and variations in porosity volume and dominant pore threshold geometry between facies III and V suggest significant differences in the connectivity of the porous network (Gueguen and Dienes, 1989; Gueguen and Palciauskas, 1992; Sarout, 2012). Saprock-like samples with smaller pore volume and pore size than those of saprolite-like samples show higher connectivity. This observation can be correlated to the dominant planar shape of the facies III voids, while the facies V vacuole-shaped pores are less favourable for the development of high connectivity. Concerning macroscopic criteria, no facies IV samples were identified in the field. This absence, associated with the sharp variation of some

petrophysical properties between facies III and V samples, such as the total porosity or the P-wave propagation velocity, suggest a sharp transition between the saprock and saprolite facies. In this case study, facies IV might not exist, especially as literature reports often describe a sharp weathering front bounding the saprolite layer to the bedrock in warm and humid climates (e.g. *Braun et al., 2012; Hewawasam et al., 2013*). This petrological limit separates two domains with contrasting petrophysical properties. From fresh (facies I) to moderate (facies III) samples, a sub-continuous evolution of the petrophysical properties is seen. Considering the porosity network properties from the MIP analyses, samples ug13.06-2 and ug14.50-2 show similar characteristics although they correspond respectively to facies II and III according to macroscopic criteria. These two samples can be considered as transition samples between these two facies. From various observations, the qualitative density increase of different-sized planar structures (joints, fractures, micro-cracks) with the weathering grade can explain the sub-continuous evolution of petrophysical properties in the lower part of the profile. Thus, the fresh and saprock units (facies I to III) of the weathering profile are characterized by a planar structure-controlled porosity network, with total pore volume increasing up to 8-10%, developed by physical weathering processes, e.g. rock cohesion loss by high differential stress relaxation near the ground surface (*Holzhausen, 1989*), vertical or horizontal unloading (*Wang and Simmons, 1978; Kowallis and Wang, 1983; Vollbrecht et al., 1991; Bahat et al., 1999*), tectonic stress relief (*Vollbrecht et al., 1994; Vidal Romani' and Twidale, 1999*), temperature variations (*Wang et al., 1989; Vollbrecht et al., 1991; Géraud, 1994*), or volume expansion during chemical alteration of primary minerals (*Ferry, 1979; Bisdorn et al., 1982; Kamineni et al., 1993*). The high permeability and connectivity properties related to the significant open cracks, fractures and joints system and the low clay content of the facies III samples confirm that the saprock-like layers represent high transfer zones for fluid circulation in the weathering profile. The strong mineralogical and petrophysical differences between the completely weathered samples (facies V) and those of the lower parts of the profile are due to a change in the main weathering mechanism. Chemical weathering with leaching and dissolution of primary mineral phases

produced matrix porosity, mainly composed of vacuole structures, with a total pore volume of up to 40%. The high porosity and permeability values confirm that the saprolite-like layers represent high storage zones for fluid circulation in the weathering profile. These clay-rich layers with high reservoir properties may be preserved from complete plugging by long-term hydrodynamic drainage.

As these weathered layers can significantly improve basement reservoir efficiency, blocks with top altered parts should be favoured. An estimation of the reservoir capacity of a basement structural block is proposed using dimensions from the literature and the petrophysical results of this study. Based on multi-scale structural mapping in the Yemeni crystalline basement in an extensional setting, Le Garzic et al. (2011) proposed a basement fractured reservoir model composed of an interlocking of parallelogram shaped structural blocks of different orders with a "self-similar" geometry, bounded by fault zones. Such block geometry with fault bounding is frequently described to produce basement reservoirs (e.g. Tamagawa et al., 2012; Slightam, 2014). Tectonic faults act as major conduits for fluid flow, whereas reservoir storage is located in the rock mass within the structural blocks. The reservoir matrix is composed of tectonic and primary fractures but could also be composed of weathering-related structures. Considering a third order block of about 800 metres wide with a top saprolite layer of about 10 metres thick with 25% porosity and an underlying saprock layer of about 20 metres thick with 5% porosity, the maximum storage capacity of such weathered layers could reach 2.24 million m³ per basement block, i.e. 3.5 million m³ per km² of reservoir. Weathering can therefore produce significant porosity volume at the reservoir scale, in addition to the potential underlying porosity related to the tectonic and primary fractures of the crystalline basement, like in the Bach Ho field in Vietnam (Cuong and Warren, 2009).

With regards to this study, several proxies for cutting analyses and well logging can be defined for the recognition of such targets. A sub-continuous evolution over several tens of meters of bulk density and P-wave propagation velocity, from 2.7-2.6 to 2.3-2.2 g.cm⁻³ and about 5000 to 2500 m.s⁻¹ respectively, could highlight fractured basement rocks of the saprock horizon. Furthermore, a major increase of kaolinite

content, present as more than 5% in bulk rock composition, associated to sharp bulk density and P-wave decrease propagation velocity decreases (below 2.0 g.cm^{-3} and 1000 m.s^{-1} respectively) could highlight the intensively weathered basement layers of the saprolite horizon. Variations with weathering of other petrophysical parameters like resistivity, thermal conductivity, nuclear magnetic resonance or magnetic susceptibility should be investigated in order to enhance this proxy panel.

3.1.7 Conclusion

The multi-methods mineralogical and petrophysical characterization of a composite weathering profile of the Western Uganda Archaean crystalline basement reveals two distinct domains separated by a sharp property transition. For instance, X-ray CT or mercury porosimetry highlight the pore network geometry difference between the lower (i.e. fresh and saprock units) and the upper (i.e. saprolite unit) parts of the profile, respectively developed by dominant physical or chemical weathering mechanisms.

The lower part of the profile is characterized by a low clay-content planar structure-controlled porosity network (i.e. joints, fractures, micro-cracks). The pore network of these layers show high connectivity, with total pore volume of up to 8-10% and permeability of up to 500 mD, developed by different physical weathering mechanisms such as rock unloading or temperature variations. The upper part of the profile is characterized by a kaolinite dominated high clay content matrix porosity network with dominant vacuole-shaped pore structures developed by chemical weathering with leaching and dissolution of the primary mineral phases. The total pore volume of these layers reaches high values of about 30% and the permeability of up to 1 Darcy. Both lower and upper parts of the weathering profile show interesting hydraulic properties for basement reservoir, representing respectively a potential high transfer zone and high storage zone for fluid circulations. Variations of the pore network complexity (e.g. conjugate effects of tortuosity, connectivity, roughness, pore shape variations, etc.) of both lower and upper parts are highlighted using a

geometrical factor based from the literature about the description of porosity-permeability relationships and calculated from petrophysical data of this study.

Finally, this study highlights that weathering processes can develop in hot and humid climates a significant multi-layer reservoir unit in crystalline basement rocks, resulting of a long-term geomorphic evolution. Local hydrodynamic drainage can preserve reservoir properties of the weathered basement rocks, especially of the upper parts of weathering profiles, from total clay plugging of pores and fractures, which allows potential high fluid storage and transfer volumes.

3.2 Caractérisation pétrophysique et minéralogique de l'altération supergène du socle para-dérivé de la zone d'étude

L'extrémité nord du rift du lac Albert (ARS) se propage à travers différentes unités de socle méta-sédimentaire, recouvertes en grande partie de dépôts récents. Ce socle méta-sédimentaire a été analysé à partir d'échantillons prélevés en surface, ainsi que grâce à des échantillons et données de forage. Ces différents types de données sont présentés ci-dessous en deux parties distinctes.

Ces unités de socle protérozoïque appartiennent à une structure supra-crustale majeure d'orientation N-S, appelée « Madi-Igisi belt », et qui est associée à la formation du supercontinent Rodinia et à l'extension qui s'en suit (~1Ga) (Fig. 2.58) (Westerhof et al., 2014). Ces unités méta-sédimentaires correspondent essentiellement à différentes variétés de méta-pélites, aux paragenèses variables selon un métamorphisme de bas à moyen degrés. Très peu d'informations, notamment de datation, existent dans la littérature sur ces unités et sur leur évolution géodynamique. Une métamorphisme lié à l'orogénèse panafricaine (~570Ma) est néanmoins datée dans cette zone, à partir de la paragenèse de moyen degré analysée sur les micaschistes des célèbres Murchison Falls, située au nord-est du lac Albert, à environ 40km de la rive (Appel et al., 2005).

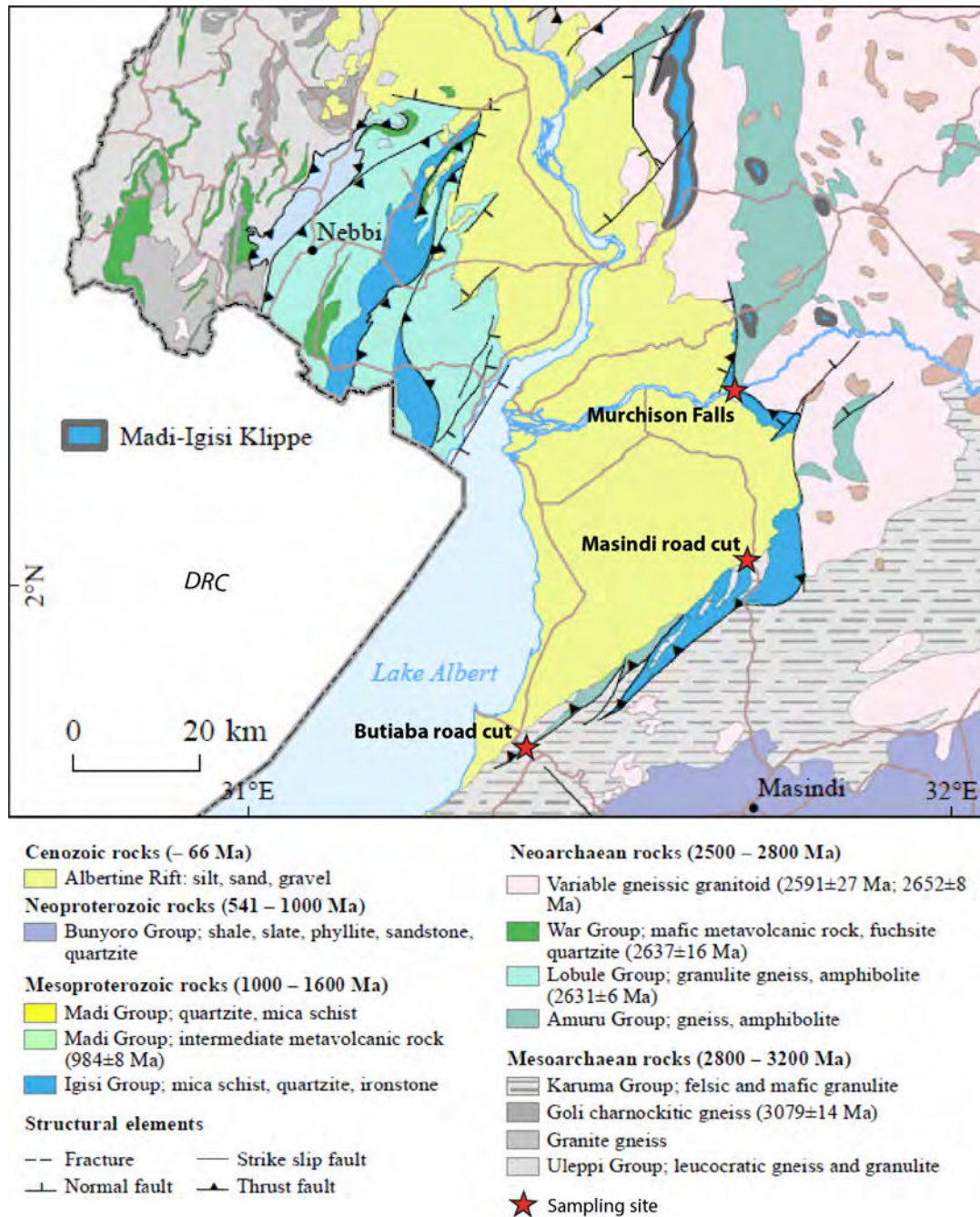


Figure 2.58 : Carte géologique du secteur nord du Lac Albert indiquant la position des affleurements étudiés (d'après Westerhof et al., 2014).

3.2.1 *Les données issues de l'échantillonnage en surface*

Trois zones, toutes situées dans le secteur nord-est du lac Albert, ont été échantillonnées, avec plusieurs échantillons plus ou moins altérés pour chaque site (Fig. 2.58). L'une de ces zones correspond aux Murchison Falls, seule zone à proximité du lac où affleure le socle en position interne du bassin par rapport aux failles bordières. Les deux autres zones, appelées « Butiaba road cut » et « Masindi road cut », sont situées à proximité de l'escarpement de la faille bordière orientale. Ces deux sites ne montrent cependant pas d'importantes déformations liées à celle-ci.

A l'affleurement, tous ces échantillons sont fortement structurés selon des plans de schistosité sub-verticaux, d'orientation variable entre les différents sites (Fig. 2.59a,b). Des structures de plissement ou de crénulation peuvent être identifiées (Fig.2.59c). A l'échelle de lame mince, on observe une nette orientation préférentielle des grains, associée à une importante déformation. Celle-ci est exprimée par différentes structures telles qu'une texture porphyroblastique, des structures dites de « mica fish » ou encore des figures de recristallisation dynamique de quartz (Fig. 2.60a, b). A partir d'observations en lames minces et d'analyses de DRX en roche totale, les phases minérales majeures de ces échantillons correspondent en quantités variables au quartz, à la muscovite, au plagioclase (Tab. 2.8). La biotite, généralement déstabilisée en chlorite, est également présente en plus faible proportion. Les différentes teneurs minéralogiques, associées à des granulométries moyennes variables, indiquent que ces échantillons évoluent entre un faciès de quartzite à muscovite et un faciès de micaschiste. Ces granulométries variables, de quelques dizaines de μm pour certains échantillons et millimétriques pour d'autres, suggèrent une certaine hétérogénéité de protolithe pour les roches méta-sédimentaires. Elles peuvent également résulter d'un taux de déformation et d'un métamorphisme différent, contrôlant la granulométrie entre les sites étudiés. Ce métamorphisme différent s'observe notamment par la paragenèse particulière à disthène et grenat des micaschistes des Murchison Falls. Néanmoins, malgré ces différences, les échantillons de ces trois sites peuvent être

considérés comme similaires avec une structuration et une minéralogie des phases majeures semblables.

Tableau 2.8 : Proportions des phases minérales issues de l'analyse semi-quantitative par DRX de poudres de roche totale.

	Bulk rock powder (%)									
	qz	pl	k-fs	ms	bt	chl	kaol	hem	grt	jar
ug14.01	29	43	-	24	-	4	-	-	-	-
ug14.02	21	9	-	70	-	-	-	-	-	-
ug14.03										
ug14.05	57	22	-	15	-	-	6	-	-	-
ug14.48	22	42	5	18	2	11	-	-	-	-
ug14.07	10	13	4	68	3	1	-	-	1	1
ug14.09	29	16	2	29	-	23	-	x	1	x
ug14.10	16	12	2	66	1	1	1	x	-	1
ug14.11	49	14	-	35	-	2	-	x	-	-
ug14.13										

Différents stades d'altération sont observés à l'affleurement. Les différents faciès échantillonnés semblent cependant insuffisants pour reconstituer un profil d'altération théorique complet. En effet, aucun faciès équivalent aux échantillons les plus altérés du socle cristallin et à une unité de saprolite n'a pu être identifié parmi ces sites. Ces échantillons correspondent donc à des faciès représentatifs des unités de socle sain et de saprock (Fig. 2.59). Ainsi, à partir de la même classification que celle utilisée pour les unités cristallines altérées, basée sur des critères macroscopiques de reconnaissance, ces différents échantillons peuvent être classés du faciès I à III (Tab.2.3 ; voir section II.3.1.4). Les faciès IV et V sont en effet absents sur ces différents sites. Le faciès I correspond à une roche sans traces d'altération. Le faciès II correspond à une roche pouvant montrer de légères variations de couleur, et dans laquelle peuvent se développer quelques plans de discontinuité (fractures, cracks) pouvant être partiellement remplis par des phases secondaires. Le faciès III représente un matériau cohérent mais légèrement friable, où certains fragments ou grains peuvent être arrachés à la main à cause du développement plus important de plans de discontinuité et d'une ouverture partielle des joints de grains. Ces roches montrent un changement évident de couleur et d'importants marqueurs de circulations de fluides et de lessivage des grains. Ainsi, le faciès correspondant à chacun de ces échantillons est indiqué dans le tableau 2.9.

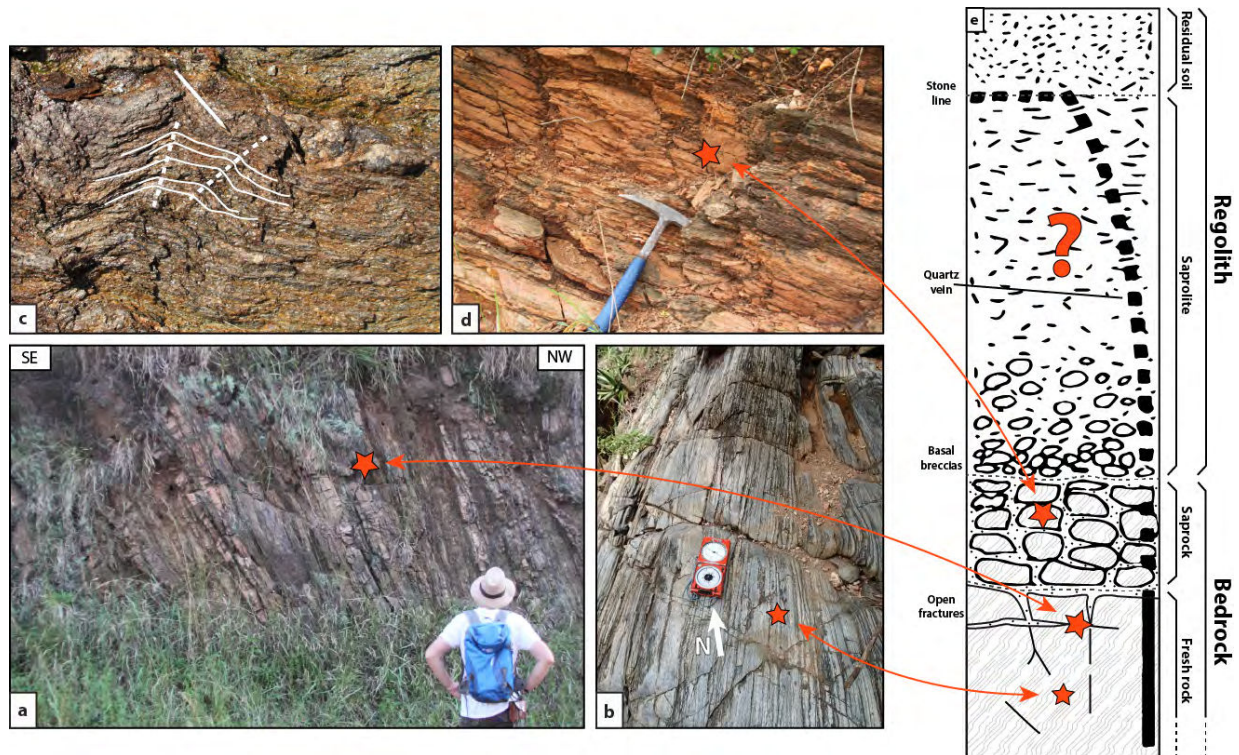


Figure 2.59 : a, b) Photographies d’affleurements de faciès méta-sédimentaires caractérisés par une schistosité sub-verticale fortement exprimée, recoupée par des fractures. c) Figures de crénulation de la schistosité du socle méta-sédimentaire du site des Murchison Falls. d) Faciès méta-sédimentaire altéré identifié au sommet de la piste du site « Butiaba road cut ». e) Position des différents échantillons de socle méta-sédimentaire plus ou moins altérés par rapport aux différents horizons d’un profil théorique d’altération de socle (modifiée d’après Chilton & Foster, 1995).

Tableau 2.9 : Degré d’altération, localisation et résultats de la caractérisation pétrophysique des différents échantillons de socle méta-sédimentaires analysés.

	Weathering grade	Site	Skeletal density (pycnoHe) (g/cm ³) (solid phase)	Bulk density (poroHg) (g/cm ³) (apparent)	Porosity (poroHg) (%)	Median pore throat size (µm)	Vp (m/s)
ug14.01	III (-IV)	Masindi RoadCut	2,747	2,37	12,89	0,68	1159
ug14.02	II	Masindi RoadCut	2,728	2,54	3,82	0,50	3578
ug14.03	III	Butiaba RoadCut	2,715	2,47	6,41	1,90	1547
ug14.05	III (-IV)	Butiaba RoadCut	2,698	2,17	18,22	1,36	1302
ug14.48	I	Butiaba RoadCut	2,669	2,67	1,17	0,09	4611
ug14.07	II	Murchison Falls	2,805	2,55	9,95	6,33	1186
ug14.09	I	Murchison Falls	2,772	2,81	1,61	0,36	3931
ug14.10	III	Murchison Falls	2,834	2,46	8,39	2,95	1144
ug14.11	II	Murchison Falls	2,825	2,51	2,73	1,32	3757
ug14.13	II	Murchison Falls	2,693	2,56	4,76	1,95	2996

Plusieurs des échantillons prélevés sur ces trois sites s’apparentent au faciès III et sont considérés comme modérément altérés. Une couleur rougeâtre est souvent présente, attestant d’un lessivage important et d’une oxydation de minéraux issus de mobilisation de fluides riches en fer. La structuration primaire de ces roches est systématiquement préservée. Ces roches se désagrègent toutes en fragments délimités par les plans de schistosité et dont la taille est inversement proportionnelle au degré d’altération (Fig. 2.59d).

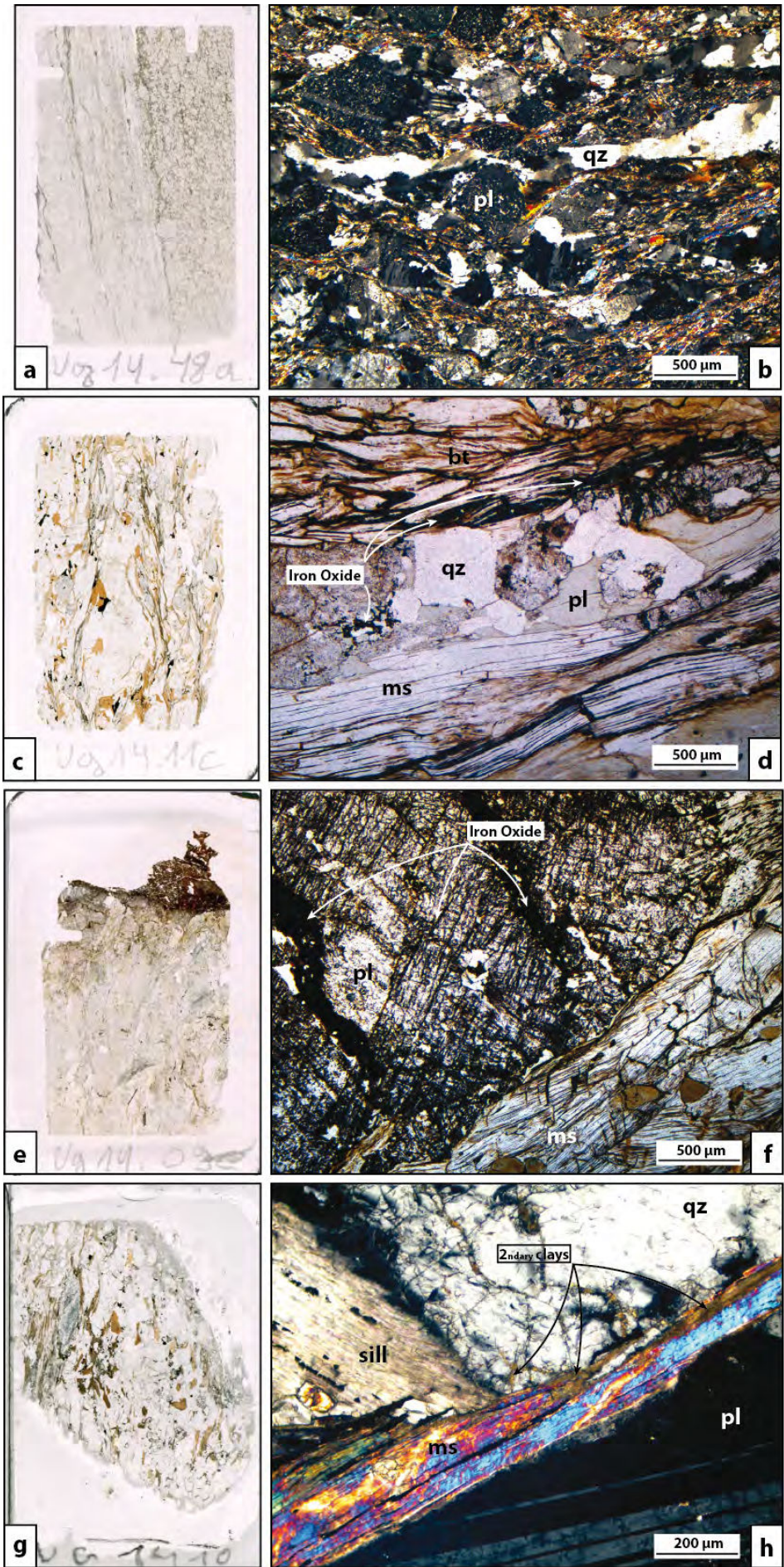


Figure 2.60 : a, b) Scan et photographie au microscope en lumière polarisée d'une lame mince d'un échantillon de faciès non-altéré (Faciès I) mettant en évidence la forte schistosité et la texture porphyroblastique de ces matériaux ; c, d) Scan et photographie au microscope en lumière naturelle mettant en évidence le développement d'une fracturation subparallèle à la schistosité d'un échantillon de faciès légèrement altéré (Faciès II) percolées et colmatées par des circulations de fluides riches en fer ; e, f) Scan et photographie au microscope en lumière naturelle d'un échantillon fortement fracturé par une structure tectonique avec un important remplissage d'oxydes de fer secondaires ; g, h) Scan et photographie au microscope en lumière polarisée analysée d'une lame mince d'un échantillon de faciès modérément altéré (Faciès III) mettant en évidence le développement de phases argileuses secondaires par altération des phases primaires. (sill : sillimanite).

A l'échelle de la lame mince, cet état d'altération est marqué par une augmentation de la densité et de l'ouverture de la microfissuration intra-grains, visible en particulier dans le quartz et selon les plans cristallins des plagioclases. Une fracturation inter-grains est généralement développée à la faveur des plans de schistosité, en particulier dans les niveaux micacés, et contrôle fortement les circulations. Ces structures, d'extension millimétrique à pluri-centimétrique, sont soulignées par des remplissages en minéraux opaques subparallèles aux plans de clivages des micas (Fig. 2.60c, d). Ces différentes phases secondaires d'oxydes (e.g. hématite) et d'hydroxydes de fer sont également observées dans les joints de grains situés à proximité de ces fractures. Enfin, certaines autres structures macroscopiques, d'origine tectonique d'après leur extension pluri-métrique et leur déplacement apparents, contribuent également aux circulations associées aux processus d'altération supergène. A l'échelle microscopique, ces zones déformées montrent des précipitations massives de minéraux opaques, typiques de ce type d'altération (Fig. 2.60e, f). Parmi les trois phases minérales principales de ces roches que sont le quartz, le plagioclase et la muscovite, le plagioclase montre une plus forte sensibilité à l'altération. Cette altération s'observe par le développement de phases argileuses secondaires intra-minéral au niveau des plans de clivages. La muscovite semble quant à elle moins sensible, se présentant avec des teintes de polarisation légèrement plus ternes pour les phases les plus altérées et un développement de phases secondaires en bordure de grain (Fig. 2.60g, h). Cependant, ces phases argileuses ne se développent qu'en relativement faibles quantités comme le montre les résultats de quantification des DRX en roche totale (Tab. 2.8). La quantité maximale de kaolinite identifiée par ces analyses est en effet de 6% pour l'échantillon le plus altéré (ug14.05). Les chlorites identifiées sur certains de ces échantillons apparaissent comme des phases secondaires liées à la déstabilisation des biotites lors de phases d'altération antérieures. Par ailleurs, ces phases sont reconnues sur l'échantillon ug14.48, appartenant au faciès I et suggèrent donc une origine autre qu'une altération supergène récente. Enfin, malgré des évidences macroscopiques et microscopiques d'un enrichissement de ces roches en phases secondaires riches en fer, seules

quelques traces d'hématite sont identifiées en DRX pour certains échantillons. On peut alors supposer une proportion dominante de ces phases en hydroxydes, amorphes et non-déTECTABLES en DRX.

Ainsi, l'ensemble de ces observations indique que la porosité secondaire associée à ces processus correspond essentiellement à une porosité de forme planaire, composée d'une microfissuration intra-grains et de fractures inter-grains, dont la densité augmente avec le degré d'altération de la roche. Ces structures planaires, et à fortiori les écoulements de fluides associés à cette altération supergène, sont fortement contrôlée par la structuration primaire de ces roches méta-sédimentaires, tel que le montrent tous ces échantillons de faciès I à III où cette structuration est systématiquement préservée.

Les résultats des mesures pétrophysiques réalisées sur ces différents échantillons sont présentés dans le tableau 2.9. L'évolution des paramètres mesurés de porosité et de vitesses de propagation d'ondes acoustiques est cohérente avec le degré d'altération de ces échantillons. Une augmentation de la porosité connectée de ces roches est en effet constatée par porosimétrie par injection de mercure, avec des valeurs largement supérieures à 10% pour les échantillons les plus altérés. Cette augmentation s'accompagne d'une augmentation du diamètre de seuil d'accès médian de cette porosité. Ce dernier correspond au diamètre pour lequel la moitié du volume total de mercure a pénétré l'échantillon durant l'injection. Les courbes de porosimétrie par injection montrent des dimensions de seuils d'accès comprises entre 0,1 et 10 μ m pour cette porosité (Fig. 2.61). On observe également une augmentation conjointe avec l'augmentation du volume poreux total de la taille de la famille de seuils d'accès dominante. Cette augmentation, avec celle du diamètre de seuil d'accès médian, traduit le développement d'une fissuration et d'une fracturation avec des dimensions plus importantes à mesure que le degré d'altération s'étend. Associée à cette augmentation de porosité, on observe clairement une diminution de la vitesse de propagation d'ondes acoustiques à travers ces échantillons avec l'augmentation du degré d'altération (Tab. 2.9). Ces différentes roches plus ou moins altérées sont toutes

caractérisées par une anisotropie de propagation importante, avec des variations de l'ordre de $500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ selon la direction de propagation par rapport aux plans de schistosité. Les échantillons frais du faciès I présentent des vitesses de propagation d'ondes acoustiques supérieures à $4000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les échantillons du faciès II présentent des vitesses d'environ $3000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, tandis que les plus altérés (faciès III) présentent des vitesses comprises entre 1000 et $1500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

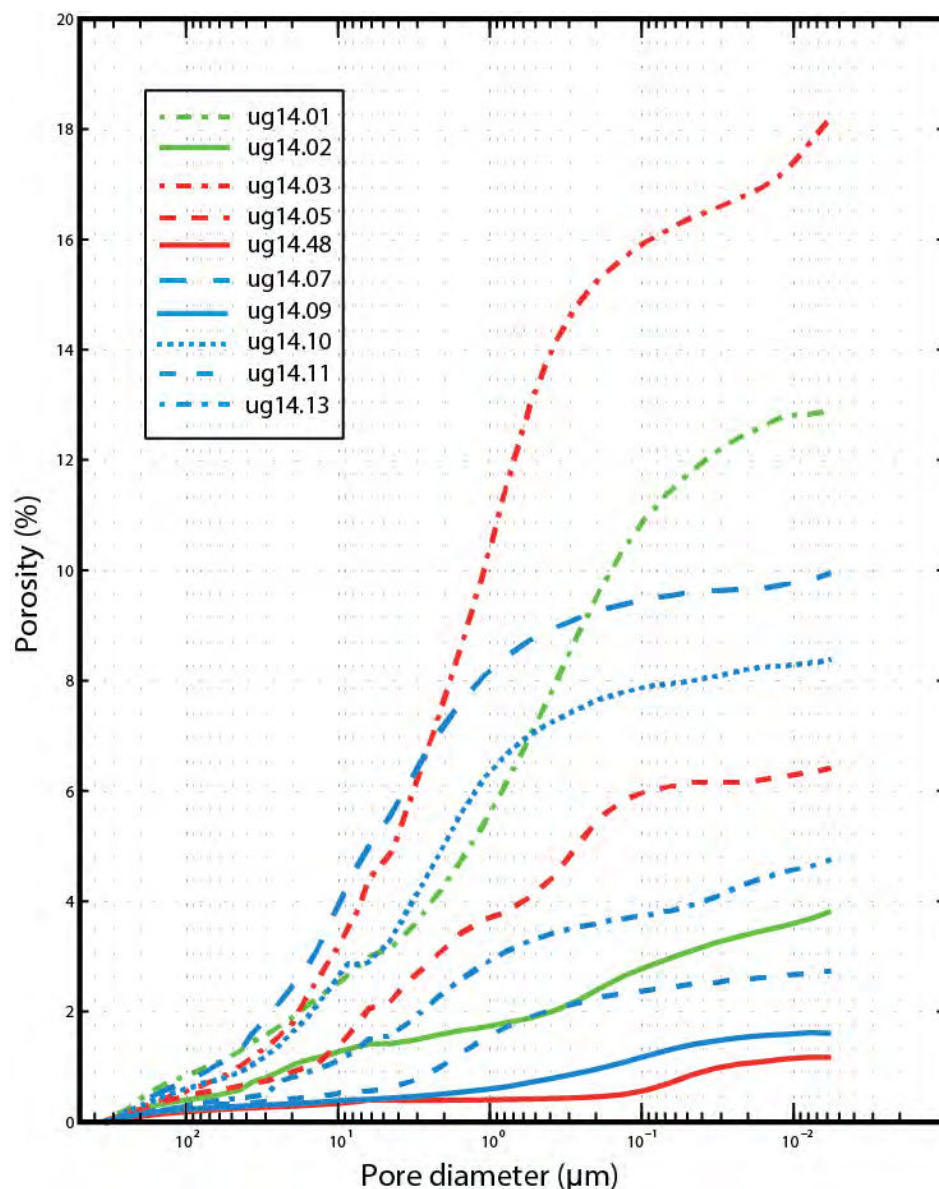


Figure 2.61 : Courbes d'injection des analyses de porosimétrie par injection de mercure des échantillons du socle méta-sédimentaire des trois sites de « Masindi road cut » (vert), de « Butiaba road cut » (rouge) et des « Murchison Falls » (bleu).

A l'inverse, les valeurs de densité de phase solide mesurées par pycnométrie à hélium ne présentent pas de variations significatives que l'on puisse clairement corrélérer avec les variations minéralogiques de phases secondaires observées en lames minces (Tab. 2.9). De plus, ces densités mesurées diffèrent également en fonction du site

d'échantillonnage. Enfin, une analyse cohérente de la perméabilité de ces différents faciès n'a pu être réalisée, notamment à cause de difficultés techniques pour façonner les échantillons dans des matériaux aussi friables et selon des orientations particulières. Malgré l'absence de mesures de perméabilité, l'influence qu'a la pré-structuration de ces roches méta-sédimentaires sur le développement des processus d'altération supergène suggère une importante anisotropie de perméabilité, avec de fortes valeurs selon la direction contrôlée par la schistosité de ces roches.

3.2.2 *Les données de forage*

Différents types de données de forage ont été fournies dans le cadre de cette étude par TOTAL UGANDA. Ces forages ont été effectués sur 8 sites différents « onshore », tous localisés sur la rive NE du lac Albert, sur des formations détritiques récentes (Fig. 2.62). Chacun de ces forages atteint le socle protérozoïque. Malheureusement, le peu d'intérêt que représente ce socle pour les commanditaires de ces forages fait que ces forages sont arrêtés aussitôt le socle atteint et seuls quelques mètres de données sont disponibles dans cette unité. Différentes données de diagraphie sont disponibles pour ces forages sub-verticaux (gamma ray, densité, vitesse de propagation des ondes P, résistivité électrique), mais pas toutes de manière systématique. Deux de ces forages (forages n°1 et n°8) ont pu être carottés et les carottes analysées dans cette étude. Le socle de ces différents forages semblent donc appartenir aux mêmes unités méta-sédimentaires que celles des trois sites analysés en surface et présentés précédemment, et en particulier que celles du site des Murchison Falls situé à environ 20-25km de ces forages.



Figure 2.62 : Position des huit forages du secteur nord du Lac Albert exploités dans le cadre de cette étude

- Les échantillons de carottes

Les éléments de carottes analysés proviennent des deux forages n°1 et n°8. Ces échantillons donnent des informations directes sur des longueurs de forage relativement faibles, respectivement de 0,66m et 2,22m, et ne permettent pas de reconnaître un profil d'altération supergène complet du socle dans le bassin. Différents faciès sont reconnus par description macroscopique de ces échantillons et sont caractérisés par mesures pétrophysiques.

La carotte du forage n°1 a été prélevée entre 595,28 et 595,94m MD (« measured depth »). Elle se compose de trois morceaux, séparés par de lacunes de ~10cm (Fig. 2.63). Cette carotte permet d'échantillonner deux faciès distincts. Le faciès supérieur (faciès A) correspond à un faciès de type micaschiste, fortement altéré, très riche en biotite et également composé de quartz, de feldspath et de quelques amphiboles. Suivant une schistosité bien exprimée et faiblement inclinée (20-30°) par rapport à l'axe sub-vertical de la carotte, un fort enrichissement en minéraux secondaires argileux est observé. La teinte verte de ces minéraux suggère notamment la présence de chlorites issues de la déstabilisation de la biotite. Le second faciès (faciès B) est reconnu dans la partie inférieure de cette carotte, plus riche en quartz, feldspath et amphibole, nettement moins riche en micas et plus faiblement altéré. On

observe également à la base de ce morceau inférieur une lentille de quartz, riche en amphibole et préservée de l'altération. Enfin, la présence d'un troisième faciès peut être supposée au niveau des deux lacunes, qui semble correspondre à une composition quasi-exclusive de micas, comme le suggère le faciès présent sur quelques millimètres aux extrémités des morceaux de cette carotte. Ce faciès semble donc n'être pas assez résistant pour être préservé en forage. L'observation de cette carotte montre donc un socle para-dérivé hétérogène, fortement structuré avec une schistosité bien exprimée. Cette schistosité semble elle-même déformée comme le suggère les deux orientations obliques en base de cette carotte. Les hétérogénéités pétrologiques de ce socle, en l'occurrence la variation de quantité de micas, semblent donc contrôler ici le degré d'altération. Enfin, on observe également un réseau de fractures macroscopiques sans orientation préférentielle, avec des marqueurs de paléo-circulations riches en fer d'après les remplissages en hématite particulièrement visibles dans la partie inférieure de cette carotte.

En termes d'altération, le faciès altéré de la partie supérieure de cette carotte (faciès A) s'apparente au faciès III selon la classification présentée plus haut (Tab.2.3, voir [section II.3.2.1](#)). Malgré une minéralogie différente, notamment par rapport aux micas, induisant une différence de densité, ce faciès présente des propriétés pétrophysiques similaires à celles des échantillons de surface avec un degré d'altération équivalent (Tab. 2.10). Ce faciès montre en effet des valeurs de porosité totale entre 15 et 20%, avec une large distribution de taille de pores (Fig. 2.64). Les pores avec des seuils d'accès supérieurs à 0,1 μ m sont interprétés, comme pour les échantillons de surface, comme un système de fissures non-colmatées. On note également la présence de pores avec des seuils d'accès inférieurs à 0,1 μ m. On associe cette famille de pores, absente dans les échantillons prélevés en surface, à la forte argilosité de ce matériau. Cette porosité de très faible dimension est alors interprétée comme une porosité inter-granulaire au niveau des phases argileuses présentes. Ce faciès de forage présente également des vitesses de propagation d'ondes acoustiques semblables à celles des autres échantillons de faciès III, autour de 1500m.s⁻¹ (Tab.2.10). A partir des observations faites au niveau des lacunes de cette carotte, on

peut supposer des porosités encore plus importantes et des vitesses de propagation d'ondes acoustiques encore plus faibles dans de tels niveaux extrêmement riches en micas. Le second faciès (faciès B), légèrement moins altéré, s'apparente à un faciès II selon la classification utilisée. Différentes porosités sont mesurées pour cette section de carotte (5,21%, 18,35%), ainsi qu'une vitesse de propagation d'ondes acoustiques d'environ 3500m.s⁻¹ (Tab. 2.10).

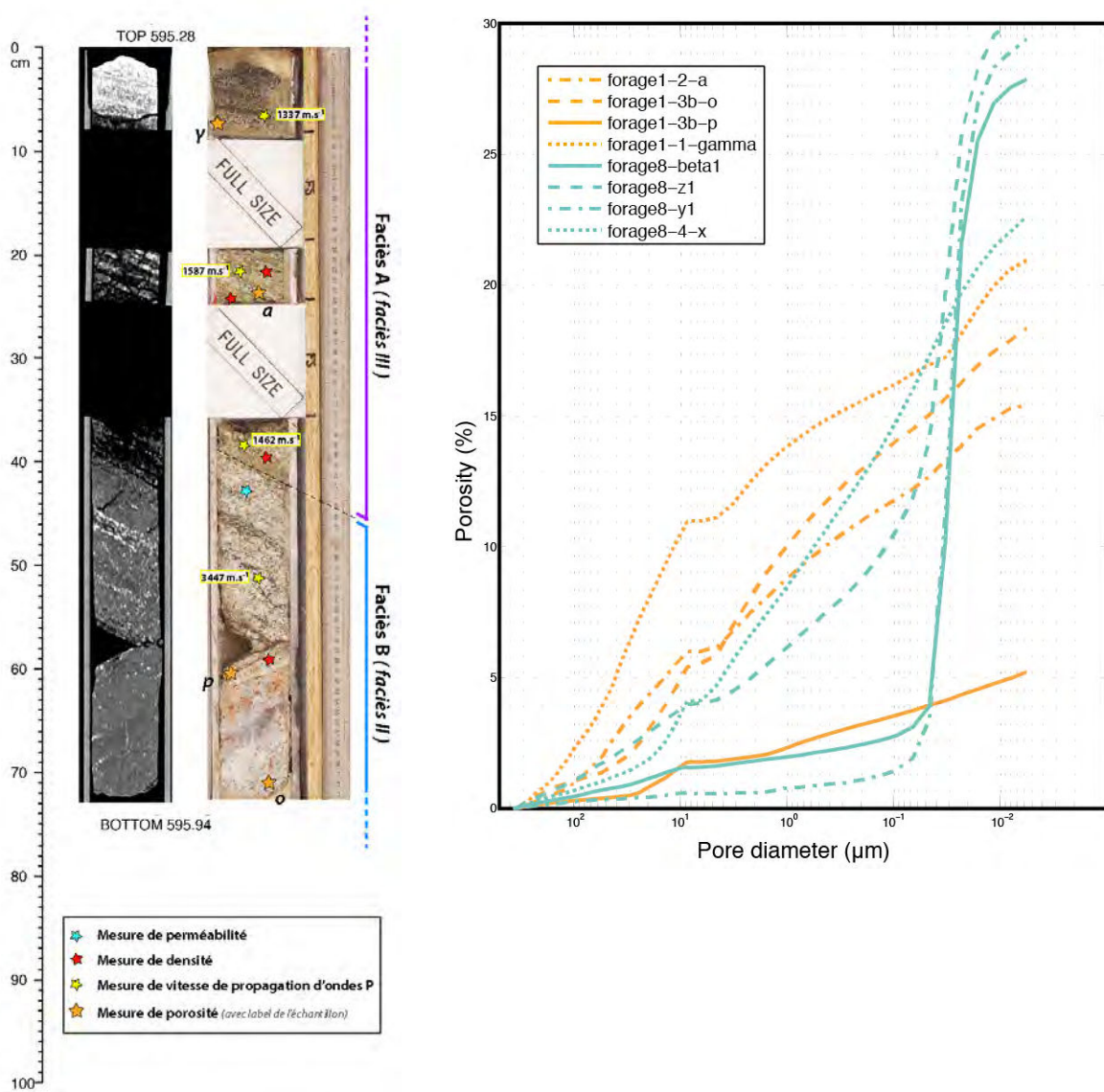


Figure 2.63 : Photographie et scan par tomographie RX d'une section de carotte prélevée entre 595,28 et 595,94 MD du forage n°1. La position des différentes mesures pétrophysiques réalisées « in-situ » ou à partir de prélèvements est représentée par les différentes étoiles. Les valeurs de vitesse de propagation d'ondes acoustiques mesurées sur indiquées directement sur la figure.

Figure 2.64 : Courbes d'injection des analyses de porosimétrie par injection de mercure des prélèvements des carottes de forages n°1 (orange) et n°8 (vert).

La carotte du forage n°8 a été prélevée entre 700,60 et 702,82m MD (« measured depth »). Elle est composée de quatre morceaux, dont deux sont séparés par une lacune de ~25cm (Fig. 2.65). Deux faciès distincts sont identifiés sur cette carotte, dont un ne correspond pas à un faciès de socle méta-sédimentaire. En effet, la partie supérieure de cette carotte comprise entre 700,60 et ~702,35m MD correspond à un matériau détritique (faciès A), composé de quartz et de minéraux opaques dans une matrice extrêmement argileuse et organisée selon une stratification subhorizontale. La partie inférieure de cette carotte est bien composée d'un faciès de socle para-dérivé (faciès B). Cette section correspond à un faciès de type micaschiste, extrêmement altéré, très riche en biotite et également composé de quartz, de feldspath. Malgré une très forte altération, marquée par une forte présence de phases argileuses et un matériau très friable, une texture marquée par des plans de schistosité faiblement inclinés (~20°) est préservée. Ce faciès, plus altéré que les autres échantillons méta-sédimentaires observés jusque-là, s'apparente à un faciès IV selon la classification macroscopique (Tab.2.3 ; voir section II.3.1.4). Il semble d'ailleurs similaire au faciès le plus altéré de type micaschiste de la carotte du forage n°1. Au niveau de ce forage, cette section peut donc correspondre localement à la partie sommitale du profil d'altération supergène préservé dans le bassin. On note également la présence de nombreux fragments remaniés de ce socle dans le faciès détritique de la partie supérieure de cette carotte.

Le faciès détritique (faciès A) présent sur la majorité de cette carotte montre des densités élevées, comprises entre 2,77 et 2,89 (Tab. 2.10). Hormis les quelques fragments de socle remanié, ce faciès homogène est caractérisé par des vitesses de propagation d'ondes acoustiques généralement comprises entre 1500 et 2000m.s⁻¹. Ces faibles vitesses sont associées à une très forte porosité totale d'environ 30%. Ce volume poreux est constitué d'une famille dominante de pores avec des seuils d'accès compris entre 0,01 et 0,05 µm, que l'on interprète comme des espaces inter-grains dans cette matrice argileuse (Fig. 2.64). Le faciès de socle para-dérivé (faciès B) extrêmement altéré de la partie inférieure de la carotte du forage n°8 présente des propriétés similaires à celui de la carotte du forage n°1 (Tab. 2.10). Les densités

mesurées de ce faciès sont comprises entre 2,68 et 2,75, vraisemblablement liées aux variations minéralogiques dans ce micaschiste. Ce faciès est caractérisé par de faibles vitesses de propagation d'ondes acoustiques comprises entre 1100 et 1500m.s⁻¹. Ces vitesses sont associées à une très forte porosité totale, supérieure à 20%. Cette porosité est constituée d'un système de pores organisés autour d'une large distribution de seuils d'accès, compris majoritairement entre 0,05 et 10µm (Fig. 2.64). Cette porosité est interprétée comme un système composé de fissures pour les plus grandes dimensions, ainsi que d'une porosité inter-granulaire entre les phases argileuses pour les plus petites dimensions.

A partir de cette classification basée sur des critères de description macroscopique et des propriétés pétrophysiques semblables, il semble donc que l'on puisse associer pour un faciès équivalent des échantillons de forage à des échantillons prélevés en surface. Pour ces différents échantillons méta-sédimentaires, les variations observées avec le taux d'altération, notamment de porosité et de vitesses de propagation d'ondes acoustiques, semblent en effet similaires.

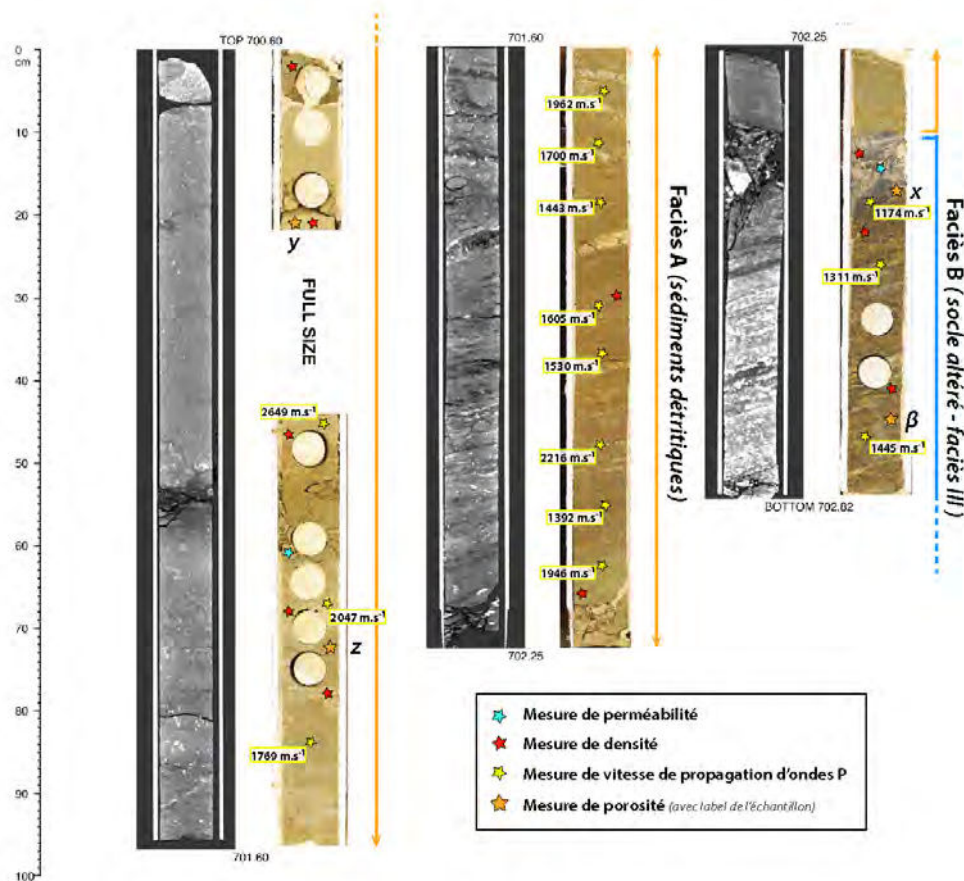


Tableau 2.10 : Description et résultats de la caractérisation pétrophysique des différents faciès identifiés sur les carottes des forages n°1 et n°7.

			Vp (m/s)	Skeletal density (pycnHe) (g/cm ³) (solid phase)		Bulk density (poroHg) (g/cm ³) (apparent)	Porosity (poroHg) (%)	Median pore throat size (µm)
Forage n°1	Facès A	côte 595,28-595,72	moy.: 1463 min.: 1337 ; max.: 1587 ; n = 3	moy.: 2,65 min.: 2,63 ; max.: 2,68 ; n = 3	forage n°1-y	2,12	20,93	10,22
		facès de socle fortement altéré						
	Facès B	côte 595,72-595,94	3447	2,67	forage n°1-p	2,48	5,21	0,64
		facès de socle modérément altéré						
Forage n°8	Facès A	côte 700,60-702,35	moy.: 1857 min.: 1392 ; max.: 2649 ; n = 11	moy.: 2,82 min.: 2,77 ; max.: 2,89 ; n = 7	forage n°8-y	1,92	29,40	0,03
		niveaux sédimentaires détritiques très argileux						
	Facès B	côte 702,35-702,82	moy.: 1310 min.: 1174 ; max.: 1445 ; n = 3	moy.: 2,72 min.: 2,68 ; max.: 2,75 ; n = 3	forage n°8-β	2,05	27,86	0,03
		facès de socle fortement altéré						

- Les données de diagraphie

Les données de diagraphie de sept forages réalisés sur la rive NE du lac Albert sont présentées ici (Fig. 2.62). Ces données, disponibles sur plusieurs mètres jusqu'à quelques dizaines de mètres à travers le socle, permettent de distinguer les différents faciès présents. On note que ces mesures de diagraphie n'ont pas été réalisées jusqu'au socle pour le forage n°8.

Les différentes mesures diagraphiques utilisées ici sont : (i) le gamma-ray (GR, en GAPI, unité standard de l' « American Petroleum Institute ») ; (ii) la densité apparente (d , en g.cm^{-3}) ; (iii) la vitesse de propagation d'ondes P (V_p , en m.s^{-1}). Ces valeurs sont calculées à partir de la mesure de la longueur des ondes compressives, données en « $\mu\text{s}/\text{feet}$ » ; (iv) la résistivité électrique (res , en ohm.m). Ces valeurs correspondent à celles mesurées avec un dispositif d'investigation de moyenne profondeur de 60 « inches ».

Pour chacun de ces forages, ces données diagraphiques sont présentées sur les figures 2.66 et 2.67 avec comme repère l'interface socle-couverture, notée H0, dont la profondeur est connue à partir des rapports de forage. Les variations observées sur cet ensemble de données suggèrent la présence de différents faciès de socle, caractérisés par une évolution verticale des propriétés mesurées. Ces variations verticales sont interprétées comme étant liées à la présence d'une unité altérée de socle, produite lors d'une phase d'altération supergène anté-rift. Contrairement à la limite socle-couverture, la profondeur du contact entre les unités de socle sain et altéré, notée H1, n'est pas connue. Ainsi, cette limite est interprétée à partir des différentes variations observées en diagraphie et à partir des propriétés de socle frais, connues notamment grâce aux échantillons de surface. Ces variations permettent alors de déterminer des valeurs moyennes pour chacune de ces propriétés dans les unités de socle sain et altéré, et d'estimer une épaisseur de ce niveau altéré (Tab. 2.11).

La localisation de tous ces forages indique la présence d'un socle para-dérivé, de faciès très probablement similaire aux faciès de micaschistes, riches en biotite, reconnus sur les carottes des forages n°1 et n°8 et des échantillons de surface. A partir des valeurs mesurées sur ces différents échantillons, des valeurs de densité apparente

supérieures à $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ sont considérées pour discriminer un faciès de socle frais. De la même manière, de vitesses de propagation d'ondes P supérieures à 5000 m.s^{-1} permettent d'identifier ce faciès sain. Les variations observées sur les profils de gamma-ray ne semblent en revanche pas significatives pour la reconnaissance de ces différents faciès de socle. Enfin, pour les trois forages où les profils de résistivité électrique sont disponibles, les zones à forte résistivité, supérieures à 100 ohm.m , peuvent être reconnues comme des unités de socle frais. L'ensemble de ces informations permet ainsi de d'estimer la profondeur du contact entre les unités de socle frais et altéré (Fig. 2.66, 2.67).

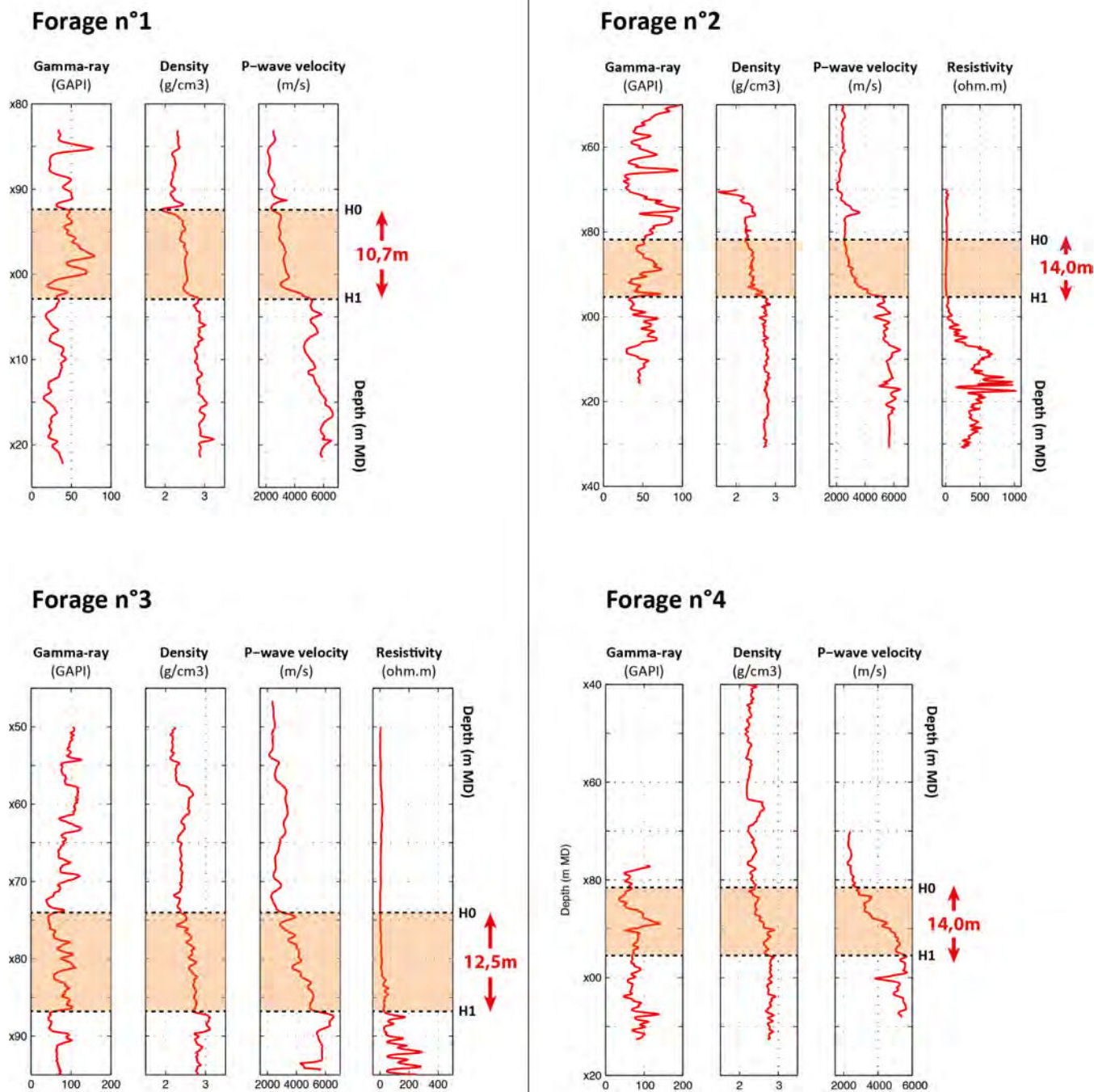


Figure 2.66 : Résultats des mesures diagaphiques (gamma-ray, densité apparente, vitesse de propagation d'ondes P et résistivité électrique) des forages n°1, n°2, n°3 et n°4 permettant de déterminer l'épaisseur de formations altérées au toit du socle et la profondeur de l'interface socle altéré – socle frais H1 à partir de la position connue de l'interface socle-couverture H0.

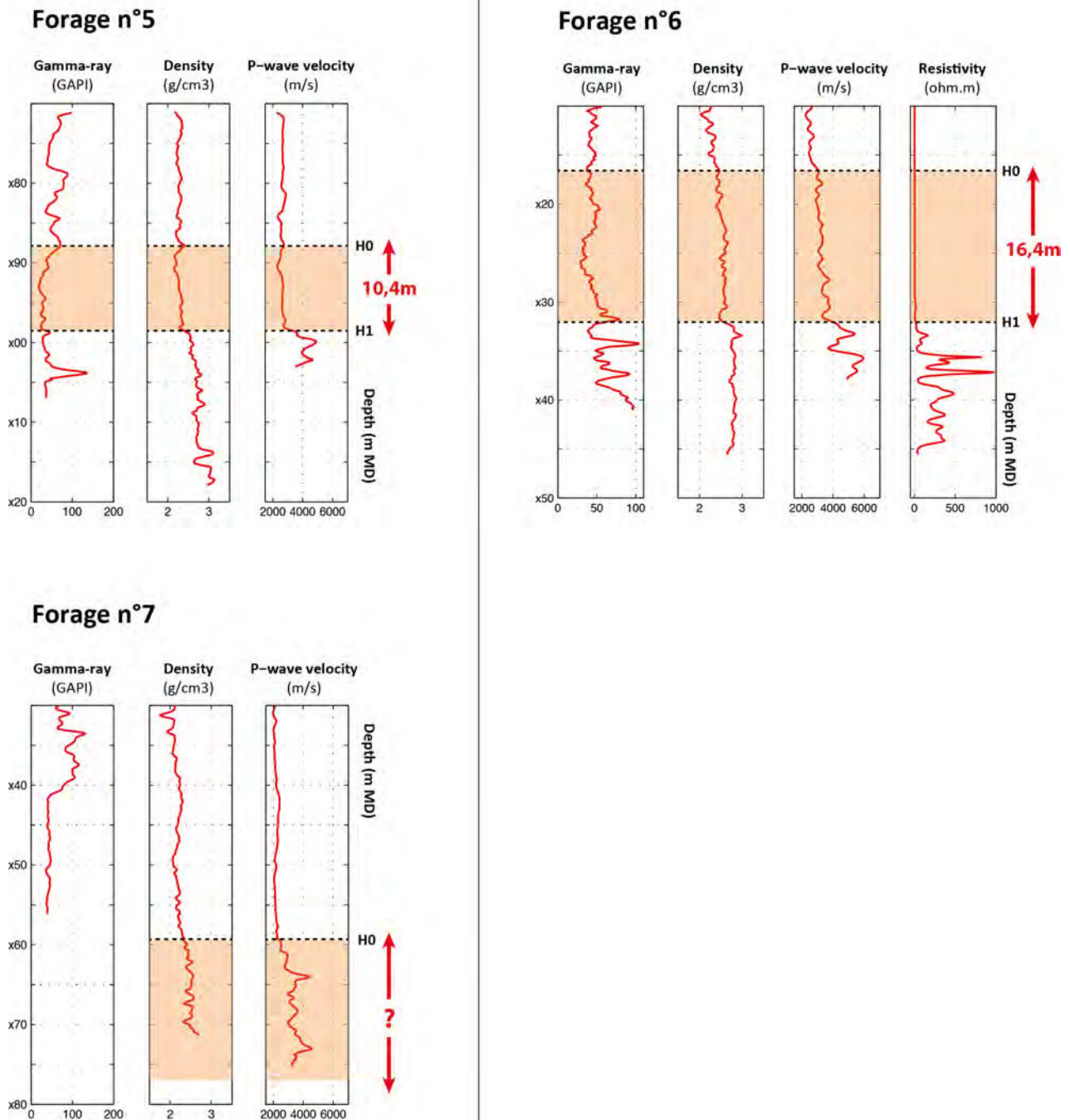


Figure 2.67 : Résultats des mesures diagaphiques (gamma-ray, densité apparente, vitesse de propagation d'ondes P et résistivité électrique) des forages n°5, n°6 et n°7 permettant de déterminer l'épaisseur de formations altérées au toit du socle et la profondeur de l'interface socle altéré – socle frais H1 à partir de la position connue de l'interface socle-couverture H0.

Tableau 2.11 : Synthèse des caractéristiques pétrophysiques des compartiments de socle altéré et de socle frais obtenues à partir des mesures diagraphiques (gamma-ray, densité apparente, vitesse de propagation d'ondes P et résistivité électrique) des différents forages.

Data	GR	bulk density	Vp	Res(Ginches - deep)
Forage n° 1 - weathered bsmt (x92,3m - x03,0m MD)	moy.: 48,3 min.: 19,4; max.: 79,2; std.dev.: 13,8	moy.: 2,47 min.: 1,87; max.: 2,86; std.dev.: 0,17	moy.: 3264 min.: 2360; max.: 5091; std.dev.: 515	
Forage n° 1 - fresh bsmt (> x03,0m MD)	moy.: 28,6 min.: 14,9; max.: 43,2; std.dev.: 6,9	moy.: 2,88 min.: 2,70; max.: 3,25; std.dev.: 0,09	moy.: 5582 min.: 4634; max.: 6635; std.dev.: 529	
Forage n° 2 - weathered bsmt (x82,0m - x96,0m MD)	moy.: 51,8 min.: 31,0; max.: 81,8; std.dev.: 11,7	moy.: 2,43 min.: 2,25; max.: 2,79; std.dev.: 0,11	moy.: 3277 min.: 2565; max.: 5310; std.dev.: 725	moy.: 11,3 min.: 2,7; max.: 43,1; std.dev.: 8,3
Forage n° 2 - fresh bsmt (> x96,0m MD)	moy.: 49,6 min.: 29,1; max.: 72,3; std.dev.: 11,2	moy.: 2,73 min.: 2,00; max.: 2,86; std.dev.: 0,10	moy.: 5630 min.: 4667; max.: 6451; std.dev.: 305	moy.: 421,7 min.: 19,0; max.: 1222,0; std.dev.: 245,7
Forage n° 3 - weathered bsmt (x74,0m - x86,5m MD)	moy.: 75,2 min.: 42,0; max.: 111,9; std.dev.: 19,3	moy.: 2,64 min.: 2,28; max.: 2,79; std.dev.: 0,12	moy.: 4164 min.: 2880; max.: 5176; std.dev.: 668	moy.: 16,0 min.: 1,9; max.: 58,8; std.dev.: 14,8
Forage n° 3 - fresh bsmt (> x86,5m MD)	moy.: 71,2 min.: 43,2; max.: 101,8; std.dev.: 15,3	moy.: 2,85 min.: 2,68; max.: 3,11; std.dev.: 0,12	moy.: 5663 min.: 4253; max.: 6543; std.dev.: 537	moy.: 120,0 min.: 22,9; max.: 335,3; std.dev.: 73,1
Forage n° 4 - weathered bsmt (x81,6m - x95,6m MD)	moy.: 76,3 min.: 35,0; max.: 141,2; std.dev.: 23,8	moy.: 2,56 min.: 2,24; max.: 2,90; std.dev.: 0,16	moy.: 4153 min.: 2746; max.: 5620; std.dev.: 886	
Forage n° 4 - fresh bsmt (> x95,6m MD)	moy.: 79,3 min.: 46,4; max.: 139,1; std.dev.: 15,9	moy.: 2,79 min.: 2,68; max.: 2,94; std.dev.: 0,05	moy.: 5281 min.: 3817; max.: 5716; std.dev.: 380	
Forage n° 5 - weathered bsmt (x88,0m - x98,4m MD)	moy.: 32,4 min.: 18,1; max.: 68,6; std.dev.: 10,9	moy.: 2,27 min.: 2,15; max.: 2,36; std.dev.: 0,06	moy.: 2614 min.: 2307; max.: 3016; std.dev.: 134	
Forage n° 5 - fresh bsmt (> x98,4m MD)	moy.: 46,2 min.: 28,5; max.: 134,3; std.dev.: 25,1	moy.: 2,69 min.: 2,42; max.: 3,08; std.dev.: 0,16	moy.: 4156 min.: 3281; max.: 4887; std.dev.: 423	
Forage n° 6 - weathered bsmt (x16,3m - x32,7m MD)	moy.: 43,9 min.: 29,0; max.: 79,8; std.dev.: 9,4	moy.: 2,53 min.: 2,39; max.: 2,67; std.dev.: 0,07	moy.: 3264 min.: 2878; max.: 4201; std.dev.: 259	moy.: 5,8 min.: 2,8; max.: 19,7; std.dev.: 3,2
Forage n° 6 - fresh bsmt (> x32,7 m MD)	moy.: 66,4 min.: 38,5; max.: 104,0; std.dev.: 19,1	moy.: 2,79 min.: 2,66; max.: 2,99; std.dev.: 0,05	moy.: 4930 min.: 3674; max.: 5937; std.dev.: 626	moy.: 230,5 min.: 21,9; max.: 972,2; std.dev.: 174,9
Forage n° 7 - weathered bsmt (x59,3m - ? MD)		moy.: 2,47 min.: 2,32; max.: 2,68; std.dev.: 0,08	moy.: 3302 min.: 2338; max.: 4552; std.dev.: 480	

L'ensemble de ces données montre qu'une unité de socle altéré d'une épaisseur généralement comprise entre 10 et 16 mètres est préservée au niveau de chacun de ces différents forages (Fig. 2.66, 2.67). Les données du forage n°7 semblent même indiquer que l'unité de socle frais n'a pas été atteinte, suggérant la présence d'une unité altérée de plus de 20 mètres d'épaisseur (Fig. 2.67). Au regard des valeurs moyennes calculées au sein de ces unités altérées, le forage n°5 semble se démarquer des autres avec des valeurs de densité et de vitesse nettement plus faibles. Par rapport à la cohérence des autres forages, cette différence pourrait potentiellement s'expliquer par un fort changement de lithologie. Les valeurs moyennes de densité et de vitesse mesurées sur les six autres forages sont toutes respectivement d'environ 2,5 g.cm⁻³ et d'environ 3500 m.s⁻¹ (Tab. 2.11). Enfin, cette unité de socle altéré est caractérisée par une résistivité électrique quasi-identique à celle de la couverture sédimentaire, avec de faibles valeurs généralement inférieures à 15ohm.m. Ces faibles valeurs de résistivité suggèrent une forte saturation en fluides, et à fortiori une importante porosité pour ces faciès.

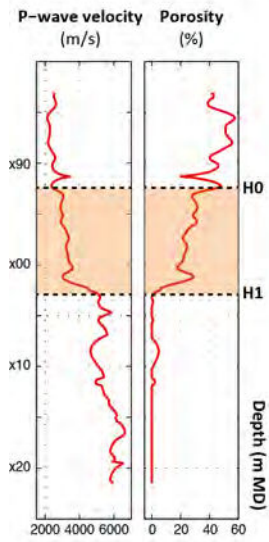
Cependant, au vu de l'évolution verticale des densités et des vitesses mesurées entre les limites supérieure et inférieure de ces unités altérées, il paraît mal adapté de parler de valeurs moyennes (Fig. 2.66, 2.67). Cette évolution verticale suggère la présence de plusieurs horizons aux propriétés différentes. Parmi ces différents horizons, les faciès les plus altérés de type saprolite (cf. faciès IV-V) ne seraient cependant pas préservés. Les vitesses de propagation d'ondes P les plus faibles observées sur ces profils sont en effet d'environ 2500 m.s⁻¹, contrairement à celles comprises entre 1000 et 1500 m.s⁻¹, mesurées directement sur les échantillons les plus altérés (faciès III-IV) de carotte ou de ceux de surface. Cette différence peut être par ailleurs expliquée par des conditions d'analyse très différentes entre celles réalisées en puits et celles en laboratoire (compaction, saturation en fluides, etc. ...). Les valeurs de densité apparente des prélèvements issus des faciès de socle les plus altérés des carottes des forages n°1 et n°7 sont inférieures à 2,2 g.cm⁻³, tandis que les valeurs mesurées en diagraphie dans les parties supérieures de ces unités altérées sont généralement comprises entre 2,2 et 2,5 g.cm⁻³. Cette différence montre bien l'effet important que peuvent avoir des différences de conditions et d'outils d'analyse pour une même propriété. Néanmoins, la faible épaisseur de ces unités altérées (~10-15 m) par rapport à celles de profils théoriques, généralement de plusieurs dizaines de mètres, suggère malgré tout une préservation partielle du régolithe de ce socle paradérivée dans le bassin.

Un moyen d'estimer de manière simple la porosité au sein de cette unité de socle altéré peut être l'utilisation de la relation proposée de Wyllie et al. (1958). Cette loi empirique relie la vitesse de propagation d'une onde à la porosité du milieu traversé en supposant que la durée de trajet de l'onde par unité de longueur est la moyenne des durées de trajet par unité de longueur dans la matrice et dans le fluide saturant la porosité du milieu. Cette loi peut ainsi être exprimée de la façon suivante, où V est la vitesse mesurée, V_f la vitesse à travers le fluide, V_m la vitesse à travers la matrice et ϕ la porosité du milieu :

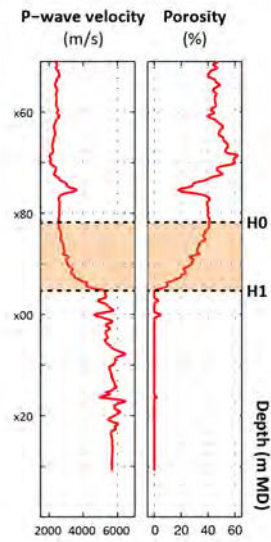
$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1 - \phi}{V_m}$$

A partir de cette équation et des vitesses de propagations d'ondes P calculées à partir des données de diagraphies, il est alors possible d'estimer une porosité pour les unités de socle altéré identifiées sur chacun de ces forages. Cette estimation fait ici hypothèse d'une saturation de la porosité de ce milieu par de l'eau. Cette hypothèse est corroborée par les faibles valeurs de résistivité électrique mesurées dans ces unités, généralement inférieures à 15 ohm.m. La vitesse de propagation d'ondes dans le fluide V_f utilisée ici est de 1480 m.s⁻¹. La vitesse de propagation à travers la matrice V_m est estimée à partir des vitesses de propagation d'ondes P mesurées dans les unités de socle frais. En considérant cette unité comme un milieu non-poreux, où les ondes ne se propagent qu'à travers une matrice rocheuse, la vitesse V_m est obtenue à partir de la valeur moyenne des vitesses mesurées dans les unités de socle frais des sept forages analysés, c'est-à-dire une vitesse V_m de 5206 m.s⁻¹. Cette valeur est ainsi proche de celle mesurée sur les échantillons sains de surface. Avec ces deux valeurs comme constantes utilisées dans la loi de Wyllie et al. un profil de porosité est calculé pour chacun de ces forages (Fig. 2.68). Ces courbes de porosité montrent bien l'évolution des propriétés au sein même de l'unité de socle altéré. Les horizons de socle altéré de ces sept forages présentent des valeurs de porosité comprises entre 0 et 40%, avec des moyennes par forage généralement entre 10 et 25 % de porosité. Ces estimations de porosité ne tiennent pas compte de plusieurs paramètres tels que les changements de forme, de taille ou de type de pores dominants entre les différents faciès. Néanmoins, ces différentes valeurs, en particulier les valeurs moyennes, s'accordent bien avec les valeurs mesurées directement sur les différents échantillons de socle altéré et paraissent ainsi cohérentes.

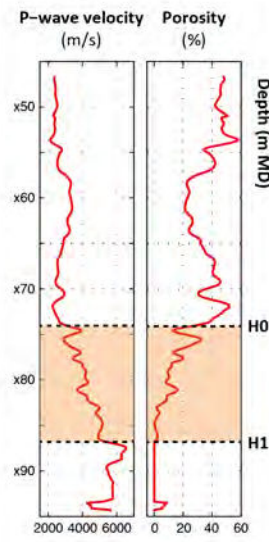
Forage n°1



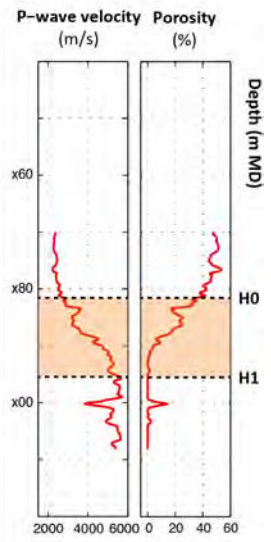
Forage n°2



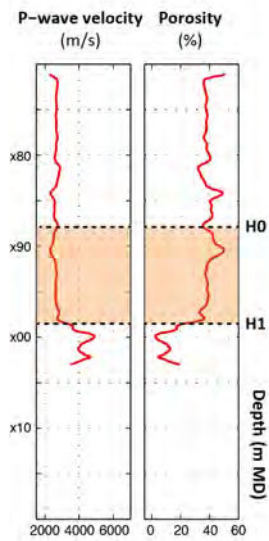
Forage n°3



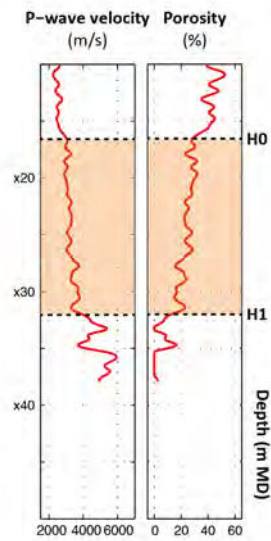
Forage n°4



Forage n°5



Forage n°6



Forage n°7

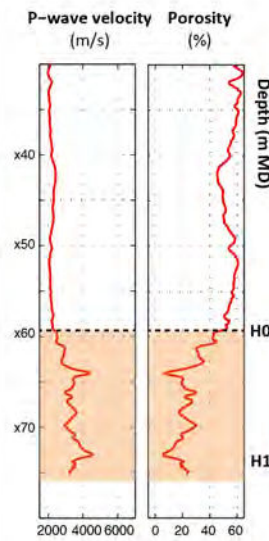


Figure 2.68 : Profils de porosité des différents forages calculés à partir des profils diagraphiques de vitesse de propagation d'ondes P et de la loi de Wyllie et al. (1958) (voir texte).

3.2.3 Synthèse des données de surface et de forage du socle altéré par-dérivé

L'analyse du socle méta-sédimentaire altéré du secteur nord du rift du lac Albert permet de montrer que les échantillons prélevés en surface par rapport à ceux de forages présentent des propriétés semblables. A partir de critères de classification macroscopiques, les échantillons les plus altérés (faciès III) observés sur le terrain et sur les carottes de forage correspondent au faciès de saprock du profil d'altération théorique (Fig. 2.59). L'horizon supérieur de saprolite du profil d'altération n'a pu être caractérisé dans le cadre de cette étude. Il paraît difficile de définir si cet horizon est réellement absent dans ce secteur tel que le suggère les observations en surface, ou si celui-ci n'a pas été échantillonné et qu'il n'est pas préservé durant l'enfouissement.

Le faciès de saprock de ce socle de micaschiste est caractérisé par un cortège argileux dominé par la kaolinite, une porosité secondaire dominante de fractures de l'ordre de 10-20 % fortement contrôlée par la schistosité de ces matériaux, une densité apparente d_{bulk} généralement inférieure à $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$ et des vitesses de propagation d'ondes acoustiques de $1500 \pm 500 \text{ m.s}^{-1}$. La comparaison entre ces deux types d'échantillons montre donc que pour un faciès d'altération équivalent, malgré des effets tels que la compaction ou la présence de fluides pouvant affecter le socle enfouit, les propriétés pétrophysiques de échantillons analogues sont similaires à celles des échantillons de forage.

L'analyse de profils diagraphiques de forages réalisés dans le secteur nord du bassin du lac Albert montre que ce profil d'altération partiel est préservé dans le bassin (Fig. 2.66, 2.67). Les propriétés mesurées, notamment de densité apparente et de vitesses de propagation d'ondes, indiquent que ce profil est préservé depuis l'horizon de saprock jusqu'au socle non-altéré, selon une épaisseur comprise entre 10 et 20 mètres. L'évolution verticale des propriétés mesurées en diagraphie entre les limites supérieure et inférieure de profils suggère la présence de plusieurs horizons aux propriétés différentes, traduisant l'évolution du faciès III au faciès I identifié en surface.

Ces profils diagraphiques ne permettent cependant pas de distinguer clairement chacun ces horizons et de déterminer leurs épaisseurs respectives.

Grâce aux valeurs de porosité mesurées sur les différents échantillons et celles calculées à partir des données de diagraphie, on peut alors estimer un volume de réservoir que peuvent représenter des unités méta-sédimentaires altérées (Tab. 2.9, 2.10, Fig. 2.68). En considérant un bloc de un kilomètre carré de superficie, avec une épaisseur de 10 mètres de socle altéré de type saprock avec une porosité de 15 %, le réservoir de socle altéré correspond à un volume poreux de 1,5 millions de mètres cubes. Cette estimation permet finalement de montrer que malgré l'absence des horizons supérieurs, ce profil d'altération incomplet représente un fort potentiel de transfert et de stockage de fluides dans un bassin.

3.3 Synthèse

La caractérisation minéralogique et pétrophysique du profil d'altération complet des unités cristallines de la bordure est du rift du lac Albert a permis de montrer que l'altération supergène développe grâce à différents mécanismes d'altération physique et chimique un fort potentiel pour le stockage et le transfert de fluides dans ces roches, organisé selon deux milieux différents : le saprock et le saprolite (*voir section II.3.1*). Les propriétés de stockage et de transfert de ces deux types d'horizons correspondent respectivement à une porosité de matrice de l'ordre de 30% associée à une perméabilité jusqu'à 1 D et une porosité planaire de fractures et de fissures de 10-15% associée à une perméabilité jusqu'à 500 mD (Fig. 2.57). Ces fortes perméabilités sont par ailleurs mises en évidence au sein de plusieurs aquifères actuels de socle cristallin altéré situés à ~100-150 km à l'est de la bordure du rift du lac Albert. Plusieurs tests de conductivité hydraulique réalisés dans ces réservoirs en eaux permettent de calculer pour les deux milieux de saprolite et de saprock des perméabilités respectives de 1,2 D ($K \approx 1$ mètre/jour) et de 0,48 D ($K = 0,4$ mètre/jour), similaires à celles mesurées directement sur les échantillons du profil d'altération en surface (*Taylor and Howard, 2000*). Ainsi, en cas de préservation de ces horizons au toit du socle recouvert de

sédiments dans le bassin, ces unités altérées peuvent donc jouer un rôle majeur de le fonctionnement de réservoirs à hydrocarbures.

L'analyse du socle méta-sédimentaire du secteur nord du rift du lac Albert n'a pas permis de caractériser un profil d'altération complet équivalent, puisque l'horizon théorique supérieur du saprolite n'a pas été reconnu sur le terrain (*voir section II.3.2*). Néanmoins, les échantillons moins altérés correspondant à l'horizon de saprock présentent des propriétés pétrophysiques suffisantes pour rendre cette unité intéressante en termes de réservoir. Une préservation complète du profil d'altération ne semble donc pas nécessaire pour développer un réservoir de socle altéré. Par ailleurs, pour un faciès de degré d'altération équivalent (faciès III) de socle cristallin, les propriétés réservoirs des roches méta-sédimentaires paraissent légèrement plus élevées. On attribue cette différence à la pré-structuration des roches para-dérivées, permettant le développement plus précoce de discontinuités planaires selon les plans de schistosité qui caractérisent ces roches et qui permettent le développement d'une porosité secondaire de fractures plus importante. Dans le cadre d'un réservoir de socle altéré, cette pré-structuration anisotrope peut donc contrôler fortement les circulations de fluides.

La comparaison des différentes données de surface et de forage des unités méta-sédimentaires du nord du rift du lac Albert a permis de confirmer que le profil d'altération partiel de ce secteur est préservé dans le bassin, recouvert par une épaisse couche sédimentaire plus de 500 mètres. L'identification de ce profil partiel dans le bassin par forage et diagraphie sur une épaisseur de 10 à 20 mètres permet alors de valider la démarche d'analogie de surface. Dans le cadre d'un contexte géologique favorable au développement d'un tel réservoir de socle altéré, correspondant dans ce cas à une longue exhumation du socle suivie d'un enfouissement rapide sans basculement important de blocs, cette démarche permet donc d'estimer d'importants volumes de réservoir. A partir des valeurs de porosité mesurées sur ces profils de socle ortho- et para-dérivé et des épaisseurs identifiées en diagraphie, le volume de ces réservoirs altérés peut alors être évalué pour une superficie d'un kilomètre carré à des valeurs de l'ordre du million de mètres cubes. Ces volumes sont également obtenus en

utilisant les valeurs de porosité calculée à partir des profils diagraphiques de vitesses de propagation d'ondes dans le socle enfoui.

Cette démarche d'analogie de surface représente également un autre intérêt majeur qui est de permettre d'identifier, à partir des propriétés minéralogiques et pétrophysiques mesurées en surface, plusieurs critères de reconnaissance en forage pour ces unités de réservoir potentiel. L'échantillonnage réalisé en surface contribue à calibrer des valeurs de références pour les différents faciès plus ou moins altérés. Cette étude montre que ces valeurs de références peuvent être utilisées sur le signal diagraphique pour identifier la limite supérieure avec la couverture sédimentaire et la limite inférieure avec le socle non-altéré de ce niveau de réservoir potentiel. Les corrélations réalisées sur l'ensemble des données de surface et de forage montre que les variations de densité apparente et de vitesse de propagation d'ondes sont particulièrement bien adaptées pour la reconnaissance de ces niveaux altérés. L'analyse de « cuttings » peut également contribuer à reconnaître le réservoir de socle potentiel grâce à un fort enrichissement en kaolinite (>5%) identifié comme une signature particulière des unités de socles ayant fortement été altérées en surface. Enfin, les mesures de gamma-ray et de résistivité électrique ne semblent pas être recommandées pour l'identification de ces niveaux altérés.

4. Modèle de circulations dans un réservoir de socle localisé en bordure de rift

Par analogie de surface, l'étude de la bordure orientale du rift du lac Albert a permis de caractériser les deux éléments constitutifs du système de réservoir de socle fracturé et altéré que l'on peut supposer trouver dans le bassin. Grâce aux différentes informations structurales multi-échelles et pétrophysiques obtenues sur les différents objets étudiés en surface, nous proposons ici un modèle conceptuel de système pétrolier. Dans ce système pétrolier, la migration des hydrocarbures est réalisée depuis les formations de roches mères jusqu'aux différentes unités de réservoir de socle grâce à plusieurs chemins de migration présentés ci-dessous. Ce modèle est basé sur la géométrie mise en évidence au nord-est du lac Albert par l'interprétation de profils sismiques « offshore » de Karp et al. (2012) (Fig. 2.69). La géométrie subsymétrique de ce bassin, sans rotation majeure de blocs, est composée d'une « marche » immergée de socle, adjacente à la faille bordière de Toro-Bunyoro. Celle-ci est développée par le relais de Kaiso entre les deux failles de Toro-Bunyoro et de Tonya. Cette marche est donc bordée à l'ouest par le prolongement de la faille de Tonya, non visible en surface dans la zone septentrionale du lac.

La présence d'hydrocarbures est avérée dans le lac Albert comme en témoignent les activités de prospection actuelles ou les résurgences analysées dans le cadre de cette étude. Néanmoins, la position des roches mères n'est pas décrite dans la littérature. Un niveau sédimentaire de ce bassin a donc été choisi arbitrairement et placé dans ce modèle (Fig. 2.69). A partir de cette source, il est donc possible de proposer des chemins de circulations latérales et verticales d'hydrocarbures dans le bassin, en utilisant notamment la porosité secondaire du toit du socle altéré et du socle déformé au niveau des zones de failles structurant ce rift. Le drainage de ces hydrocarbures doit se faire en réalité également à travers certaines formations sédimentaires. Celles-ci ne sont cependant pas présentées sur ce modèle de transfert.

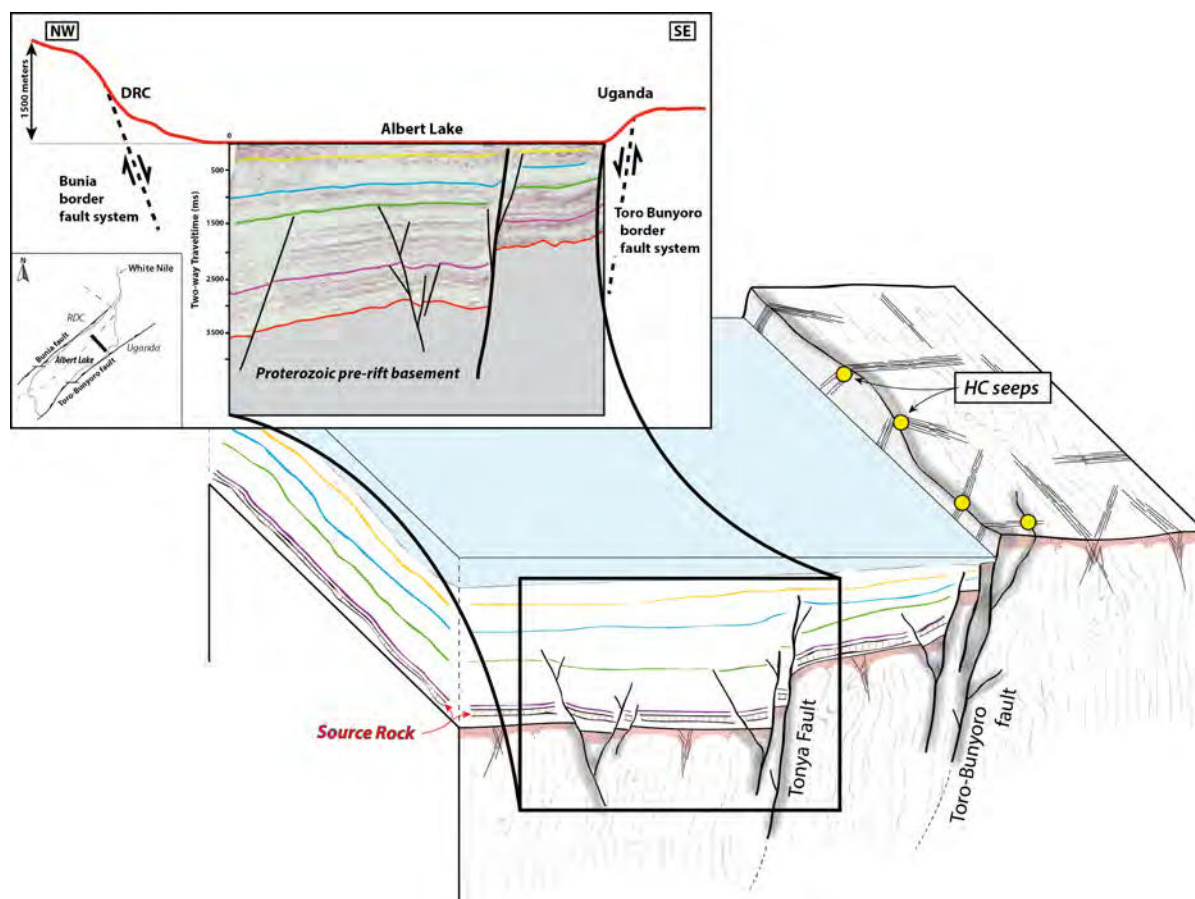


Figure 2.69 : Bloc 3D schématique représentant l'architecture de la bordure orientale du rift du lac Albert, basé sur un profil sismique NW-SE « offshore » réalisé au nord du lac (modifié d'après Karp et al., 2012). Une formation de roche-mère est considérée par les séries sédimentaires en remplissage de ce bassin. La position des résurgences d'hydrocarbures identifiées en surface dans le socle fracturé de la bordure du rift est représentée schématiquement au niveau d'intersections de structures secondaires obliques avec le système principal de failles bordières de Toro-Bunyoro.

Le premier élément constitutif de ce système de réservoirs de socle potentiel correspond aux zones fracturées au niveau des structures majeures accommodant l'extension de ce rift. Le développement de ces structures majeures est fortement contrôlé par la pré-structuration anté-rift du socle. Celle-ci contribue à développer une géométrie de failles peu denses, de grandes dimensions et qui localisent très fortement la déformation. Cette localisation permet de développer à grande échelle une architecture classique de zone de faille, sous forme de deux compartiments sub-verticaux et parallèles qui composent les zones endommagées (DZ) située de part et d'autre d'un cœur de faille (FC) (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010). Ces compartiments présentent alors des propriétés réservoirs très distinctes. Dans ce modèle, la géométrie du toit des zones des failles est considérée comme symétrique par rapport à celle du mur, avec un FC partagé entre ces deux unités. Au cœur des

blocs structuraux délimité par ces failles, le socle est composé de matériaux de nature pétrographique hétérogène et d'une fracturation variable, héritée de leur longue évolution tectonique. Ce socle présente généralement un faible volume poreux secondaire de microfissures ($\varphi \leq 2\%$), associé à une très faible perméabilité ($k \leq 10^{-3}$ mD). Le FC de ces structures est affecté par une très forte déformation qui développe un faciès de cataclasite sur une épaisseur minimale de 20 mètres. Le développement de cette cataclasite efface les structures préexistantes dans ce compartiment par broyage des grains. Celui-ci est alors faiblement fracturé, uniquement par des structures liées à l'activité du rift et postérieures à la déformation maximale à l'origine de la cataclase. La matrice du FC est faiblement poreuse et imperméable ($\varphi < 1\%$, $k \leq 10^{-3}$ mD). Entre le protolithe et le compartiment de FC se trouve le compartiment de DZ, plus faiblement déformé et dans lequel les structures anté-rift sont préservées. La déformation fragile de la DZ est produite par la réactivation de certaines structures héritées et par la création de nouvelles fractures. Ces deux types de structures constituent une fracturation fortement connectée au sein de ce compartiment. Cette fracturation, très dépendante des variations lithologiques, permet d'augmenter légèrement la porosité secondaire de fissures ($\varphi \approx 3\%$) par rapport à celle du socle non-déformé. Cette augmentation de fissuration permet également une forte augmentation de perméabilité localement le long des discontinuités planaires ($k \geq 10$ mD). La DZ représente donc une zone potentielle de transferts de fluides entre les deux écrans imperméables que sont la matrice rocheuse du protolithe et le FC.

Cette organisation structurale contrôle les transferts de fluides identifiés le long de ces zones de failles, notamment ceux des fluides profonds remontant verticalement le long des structures bordières profondément enracinées dans la croûte supérieure. Néanmoins cette géométrie est insuffisante pour permettre les transferts latéraux de fluides entre les différents blocs structuraux séparés par ces failles et par les compartiments imperméables de FC. Les observations réalisées sur les zones de circulations actuelles de la bordure du rift mettent en évidence que ces transferts latéraux entre les différents blocs structuraux depuis les zones internes du bassin sont assurés par l'intersection de structures secondaires obliques aux structures majeures.

Ces structures secondaires, préexistantes ou conjuguées des failles majeures, semblent donc permettre par leur (ré)activation de fracturer localement le compartiment de cataclasite imperméable du FC des structures majeures et donc un transfert latéral pour les fluides dans les compartiments de DZ situés de part et d'autre (Fig. 2.70). Les zones d'intersection de failles sont reconnues dans la littérature pour être des zones particulièrement favorables aux transferts de fluides par rapport aux segments de failles majeures non-affectés par d'autres structures secondaires (e.g. Rowland and Sibson, 2004; Faulds and Hinz, 2015; Moeck et al., 2015 ; voir section 1.3.1.3).

Ainsi, la géométrie des différentes unités du réservoir de socle fracturé est autant contrôlée par les failles majeures accommodant l'extension du rift que par l'activité de structures secondaires obliques. Celles-ci vont donc jouer un rôle de drain hydraulique dans le fonctionnement d'un réservoir de socle fracturé multi-compartimenté par plusieurs failles majeures subparallèles.

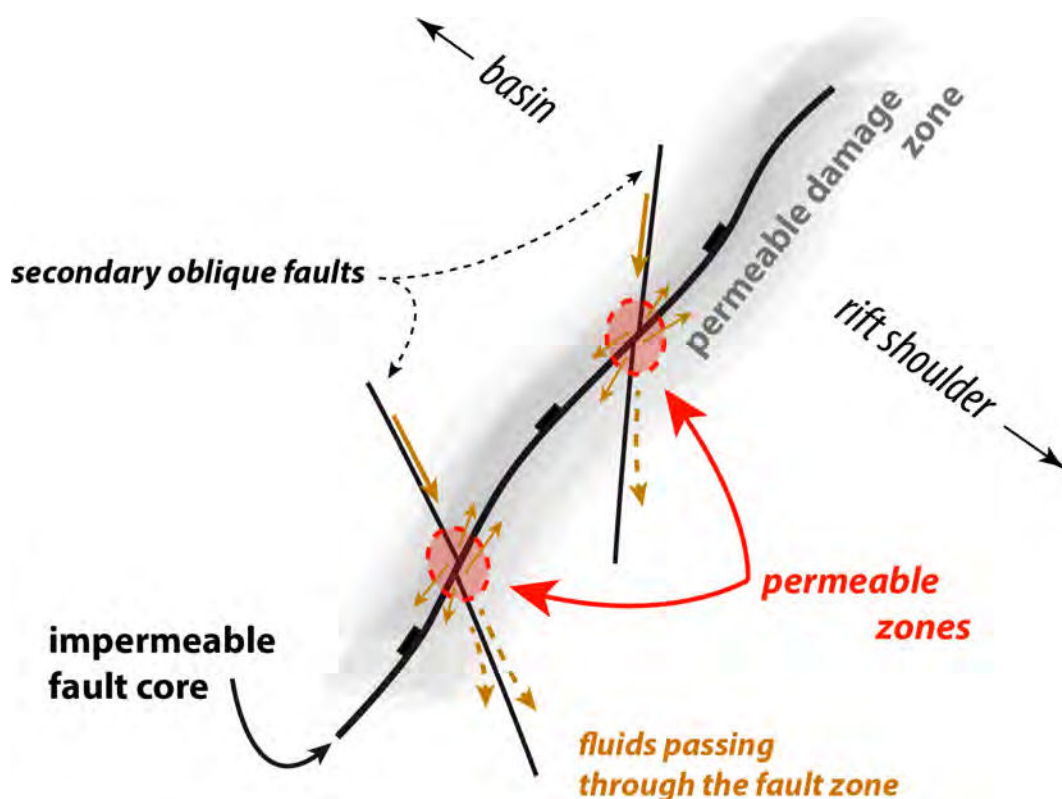


Figure 2.70 : Représentation schématique d'intersections entre les compartiments de zone endommagée (perméable) et de cœur de faille (imperméable) d'une faille majeure et plusieurs failles secondaires obliques. La déformation produite par la (ré)activation des failles secondaires au niveau du cœur de faille imperméable permet localement aux circulations de fluides de traverser latéralement cette structure majeure.

Le second élément constitutif de ce système de réservoirs de socle potentiel correspond aux unités du toit du socle ayant subi une forte altération supergène avant d'être enfouies et préservées dans le bassin sous la couverture sédimentaire lacustre. La nature pétrographique et la pré-structuration (ex.: schistosité) du socle contrôlent fortement le développement de cette altération. Ce réservoir altéré est caractérisé par une faible épaisseur mais peut s'étendre sur une très large superficie de plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Sur une épaisseur totale de quelques dizaines de mètres, ce réservoir altéré composite est constitué de plusieurs horizons subhorizontaux caractérisés par des propriétés de transfert et de stockage différentes mais toutes à fort potentiel. La répartition de cet horizon est fortement contrôlée par l'évolution géomorphologique du socle et les processus d'érosion liés au fonctionnement du rift. Ainsi, dans le meilleur des cas, l'ensemble du profil observé en surface est préservé dans le bassin. Les horizons supérieurs de type saprolite représentent alors des volumes importants ayant une porosité de matrice de l'ordre de 30% et une forte perméabilité jusqu'à 1 D d'après les mesures réalisées dans le socle cristallin altéré. Les horizons inférieurs de type saprock sont caractérisés par une porosité planaire de fractures et de fissures de 10-15% et une perméabilité jusqu'à 500 mD dans les structures les plus ouvertes. Les processus d'altération supergène permettent généralement de développer dans ces horizons plusieurs familles de joints et de fractures sub-verticales et subhorizontales, qui vont favoriser les transferts de fluides latéraux dans le réservoir altéré (e.g. *Ehlen, 2002*). Dans le cas où seuls les horizons inférieurs de type saprock sont préservés comme le suggère les forages réalisées dans le secteur nord du lac Albert, les propriétés de ce profil d'altération partiel représente malgré tout un fort potentiel de réservoir. Enfin, les observations réalisées en surface montrent que l'épaisseur des horizons altérés de socle est localement plus importante au niveau de structures fragiles sub-verticales préexistantes. De telles structures permettent aux fluides météoriques de pénétrer plus profondément dans le socle et de développer l'altération supergène plus profondément. Ce phénomène est décrit dans la littérature comme une « altération en halo », pouvant s'étendre localement autour d'une structure jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur de part et

d'autres de celle-ci (e.g. Dewandel et al., 2011; Place et al., 2016 ; voir section 1.3.2). L'interaction des processus d'altération supergène avec la présence de failles préexistantes permet donc d'augmenter localement l'épaisseur du réservoir altéré.

Les propriétés et géométries des deux types d'éléments constitutifs du système potentiel de réservoirs décrites ci-dessus suggèrent que les différentes unités de socle altéré et fracturé contribuent à la migration ainsi qu'au stockage des hydrocarbures. Le schéma de circulations d'hydrocarbures illustré sur la figure 2.72 propose différents chemins de migration depuis la zone de maturation au centre du lac jusqu'aux différents blocs structuraux délimités par les failles majeures liées au rift. Ces chemins de migration permettent notamment d'expliquer l'existence des résurgences d'hydrocarbures observées sur l'épaule orientale du rift du lac Albert.

Les géométries observées dans les deux types de réservoirs indiquent que les profils d'altération localisés au toit du socle favorisent les transferts latéraux de fluides, tandis que les zones de failles favorisent plutôt les transferts verticaux le long des blocs structuraux qu'elles délimitent. Les transferts latéraux à travers le compartiment imperméable de FC de ces zones de failles se produisent localement dans les zones d'intersection avec d'autres structures tectoniques secondaires obliques.

Outre un enfouissement rapide de roches mères sous la « fenêtre à huile » et une maturation d'hydrocarbures, l'activité tectonique de ce bassin joue un rôle central sur le fonctionnement d'un tel système de réservoir de socle (Fig. 2.71). Les différentes failles qui affectent à la fois le socle et les formations sédimentaires lacustres contrôlent les différents chemins de migration des hydrocarbures jusqu'aux unités de réservoir de socle. La déformation accommodée par ces failles permet :

- dans le cas des structures majeures à fort rejet, de juxtaposer latéralement ces niveaux sédimentaires aux blocs structuraux de socle. Les hydrocarbures peuvent alors directement migrer latéralement dans les compartiments de DZ de ces failles et saturer le réservoir fracturé (cf. chemin A, Fig. 2.71).

- dans le cas de structures mineures à plus faible rejet, de connecter ces niveaux sédimentaires au socle sous-jacent par des transferts verticaux le long des compartiments de DZ (cf. *chemin B*, Fig. 2.71). De tels transferts vers le bas sont possibles à travers la fracturation des DZ grâce aux gradients de pression qui peuvent s'exercer au niveau de ces structures tectoniques, du fait des mouvements verticaux que celles-ci génèrent dans le bassin. De plus, un phénomène de migration verticale depuis la roche mère directement dans les unités sédimentaires et de socle sous-jacentes est également possible.

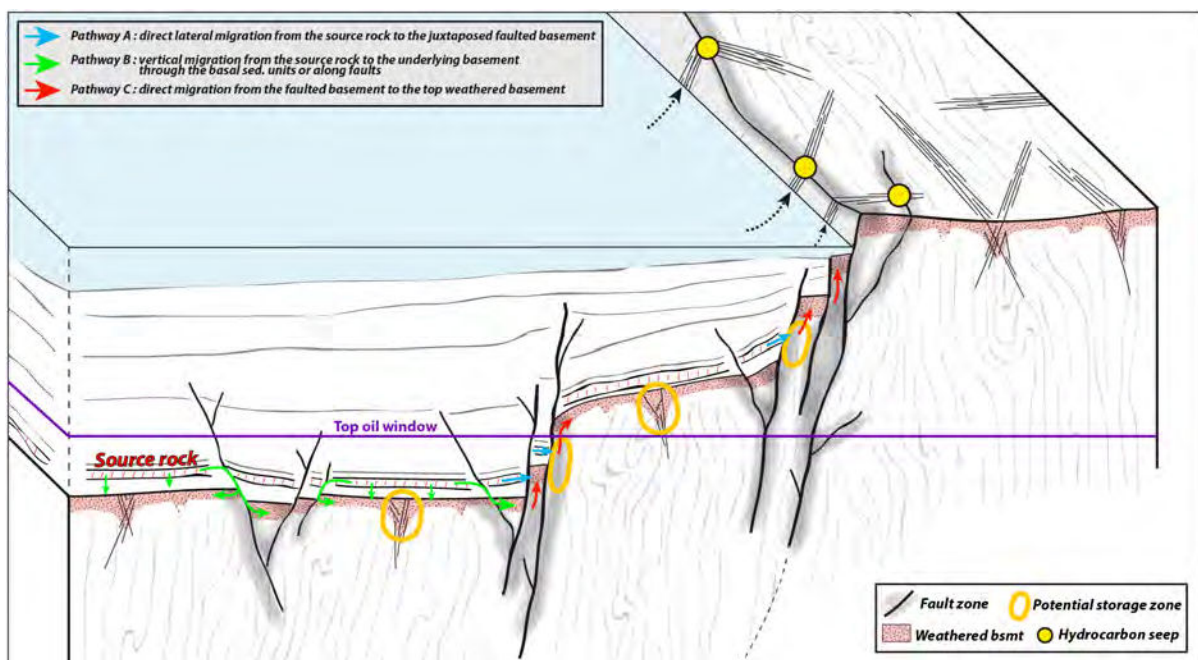


Figure 2.71 : Modèle géologique conceptuel d'un système pétrolier à réservoir de socle développé en bordure de rift. Les formations de roche-mère suffisamment enfouies dans le bassin permettent une maturation et une migration d'hydrocarbures. Trois types de chemins de migrations sont identifiés (voir texte) et permettent aux hydrocarbures de migrer jusqu'aux unités réservoirs situées au toit du socle altéré et dans les zones endommagées des failles majeurs. Ces chemins permettent d'expliquer les résurgences d'hydrocarbures identifiées en surface dans le socle fracturé de la bordure du rift

Au niveau des parties sommitales de blocs structuraux recoupés par ces zones de failles, les compartiments de DZ sont directement connectés aux horizons de socle altéré. Ces zones de connexion permettent alors aux hydrocarbures de migrer latéralement depuis la zone de failles dans le réservoir altéré qui surmonte ces blocs structuraux (cf. *chemin C*, Fig. 2.71). Ces zones de connexion s'étendent sur une grande distance équivalente à l'extension des failles recoupant ces horizons altérés.

Afin que ce système multi-compartimenté de réservoirs puisse se développer et piéger les hydrocarbures, une des formations sédimentaires proches du toit du socle doit présenter les propriétés d'une roche de couverture. Dans le cas où cette formation de couverture recouvre directement le toit du socle, celle-ci permet de piéger les hydrocarbures dans le réservoir de socle altéré et fracturé, après leur migration au niveau de différentes failles. De plus, si cette roche de couverture est située « stratigraphiquement » au-dessus de formations sédimentaires basales présentant également des propriétés de réservoir, la capacité de stockage des hydrocarbures peut alors être augmentée en combinant les volumes poreux des deux unités de socle et de ces sédiments basaux.

En termes de capacité de stockage, les porosités secondaires de matrice et de fractures du profil d'altération supergène du toit du socle sont nettement plus importantes que la porosité de fracture des DZ des zones de failles. L'épaisseur de plusieurs dizaines de mètres de ces niveaux altérés, associée à une superficie de plusieurs kilomètres carrés, permet de développer des volumes importants pour un réservoir, similaires à ceux de réservoirs sédimentaires silicoclastiques plus conventionnels par exemple (*Morse, 1994*). De plus, les phénomènes d'« altération en halo », localisé au niveau de zones de failles préexistantes à l'altération supergène, augmentent localement au cœur des blocs structuraux l'épaisseur de ces réservoirs jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Les zones partageant les effets des processus d'altération supergène et de déformation fragile correspondent donc à des zones à très fort potentiel d'accumulation et sont donc les plus favorables pour abriter un gisement économique d'hydrocarbures dans le socle (Fig. 2.71). Néanmoins, l'épaisseur de la DZ de plusieurs centaines de mètres, associées à l'extension de plusieurs dizaines de kilomètres des failles majeures permet de également de développer un important volume de stockage, naturellement piégé entre les compartiments de FC et de protolithe des blocs structuraux. Ces réseaux de fractures fortement connectés représentent donc également des zones potentielles d'accumulation d'hydrocarbures.

Ce modèle conceptuel permet donc de proposer ce schéma général de migration des hydrocarbures depuis leur source jusqu'aux différents réservoirs de socle altéré et fracturé développés en bordure de rift. Ce contexte géologique permet de compartimenter un tel système de réservoirs en plusieurs blocs structuraux délimités par différentes failles majeures subparallèles. Ces zones de failles et zones de socle altéré jouent finalement un rôle différent dans les transferts d'hydrocarbures entre ces blocs structuraux jusqu'à leur piégeage. Les zones de failles, et notamment leurs intersections avec d'autres structures obliques, permettent à ces fluides d'être transférés d'un bloc structural à un autre au niveau de leur interface (Fig. 2.70). Les zones d'altération du socle permettent quant à elles aux hydrocarbures de traverser l'intégralité d'un bloc structural non déformé en son cœur via ces niveaux poreux superficiels.



Chapitre III. La fracturation du socle anté-rift du domaine proximal de la marge d'Ifni (Maroc)

1. Histoire géologique régionale et présentation de la zone d'étude

1.1. Contexte géologique de l'Anti-Atlas actuel et de la marge atlantique marocaine

1.1.1 Cadre géologique général

- Généralités

Le domaine de l'Anti-Atlas (AA) s'étend au sud du Maroc sur plus de 700 kilomètres selon un axe ENE-WSW, depuis l'océan Atlantique jusqu'en Algérie, avec une largeur de l'ordre de 100-150 kilomètres et une altitude moyenne de 1500 mètres environ (Fig. 3.1). Ce domaine est délimité au nord par une structure régionale, la faille sud-atlasique ou « South Atlas Fault » (SAF), ainsi que par plusieurs bassins sédimentaires d'âge néogène, le séparant de la chaîne du Haut-Atlas. La limite sud est plus diffuse, où le domaine semble être rattachée au Craton Ouest-Africain (WAC). Les chaînes de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas représentent les deux domaines majeurs dans lesquels les terrains précambriens marocains affleurent. Dans le cas du domaine anti-atlasique, ces terrains précambriens affleurent de manière isolée selon plusieurs structures complexes appelées « boutonnières » au travers d'une couverture paléozoïque déformée. Elles sont distribuées le long de deux failles régionales majeures, la SAF et la faille principale de l'AA, appelée « Anti-Atlas Major Fault » (AAMF). Plus d'une douzaine de ces « boutonnières » sont observées dans l'Anti-Atlas, dont les principales en termes de superficie sont celles du Saghro, de Bou Azzer, du Siroua, de Zenaga, de Kerdous ou d'Ifni (Fig. 3.1).

La chaîne de l'AA est divisée en deux domaines structuraux situés de part et d'autre de la AAMF. Cette structure majeure d'orientation moyenne E-W s'étend depuis l'ouest du massif de Siroua où elle se branche sur la SAF jusqu'à la frontière est du Maroc. Elle délimite un domaine sud où affleurent un socle paléoprotérozoïque éburnéen de nature cristalline et méta-sédimentaire, ainsi que des unités néoprotérozoïques de nature sédimentaire et magmatique liées à l'orogénèse

panafricaine d'un domaine nord oùaffleure un socle néoprotérozoïque composé de roches de croûte océanique et d'arc volcanique, métamorphisées durant l'orogénèse panafricaine.

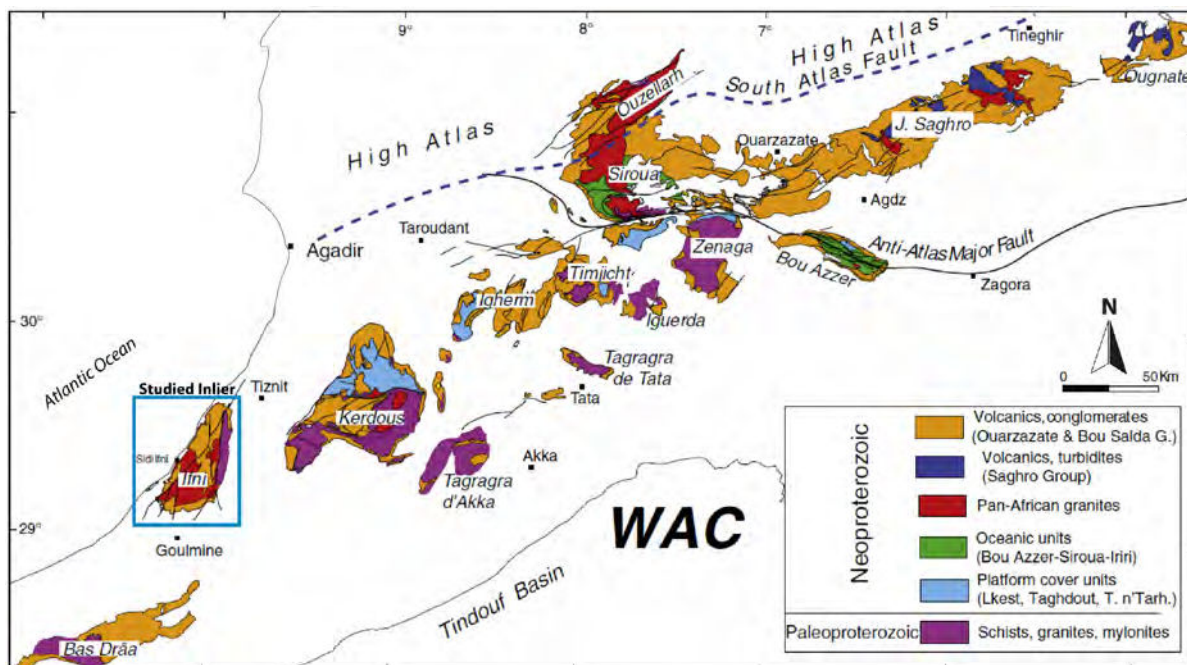


Figure 3.1 : Carte géologique schématique des « boutonnières » précambriennes de la chaîne de l'Anti-Atlas (modifiée d'après Gasquet et al., 2008).

- La position de l'Anti-Atlas par rapport au craton Ouest-Africain (WAC)

La bordure sud de l'AA constitue l'extrémité nord du WAC, constitué lui-même de deux boucliers archéens-paléoprotérozoïques séparés par des bassins sédimentaires intra-cratoniques (Ennih and Liégeois, 2001; Schofield and Gillespie, 2007) (Fig. 3.2). Le WAC a été assemblé durant l'orogénèse éburnéenne il y a ~2.0 Ga. Ennih & Liégeois (2001) interprètent l'AA comme une ancienne marge passive du craton avant accréation d'autres terrains à partir du Néoprotérozoïque. La SAF au nord de l'AA est ainsi suggérée comme étant la limite nord du craton. Cette SAF aurait alors fortement absorbé la déformation des orogénèses varisque et alpine, limitant sensiblement son effet dans les terrains situés au sud de celle-ci.

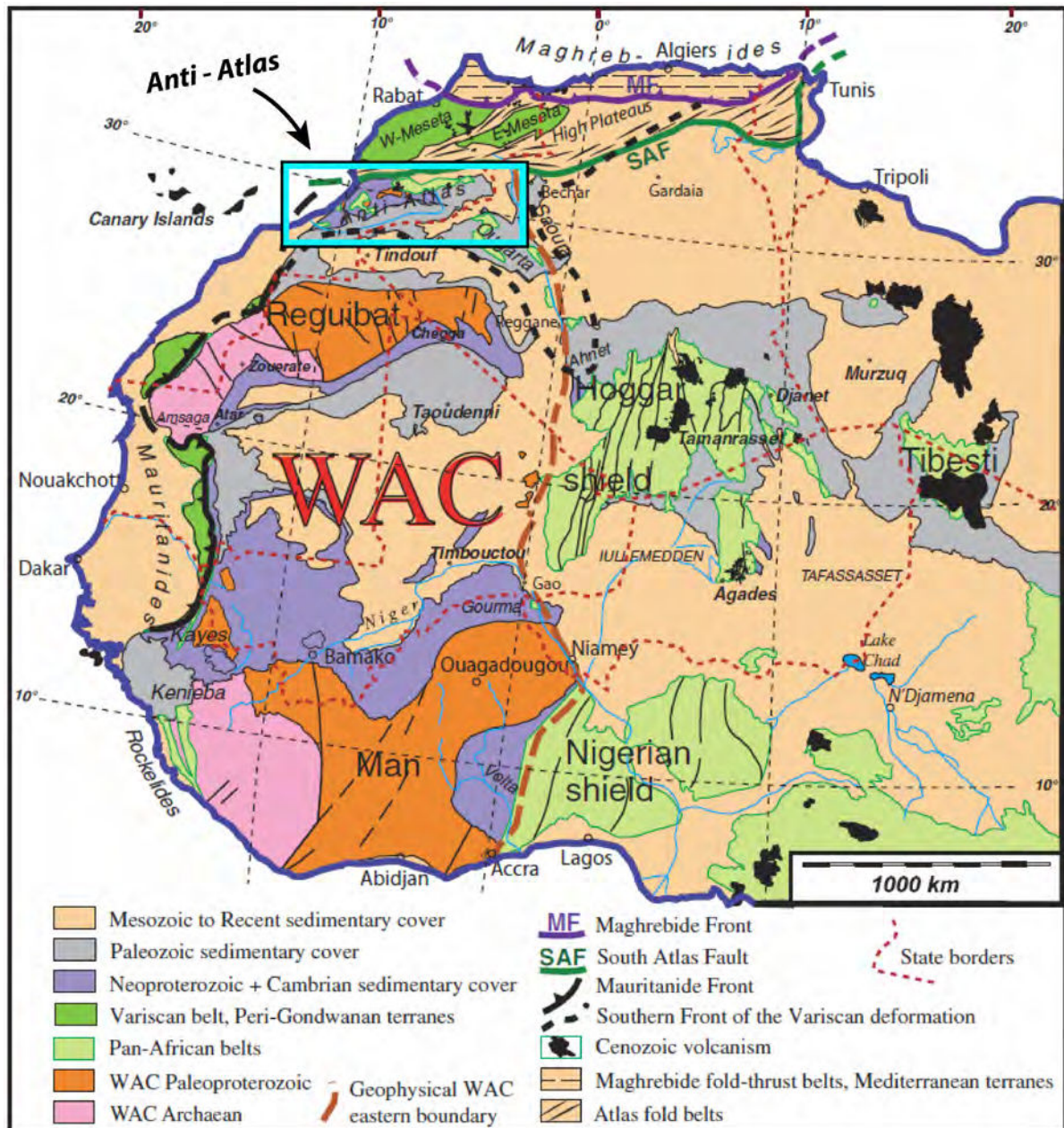


Figure 3.2 : Carte structurale générale du nord-ouest de l'Afrique, centrée sur le WAC. L'AA correspond à la limite nord du WAC (d'après Michard et al., 2008).

- L'origine du relief actuel de l'Anti-Atlas

Contrairement à la topographie des autres chaînes atlasiques marocaines dont l'origine est principalement liée au raccourcissement crustal exercé au nord par la convergence Afrique-Eurasie, celle de l'AA semble avoir une origine plus profonde, liée notamment à la position de cette chaîne par rapport au WAC. A partir de plusieurs études mettant en évidence l'absence de racine crustale sous l'AA (Makris et al., 1985;

Wigger et al., 1992) ou un amincissement lithosphérique (Frizon De Lamotte et al., 2004), Missenard et al. (2006) proposent d'expliquer la haute altitude moyenne de l'AA par des processus asthénosphériques. Ces auteurs s'appuient notamment sur la modélisation d'une remontée asthénosphérique, construite à partir de différentes données (topographie, géoïde, gravimétrie) et interprétée comme le résultat d'un panache mantellique développé durant le Miocène au niveau de la bordure septentrionale du WAC. Cette hypothèse suggère donc une faible influence de l'orogénèse alpine sur l'AA.

1.1.2 La stratigraphie précambrienne de l'Anti-Atlas

La diversité des terrains précambriens de l'AA, datant du Paléoprotérozoïque au Néoprotérozoïque supérieur implique une classification stratigraphique sous forme de grands ensembles. Historiquement, la classification chronostratigraphique proposée par Choubert (1963) distinguait 3 grands ensembles dans l'AA : l'ensemble PI correspondant aux unités paléoprotérozoïques de socle cristallin ou para-dérivé ; l'ensemble PII correspondant aux unités méta-sédimentaires datant du Néoprotérozoïque inférieur ou moyen ; l'ensemble PIII correspondant aux unités du Néoprotérozoïque supérieur, de nature volcano-sédimentaire ou magmatique intrusive. En accord avec les recommandations de l' « International Union of Geological Sciences » et de l' « International Commission on Stratigraphy », une nouvelle nomenclature de type lithostratigraphique a été proposée par Thomas et al. (2004), distinguant un ensemble de socle et deux « super-groupes » présentés ci-dessous (Fig. 3.3).

Volcano–sedimentary rocks	Intrusive igneous rocks (descriptive)	Kerdous and Bas Dra Inliers	Sirwa/Bou Azzer inlier	Sarhro Inlier	Old symbols	Age and setting
	Basalt/gabbro	Takartat Suite Ait Baha, Anzi, Tanalt, Flyzirt, Oufoud, Jbel Guir and Taarothfate Groups	Tiouin, Bouljama, Tafrant Groups, Achkoukchi Complex, Aghbar Formation Toufghrane Suite	Imlas, Mancour Subgroups Tabghourt Suite	PIII PIII	Transtension? 580–545 Ma: extensional molasse with caldera complexes
	Syn-Ouarzazate granites HKCA granitoids	Guellba Suite	Assarag Suite	Bardouz Suite	PIII	615–580 Ma: Post-tectonic granitoids
		Tafrawt, Ansi Groups	Bou Salda Group	Mgouna Group	PII ² or PIII	605 Ma: Strike slip pull-apart basins
<i>Ouarzazate Supergroup</i> "precursor rocks"						~660 Ma
			Pan-African Accretion Orogeny		PII ² or PIII ³ PII ² PII ²	~700 to 660 Ma: Flysch basin ~780 Ma: extension ~800 to 700 Ma: Passive margin, ocean floor, arc
Anti-Atlas Supergroup	Dolerite,gabbro Plagiogranite in Bou Azzer Group	Sarhro Group Toudma Suite Jebel Lkst Group	Ifzwane Suite Taghdout, Bou Azzer, Iriri Groups	Un-named Taghdout, Bou Azzer Groups		
			Very long time interval			
Basement complexes	Granitoids Schists	Kerdous, Draa Complexes: Tazeroualt and Mechebbouk Suites Had-n-Tahala and Draa Groups	Zenaga Complex: Tazenacht Suite Zenaga Group	Not present	PI	~2200 to 2035 Ma: Eburnian basement

Figure 3.3 : Nomenclature lithostratigraphique des unités de socle précambrien de l'AA. HKCA : « High-K cal-alkaline granitoids ». (d'après Thomas et al., 2004).

- Le socle protérozoïque

Les éléments de socle paléoprotérozoïque et mésoprotérozoïque affleurent uniquement dans les « boutonnières » situées au sud-ouest de la SAF, dans l'AA central et occidental (Fig. 3.1). Selon la classification lithostratigraphique de Thomas et al. (2004), le socle protérozoïque est constitué des plus anciennes roches de l'AA (Fig. 3.3). Il correspond à l'ensemble majeur anciennement appelé Précambrien I (PI) par Choubert (1963). Il est composé de diverses lithologies magmatiques et métamorphiques de différents degrés (métasédiments, schistes, paragneiss, granites, orthogneiss, migmatites, etc. ...). Plusieurs études géochronologiques par la méthode U-Pb ont été réalisées sur ces roches, en particulier sur les granites de ce socle. Le granite de Tahala de la « boutonnière » de Kerdous est daté à 2043.9 ± 1.8 Ma (Barbey et al., 2004). Ce granite est intrusif dans des séries de schistes et de quartzites métamorphisés, semblables à celles de la « boutonnière » de Tagragra de Tata, qui présentent des intercalations de dépôts volcaniques datés à 2072 ± 8 Ma (Walsh et al., 2002). La relation structurale entre ce granite de Tahala et son encaissant suggère qu'il est syn-tectonique de la phase de déformation D1 décrite par Hassenforder (1987), qui développe des plis ouverts dont les plans axiaux orientés WNW-ESE sont parallèles à une schistosité régionale. D'autres âges similaires ont été obtenus par Aït Malek et al. (1998) sur des granites des « boutonnières » d'Igherm (2050 ± 6 Ma) et du Bas Drâa (1987 ± 20 Ma), par Walsh et al. (2002) sur des granites de la « boutonnière » de Tagragra de Tata (2046 ± 7 Ma et 2041 ± 6 Ma), ou encore par Gasquet et al. (2004) sur des granites des « boutonnières » de Tagragra d'Akka et de Kerdous (2047 ± 2 Ma, âge moyen). Tous ces âges attestent de la présence d'un événement tectono-magmatique identifié initialement dans l'AA marocain par Charlot (1982). Ces granites et autres roches intrusives sont des produits de l'événement tectono-magmatique paléoprotérozoïque éburnéen, reconnu en de nombreux autres endroits à travers le WAC, tel que dans le bouclier de Reguibat situé en Mauritanie et au Sahara Occidental (Fig. 3.2) (Bertrand and de Sa, 1990; Gasquet et al., 2008). D'autres analyses géochimiques (Rb-Sr, Sm-Nd) montrent que ces granites éburnéens sont issus de

sources mantelliques, ainsi que de matériaux crustaux recyclés (*Mortaji et al., 2000; Barbey et al., 2004; Gasquet et al., 2004*). Ces mêmes auteurs suggèrent à partir de ces analyses que, avant de faire partie du WAC, l'Anti-Atlas était au Paléoprotérozoïque une zone d'accrétion située à proximité d'un craton continental archéen.

Le socle paléoprotérozoïque semble avoir évolué par la suite durant le Mésoprotérozoïque en bordure du WAC au cours d'une longue période de calme tectonique. Les seuls événements tectono-magmatiques connus à ce jour correspondent à des réseaux de dykes, mis en place durant deux phases principales, respectivement datées à 1750 Ma et 1380 Ma. (e.g. *El Bahat et al., 2013; Youbi et al., 2013*).

- Le « super-groupe » de l'Anti-Atlas

Le super-groupe de l'Anti-Atlas correspond aux formations discordantes néoprotérozoïques, antérieures à la collision panafricaine, datant d'une période comprise entre 800 et environ 660 Ma. Les unités de ce super-groupe reflètent un cycle extension-océanisation-subduction anté-panafricain. Selon la classification lithostratigraphique de *Thomas et al. (2004)*, ce super-groupe est subdivisé en plusieurs sous-groupes observés à différents endroits à travers l'AA (Fig. 3.3) (e.g. Taghdout, Bou Azzer, Iriri). Ces sous-groupes peuvent présenter d'importantes variations latérales de faciès. Ces différentes séries, bien que très différentes, portent toute une signature de matériaux océaniques obductés tels que des sédiments pélagiques, des ophiolites ou des roches d'arcs insulaires (*Gasquet et al., 2008*).

Au sommet de ce super-groupe repose de manière discordante le groupe de Sarhro montrant une transition de faciès turbiditiques à détritiques qui marque le changement géodynamique majeur qu'est la fermeture du bassin et le début de la compression panafricaine, dont le paroxysme est daté autour de 660 Ma (*Thomas et al., 2002*).

- Le « super-groupe » de Ouarzazate

Après un arrêt de la sédimentation dans l'AA entre 660 et 615 Ma, le super-groupe de Ouarzazate se met en place en discordance durant le Néoprotérozoïque supérieur (l'Ediacarien) (Thomas et al., 2004). Ce super-groupe correspond à un ensemble volcano-sédimentaire complexe, associé à un cortège intrusif de granitoïdes et de dykes riches en potassium, tous de signature géochimique calco-alcaline à alcaline (Fig. 3.3). L'ensemble de ces unités n'est pas affecté par la convergence panafricaine mais semble avoir été mis en place dans un contexte transtensif post-collisionnel (Soulaïmani and Piqué, 2004). De nombreuses études géochronologiques ont été menées sur ces formations intrusives, donnant des âges compris entre 600 et 550 Ma (Gasquet et al., 2008 and ref. therein). L'événement magmatique majeur que représente ce super-groupe de Ouarzazate est associé à une intense activité hydrothermale à l'origine de plusieurs gîtes métallogéniques de l'AA tels que les gisements de Imiter (Ag, Hg), Bou Madine (Cu, Pb, Zn, Au, Ag) ou Bou Azzer (Co, Ni, As, Ag, Au) (Gasquet et al., 2005).

Suite à l'arrêt du volcanisme et du début de la subsidence thermique de l'orogène panafricain à environ 550 Ma, le domaine anti-atlasique entre alors dans une phase d'érosion et de submersion. Le super-groupe de Ouarzazate est alors recouvert par des séries conglomératiques à composante carbonatée du Néoprotérozoïque terminal au Cambrien, connues sous le nom d'« Adoudounien » (Gasquet et al., 2008).

1.1.3 L'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas et de la marge atlantique marocaine

L'évolution tectonique paléoprotérozoïque de l'AA est peu décrite dans la littérature actuelle et très peu contrainte. La littérature existante est issue principalement d'études géochimiques et géochronologiques, mettant en évidence notamment un événement géodynamique et magmatique majeur d'âge éburnéen (~2045Ma), contemporain d'une période d'accrétion continentale (Barbey et al., 2004) (voir section III.1.1.2). A partir du Néoprotérozoïque, l'histoire géodynamique de l'AA

est bien mieux caractérisée, composée d'une succession de plusieurs cycles orogéniques et de phases de réactivation de structures préexistantes. Cette évolution géodynamique depuis le cycle orogénique panafricain jusqu'à aujourd'hui est synthétisée par Soulimani et al. (2014) (Fig. 3.4).

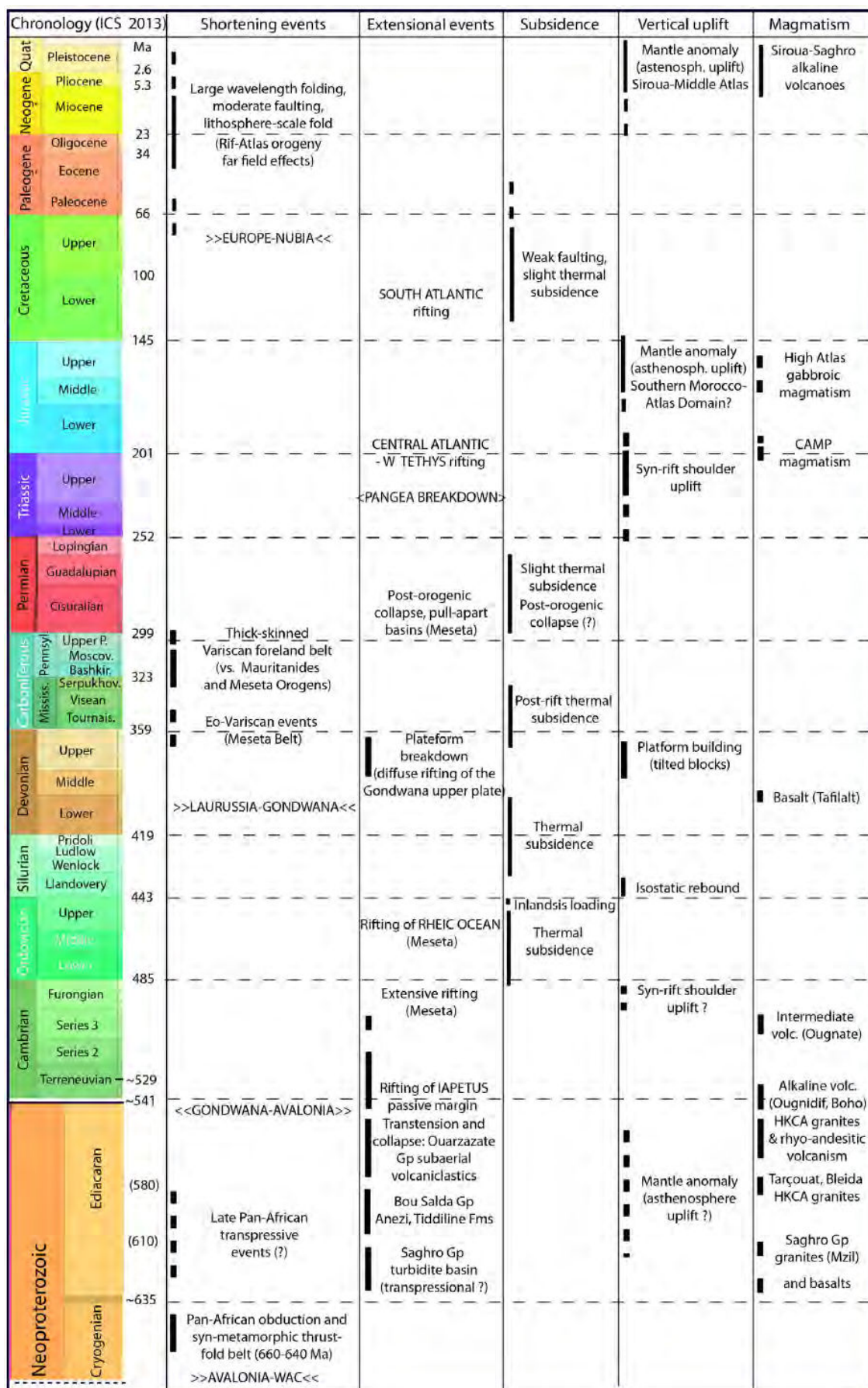


Figure 3.4 : Charte tectonique du domaine anti-atlasique depuis le cycle orogénique panafricain néoproterozoïque jusqu'à aujourd'hui (d'après Soulaimani et al., 2014).

-
- L'orogénèse panafricaine dans l'Anti-Atlas

L'épisode orogénique panafricain a fait l'objet de plusieurs synthèses générales (Li et al., 2008) ou plus spécifiques à l'AA (Gasquet et al., 2005, 2008). Ce cycle orogénique (~900-550Ma) implique la convergence du WAC avec d'autres « terranes » précambriennes et s'étend de ~900 à 550Ma. La phase de collision de ce cycle est à l'origine des deux accidents majeurs de l'AA actuel, l'AAMF et la SAF (Fig. 3.1 et 3.5a). Ces structures d'orientation ENE-WSW à E-W, formées au paroxysme de la collision autour de 660 Ma, ont accommodé l'accrétion des terrains d'affinité océanique du super-groupe de l'AA, obductés sur le socle paléoprotérozoïque de la bordure nord du WAC. Au centre de la chaîne anti-atlasique, à proximité de ces structures et notamment de l'AAMF, les chevauchements panafricains sont reconnus comme structures tectoniques dominantes. Au sud de l'AAMF où la déformation semble avoir été moins intense, les structures majeures correspondent à des structures réactivées le long de zones de déformation préexistantes éburnéennes (Hassenforder and Michard, 1987; Gasquet et al., 2005; Soulaymani et al., 2014). Malgré une direction de collision orogénique NNW-SSE, il semble difficile à partir de la littérature existante d'identifier clairement une orientation dominante pour les structures réactivées dans la partie méridionale de l'AA.

La période de l'Ediacarien au Néoprotérozoïque terminal est généralement considérée comme une phase d'extension post-orogénique, où la chaîne panafricaine est affectée par un régime extensif/transtensif (Fig. 3.5b) (Gasquet et al., 2008). L'extension de cette phase de démantèlement post-orogénique, de l'Ediacarien jusqu'au Cambrien, est alors accommodée par un système de failles normales, visible à travers tout l'AA et pouvant être localement associé à du volcanisme (Soulaymani et al., 2014). L'orientation dominante de ces structures est variable à travers la chaîne anti-atlasique, entre des azimuts NNE-SSW à ENE-WSW (Fig. 3.6). Dans l'ouest de l'AA, un important jeu de failles normales syn-sédimentaires NNE-SSW permet de développer à cette période des architectures en horst et graben avec des dépôts du super-groupe

de Ouarzazate pouvant atteindre 800 mètres d'épaisseur. Ces structures seront notamment réactivées par la suite, lors de l'orogénèse varisque.

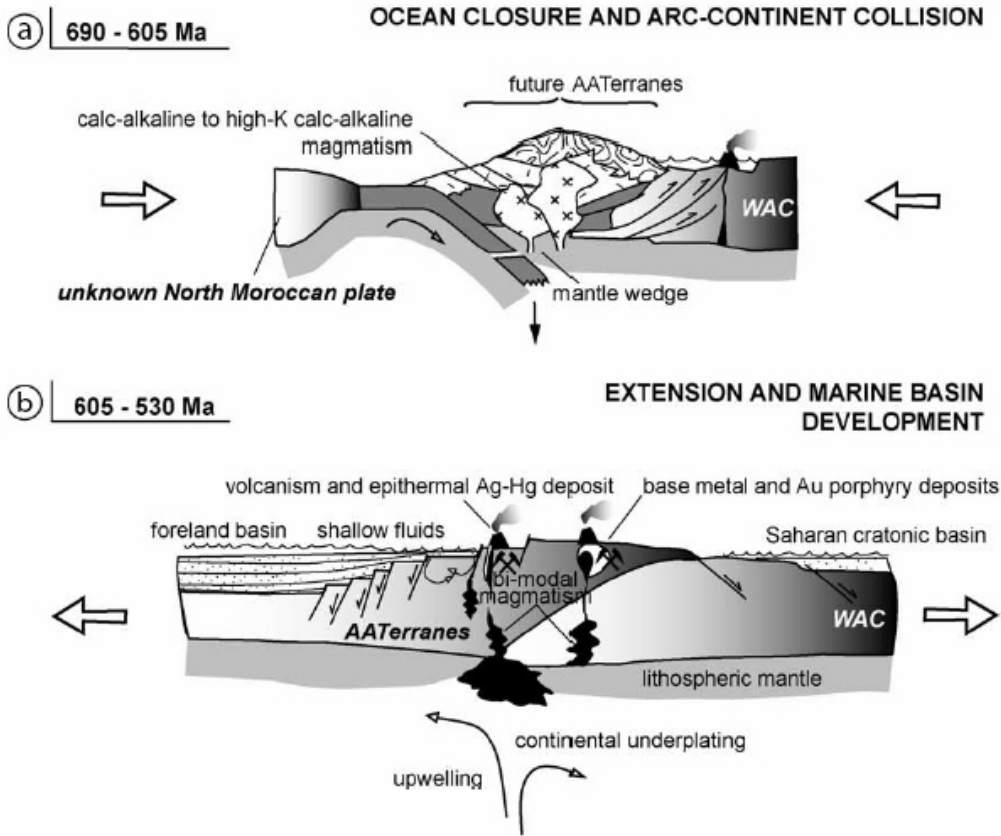


Figure 3.5 : Coupes schématiques des phases de collision (a) et d'extension post-orogénique (b) de l'orogénèse panafricaine de l'AA (modifiée d'après Gasquet et al., 2005).

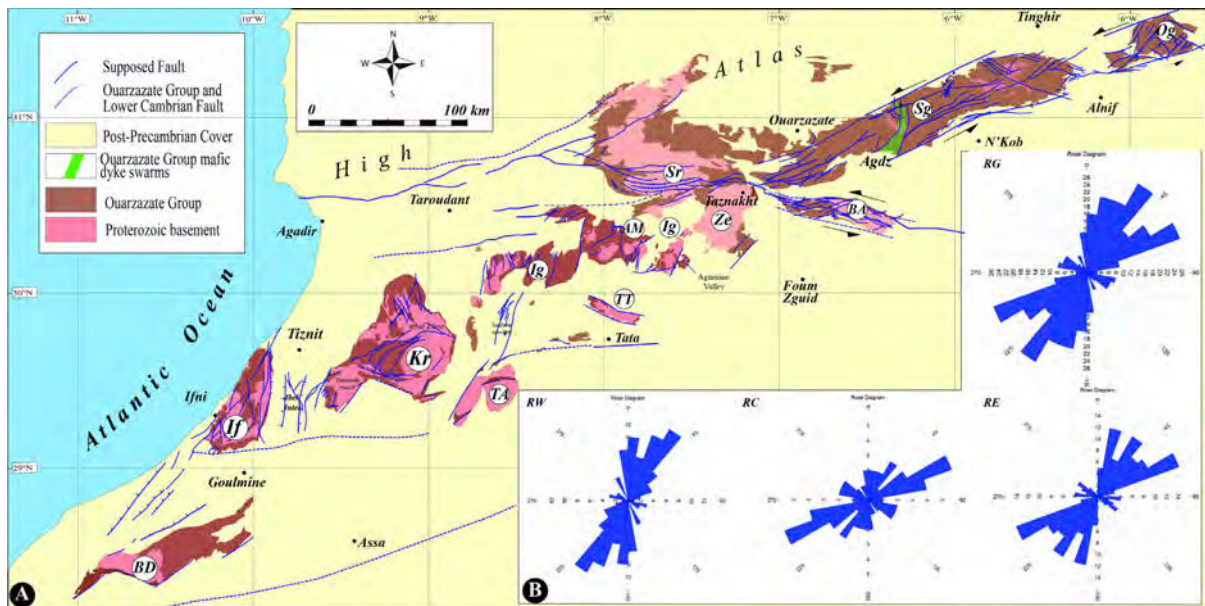


Figure 3.6 : A) Carte structurale des failles principales de l'AA liées à la phase extensive active de l'Édiacarien supérieur jusqu'au Cambrien inférieur. B) Diagrammes de rose représentant l'orientation de ces failles (RG : ensemble de toutes les failles dans l'AA ; RW : failles de l'AA occidentale ; RC : failles de l'AA central ; RE : failles de l'AA orientale) (d'après Soulaymani et al., 2014).

-
- L'Anti-Atlas au Paléozoïque et l'orogénèse varisque

A la suite du démantèlement post-orogénique panafricain, la région de l'AA correspond durant une grande partie du Paléozoïque à un large bassin sédimentaire dont les dépôts subcontinus atteignent des épaisseurs entre 6 et 10 kilomètres (Michard et al., 2008). Plusieurs exemples à travers l'AA montrent que l'accommodation y est alors permise par la réactivation de plusieurs systèmes de structures précambriennes présentes dans le socle, selon une extension complexe et multidirectionnelle (Raddi et al., 2007; Soulimani et al., 2014). Ces dépôts paléozoïques appartiennent à la partie septentrionale de l'énorme bassin sédimentaire non-tectonisé de Tindouf, situé plus au sud au Sahara Occidental et en Algérie. Tous ces enregistrements sédimentaires correspondent globalement à un environnement marin peu profond, avec notamment une dominance des apports détritiques au début (Cambrien) et à la fin (Carbonifère inférieur) de cette période (Wendt, 1985; Destombes and Feist, 1987; Wendt and Belka, 1991). Cette longue période de sédimentation marque en effet la transition entre les deux cycles orogéniques panafricain et varisque. Les dépôts détritiques terminaux de ce bassin paléozoïque marquent donc une convergence et une collision sur le point de se produire.

L'inversion et la phase de compression de l'orogénèse varisque s'est produite vraisemblablement du Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur (Hoepffner et al., 2005). L'absence de sédimentation durant cette longue période d'émersion complexifie les datations relatives dans cette région. Une reconstitution paléogéographique de Burkhard et al. (2006), basée sur d'autres reconstitutions plus globales, propose une collision entre les paléo-continentes Laurussia, Gondwana et d'autres micro-plaques à environ 320 Ma (Fig. 3.7). Une étude réalisée sur les traces de fission de zircons issus du socle protérozoïque de deux boutonnières (Ifni, Kerdous) de l'AA occidental vient confirmer cet âge en mettant en évidence un intense événement thermique de courte durée à 328 ± 30 Ma suivi d'une longue phase de refroidissement, attribués respectivement à la phase de collision et à l'érosion et l'exhumation de l'orogène (Sebti et al., 2009). Hoepffner et al. (2005) suggèrent une

histoire plus complexe avec des âges différents pour la déformation varisque à travers les différentes chaînes atlasiques et au sein même de l'AA. Ces auteurs proposent notamment que la déformation majeure de l'ouest de l'AA se soit produite légèrement plus tard, entre 300-290Ma, que celle de l'AA oriental et des autres chaînes atlasiques plus au nord.

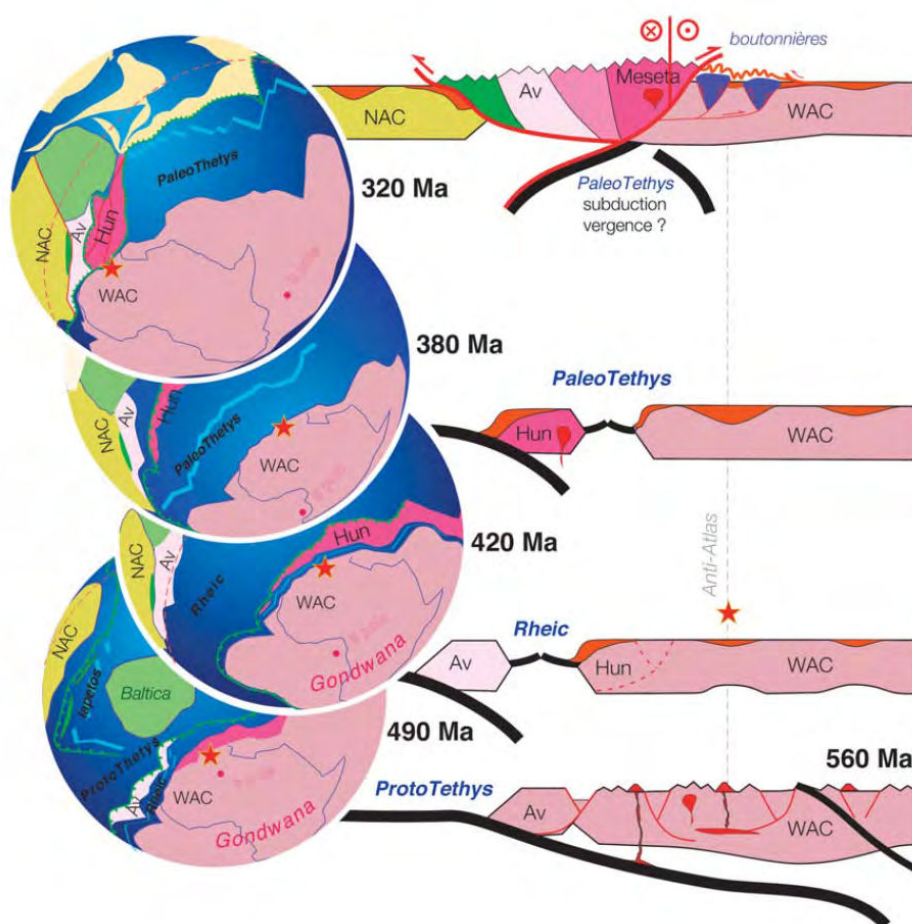


Figure 3.7 : Evolution géodynamique schématique de l'AA (étoile) durant le Paléozoïque à l'échelle globale (« WAC : West African craton ; NAC : North American craton ; Av : Avalonia terrane ; Hun : Hunic terrane ») (modifiée d'après Burkhard et al., 2006).

La déformation varisque au sein du domaine anti-atlasique est relativement limitée en intensité, puisque ce domaine correspondait alors à une partie externe du système orogénique varisque et plus précisément à une chaîne d'avant-pays plissée (Michard et al., 2008). L'orientation moyenne des plans axiaux de ces plis, ainsi que celle des structures fragiles associées évolue d'une orientation dominante NE-SW pour l'AA occidental vers une orientation E-W pour l'AA central et oriental (Fig. 3.8) (Soulaimani et al., 2014). Cette information met en évidence un fort contrôle structural de l'héritage panafricain sur le développement de la déformation varisque, avec une géométrie de l'orientation des structures reproduisant la courbure de la bordure nord

du WAC. Le raccourcissement de cette chaîne plissée paléozoïque, ponctuée par ces structures majeures de socle protérozoïque que sont les boutonnières, n'est associé qu'à un métamorphisme de bas degré (Ruiz et al., 2008). Plusieurs descriptions très détaillées de la tectonique varisque de l'AA ont été proposées (Soulaïmani et al., 1997; Helg et al., 2004; Burkhard et al., 2006; Michard et al., 2010). Ces auteurs mettent en évidence : (i) un plissement poly-harmonique lié à la présence de plusieurs niveaux de décollement, eux-mêmes induits par les variations rhéologiques entre les différentes unités de socle protérozoïque et de sédiments paléozoïques ; (ii) un raccourcissement d'environ 30 kilomètres, variable en fonction des niveaux de décollement sélectionnés pour les reconstitutions (Fig.3.9a) ; (iii) l'existence d'un niveau de décollement intra-crustal profond, à environ 25 kilomètres, associé à l'inversion de paléo-failles normales majeures, particulièrement actives durant l'extension paléozoïque et permettant le « pop-up » des boutonnières de socle protérozoïque de l'AA. L'ensemble de ces données est synthétisé sur une coupe de l'AA occidental (Fig.3.9b).

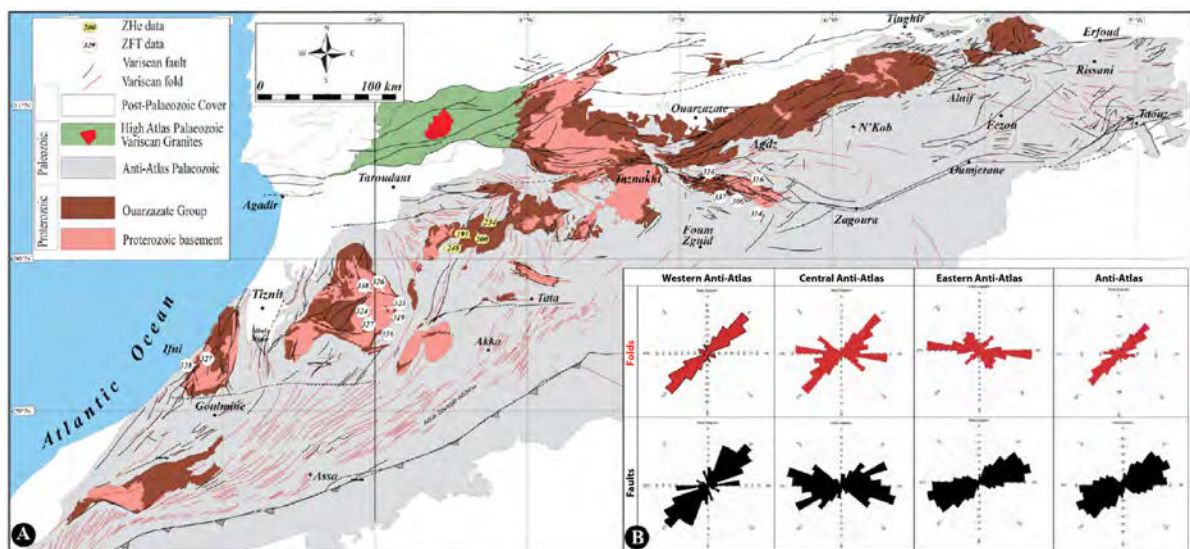


Figure 3.8 : A) Carte structurale des plis et failles caractérisant le domaine varisque de l'AA. B) Diagrammes de rose représentant l'orientation de ces structures (d'après Soulaïmani et al., 2014).

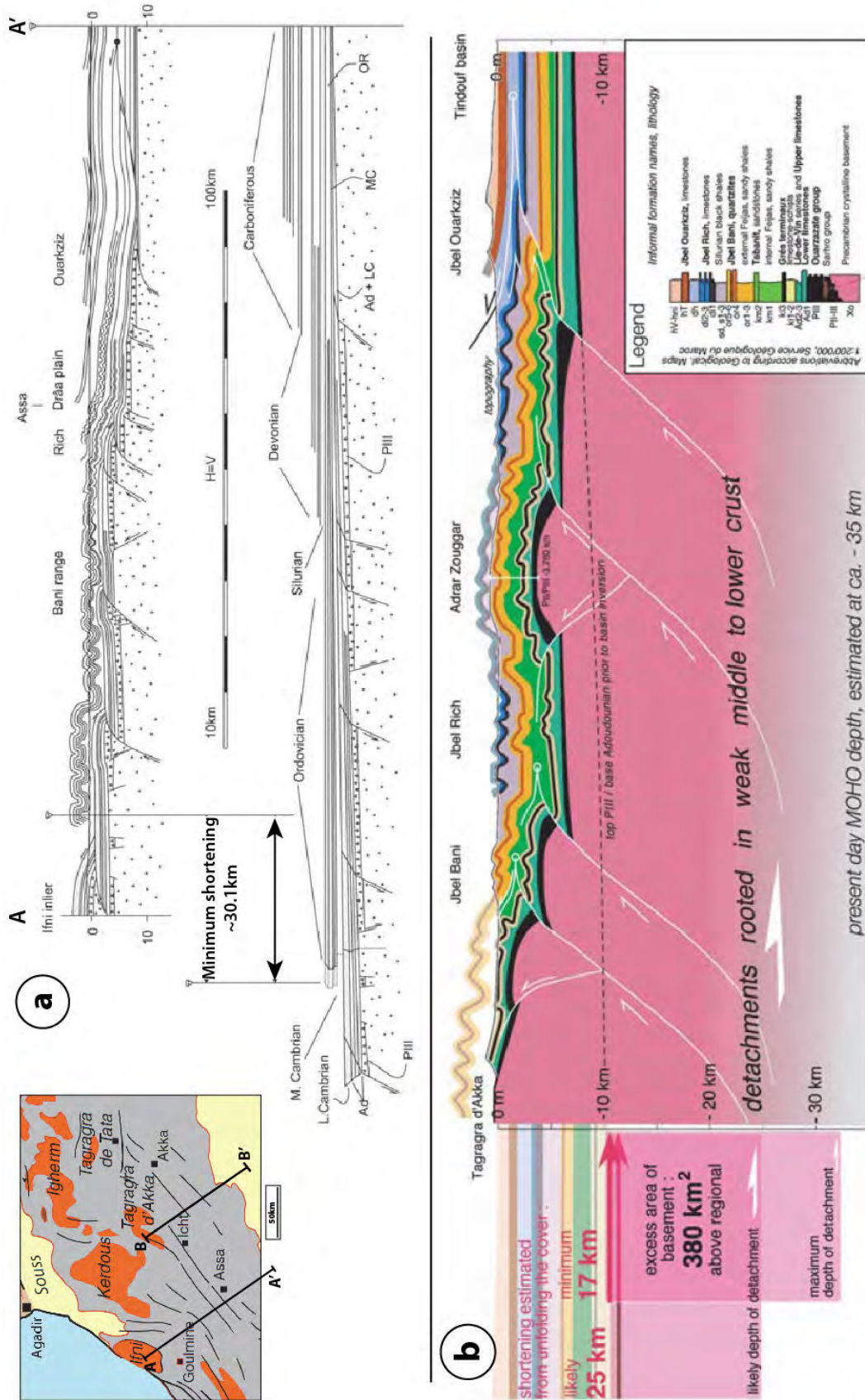


Figure 3.9 : Coupes NW-SE à travers le domaine varisque de l'AA occidentale. a) Coupe associée à une section rétro-déformée du bassin sédimentaire paléozoïque plissé, montrant un raccourcissement horizontal minimum d'environ 30 km (modifié d'après Helg et al., 2004). b) Section mettant en évidence l'existence de failles majeures, associée à un niveau de décollement crustal à environ 25 km de profondeur, permettent le développement des structures en « boutonnères » (d'après Burkhard et al., 2006).

Ainsi, la déformation varisque dans l'AA est relativement limitée, par rapport à celle des zones plus au Nord, notamment du domaine des Mesetas, non-décrit ici (Michard, et al., 2008). Le raccourcissement dans l'AA apparaît modéré et distribué de façon homogène dans le socle en activant de grands accidents crustaux. A la fin de l'orogénèse varisque, l'essentiel des structures tectoniques de l'AA sont établies grâce aux deux cycles panafricain et varisque. La collision varisque sera suivie au Pennsylvanien supérieur et au Permien d'une période d'érosion de l'orogénèse, marquée notamment par des dépôts détritiques dans le bassin de Tindouf, et responsable de l'exhumation des boutonnières précambriennes (Cavaroc et al., 1976). Enfin, l'évolution au Mésozoïque et au Cénozoïque de l'AA sera par la suite principalement contrôlé par cet héritage structural et par la réactivation de paléostructures (Hoepffner et al., 2005; Soulimani et al., 2014).

- Les océanisations mésozoïques

Au cours de la longue évolution géodynamique du Maroc, suite à l'orogénèse varisque et au démarrage d'un nouveau cycle orogénique, une phase de rifting affecte le supercontinent Pangée à la fin de l'ère paléozoïque. Cette phase de rifting est à l'origine de deux bassins mésozoïques transgressifs, pouvant être appelés les domaines téthysien et atlantique du Lias, séparé par un domaine émergé appelé la « West Moroccan Arch » (Fig.3.10) (Frizon de Lamotte et al., 2008). Nous nous intéresserons dans cette partie uniquement au domaine atlantique affectant l'ouest du Maroc, et en particulièrement le domaine de l'AA.

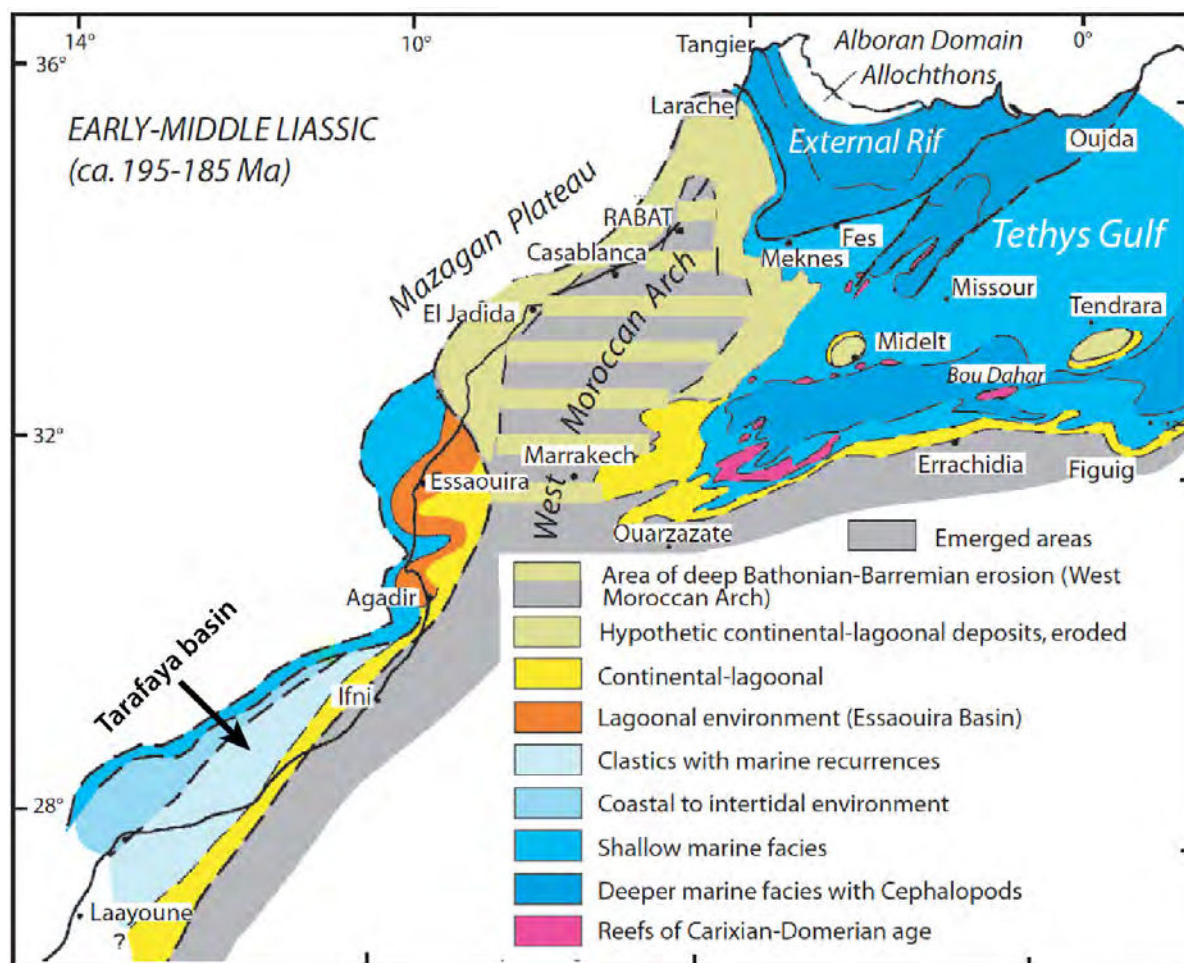


Figure 3.10 : Carte paléogéographique du Maroc occidental au Lias, mettant en évidence le domaine émergé appelé « West Moroccan Arch » séparant le domaine atlantique du domaine téthysien (d'après Frizon de Lamotte et al., 2008).

La marge atlantique marocaine, associée à la marge canadienne de la Nouvelle-Ecosse est l'une des plus anciennes marges passives actuelles. Elle s'étend sur plus de 3000 kilomètres au niveau de l'océan Atlantique central (OAC). Plusieurs études traitant de la stratigraphie et de la structuration de l'ensemble de cette marge ont été publiées (Piqué and Laville, 1996; Le Roy et al., 1998; Zühlke et al., 2004; Tari and Jabour, 2013). Il en résulte une structuration de cette marge en deux phases, la première de rifting démarrée au Permien supérieur – Trias inférieur, l'autre de « drifting » à partir du Lias inférieur à environ 195 Ma, faisant référence à la mise en place des premières roches de croûte océanique. Les études « onshore » et « offshore » réalisées le long de cette marge, notamment à partir de données issues de nombreuses campagnes sismiques liées aux activités de prospection pétrolière, mettent en évidence une organisation structurale prédominante sous forme de demi-

grabens délimités par des failles d'orientation NE-SW, reliés par des structures de transfert NW-SE à E-W (Fig. 3.11). Les structures NE-SW accommodant l'extension du rifting sont d'ailleurs décrites comme ayant été fortement contrôlées par les structures préexistantes de la croûte varisque. De plus, une importante province de diapirs de sel, s'étendant sur plus de 900 kilomètres de long jusqu'au bassin de Tarfaya-Laayoune au sud est décrite le long de cette marge. L'épaisseur des niveaux évaporitiques à l'origine de ces structures est estimée à environ 1,5 kilomètres, à en juger par la taille et la fréquence de ces diapirs (Davison, 2005).

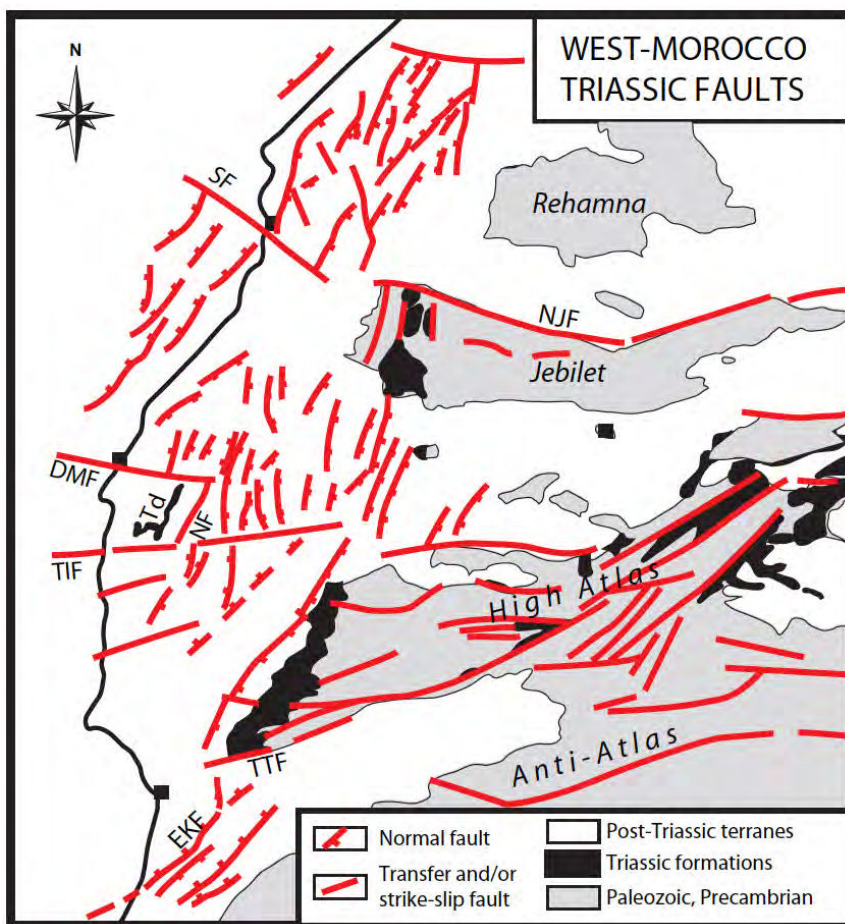


Figure 3.11 : Cartographie structurale des failles normales et de transfert triassiques du Maroc occidental (d'après Hafid et al., 2008).

L'évolution post-varisque dans l'AA et les déformations mésozoïques au sein même de cette chaîne sont quant à elles plus délicates à décrire. L'AA est en effet considéré au Trias et au Jurassique comme un domaine subaérien érodé, et à fortiori, comme la bordure orientale « upliftée » lors de la phase de rifting de l'OAC (Soulaimani et al., 2014). Il en résulte une absence de dépôts contemporains de cette

période et une faible possibilité de contraindre les événements affectant l'AA à cette période. Plusieurs marqueurs témoignant de cette phase de rifting dans cette région sont tout de même identifiés. Associés à cette phase d'extension et à l'amincissement crustal en résultant, de nombreux événements thermiques ont pu être identifiés, parfois même jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de la ligne de côte actuelle. Ces événements thermiques correspondent en grande partie à des épanchements basaltiques appartenant à l'une des plus grandes provinces ignées continentales du Phanérozoïque, appelée la « Central Atlantic Magmatic Province » (CAMP) (*Bertrand et al., 1982; Sebai et al., 1991; Fiechtner et al., 1992; Huon et al., 1993; Marzoli et al., 1999; Sahabi et al., 2004*). Ces épanchements, présents sous forme d'un complexe de dykes basaltiques observables sur une très large surface, de nature tholéiitique, sont généralement datés à environ 200 Ma et sont ainsi interprétés comme des marqueurs de la dislocation de la Pangée. Le site d'El Hamman qui abrite un gisement de fluorite hydrothermale, riche en terres rares et daté à 205 ± 1 Ma, correspond également à un phénomène probablement lié à la CAMP et à ses événements thermiques (*Cheilletz et al., 2010*). Concernant les dépôts contemporains de la phase de rifting de l'Atlantique, les seuls enregistrements du Trias préservés dans l'AA se trouvent à l'Est de la chaîne, sur le plateau de Siroua (*e.g. El Arabi et al., 2003*). Des dépôts plus importants peuvent cependant être trouvés dans le Haut-Atlas. Le bassin d'Argana, situé au nord d'Agadir dans le Haut-Atlas occidental, est un des rares exemples de demi-graben « onshore » produit par le rifting. Ce bassin sédimentaire permo-triasique présente un remplissage détritique d'une épaisseur d'au moins 3000 mètres, recoupé d'intrusions basaltiques de la CAMP (*Deenen et al., 2011; Baudon et al., 2012*). Il témoigne de l'extension précoce produite par la phase d'océanisation atlantique, ayant affectée le Maroc occidental à cette période.

Différents modèles cinématiques d'évolution de l'OAC ont été proposés, permettant notamment de fixer la limite entre la fin du rifting et le début de l'océanisation (*Klitgord and Schouten, 1986; Labails et al., 2010*). Ces modèles de reconstruction cinématique sont basés sur l'équivalence des différentes anomalies magnétiques situées de part et d'autre de la dorsale océanique actuelle, notamment

des deux plus proches des plateaux continentaux américain et africain, respectivement appelées « East Coast Magnetic Anomaly » (ECMA) et « West African Coast Magnetic Anomaly » (WACMA) (Fig.3.12). L'âge exact du début de l'océanisation est difficile à déterminer, à cause des imprécisions sur la définition des anomalies magnétiques anciennes. Il semble cependant que le Sinémurien (~195Ma) marque le début de l'accrétion océanique, avec un taux initial d'ouverture extrêmement lent, de l'ordre de ~0,8 cm/an (Sahabi et al., 2004; Labails et al., 2010). Cette âge est d'ailleurs partiellement confirmé par les premiers sédiments déposés sur la croûte océanique de type N-MORB affleurant sur l'île de Fuerteventura, datés du Toarcien supérieur – Aalénien (~184-179Ma) et donnant un âge relatif minimum à ces roches (Steiner et al., 1998).

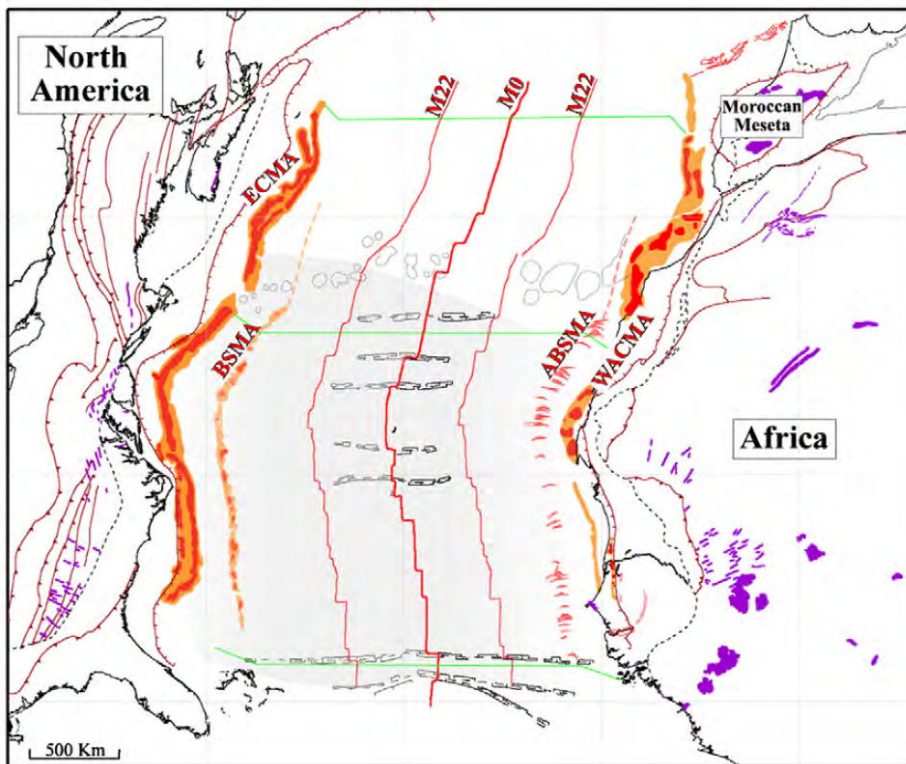


Figure 3.12 : Reconstruction paléogéographique de l'OCA à partir de l'anomalie magnétique M0 datée à 125 Ma. Les deux anomalies équivalentes ECMA et WACMA localisées respectivement le long des côtes américaine et africaine permettent une reconstruction paléogéographique de la période d'initiation de l'océanisation atlantique (d'après Labails et al., 2010).

- L'évolution post-Atlantique

Le rifting et l'océanisation de l'OCA semblent représenter la dernière phase tectonique majeure ayant affectée l'AA. Plusieurs études basées sur les analyses de traces de fission ont permis d'analyser les mouvements verticaux passés de cette chaîne et de mieux contraindre son histoire géodynamique (*Malusà et al., 2007; Ruiz et al., 2011; Oukassou et al., 2013*). Depuis la fin du cycle varisque, il est suggéré une évolution tectonique et thermique commune pour l'ensemble de la chaîne anti-atlasique (*Oukassou et al., 2013*). Ces enregistrements montrent dans l'AA occidental des mouvements verticaux extensifs associés à la marge passive de l'OCA jusqu'au Crétacé inférieur (*Ruiz et al., 2011*). Une phase de subsidence, commune à une grande partie du Maroc, est par la suite enregistrée du Crétacé jusqu'à l'Eocène. Cette subsidence serait à l'origine d'un large bassin peu profond, d'épaisseur estimée à ~1,5 kilomètres mais très faiblement préservé actuellement dans l'AA. De rares traces de ces dépôts sédimentaires peuvent encore être trouvées sur le plateau de Siroua dans l'AA central ou plus au sud, dans le bassin de Tarfaya-Laayoune. La disparition quasi-totale de ces dépôts est datée du Néogène supérieur où l'AA est définitivement exhumé (*Malusà et al., 2007; Soulimani et al., 2014*). Cette exhumation est contemporaine de la mise en place tectonique des chaînes du Haut- et du Moyen-Atlas, liées à la collision alpine. Pourtant, l'effet de cette collision sur l'AA est discuté et semble avoir affecté de manière négligeable ce domaine (*Frizon de Lamotte et al., 2000; Helg et al., 2004*). Contrairement aux deux chaînes du Haut- et du Moyen-Atlas, l'origine de l'exhumation de l'AA semble en effet être liée à des processus d'origine asthénosphérique (*Missenard et al., 2006*) ([voir section III.1.1.1](#))

- Synthèse

Cette revue bibliographique permet finalement de constater que la chaîne de l'AA résulte d'une longue histoire géodynamique ayant laissé une forte empreinte structurale depuis le cycle orogénique panafricain, voire antérieurement. Depuis la fin du cycle panafricain au Néoprotérozoïque terminal, une orientation structurale

dominante semble être partagée dans l'AA occidental par les événements géodynamiques successifs. Cette synthèse montre qu'il paraît cependant difficile d'identifier une telle orientation liée à la compression panafricaine ou aux autres événements précédents.

La phase de démantèlement post-orogénique de la chaîne panafricaine, active de l'Ediacarien jusqu'au Cambrien, est accommodée dans cette région par un important jeu de failles normales NNE-SSW (*Soulaimani et al., 2014*). La collision varisque développe par la suite une chaîne plissée dont l'orientation des plans axiaux, ainsi que celle des structures fragiles associées à cette phase compressive est dominée par l'orientation NE-SW (e.g. *Burkhard et al., 2006*). L'évolution post-varisque de l'AA occidental correspond essentiellement à l'océanisation atlantique dont la phase de rifting est apparue au Permien supérieur – Trias inférieur. Cette phase est contrôlée par des structures extensives organisées selon une orientation NNE-SSW à NE-SW le long de la marge marocaine (e.g. *Le Roy et al., 1998*).

L'AA occidental présente donc une forte pré-structuration selon l'orientation NNE-SSW à NE-SW, réactivée durant les derniers événements géodynamiques majeurs ayant affecté cette région. Cette continuité peut donc être retracée au moins depuis la fin du cycle orogénique panafricain. Enfin, cette orientation est aussi celle de la bordure du WAC sur laquelle se situe l'AA occidental. La position par rapport à ce craton semble avoir une influence sur l'orientation des structures des différents secteurs de l'AA. L'orientation dominante des déformations varisques semblent en effet se développer à travers cette chaîne selon une géométrie reproduisant la courbure de la bordure nord du WAC (*Soulaimani et al., 2014*).

1.2. Présentation de la zone d'étude : la « boutonnière » d'Ifni et la marge atlantique associée

1.2.1 La « boutonnière » d'Ifni

La boutonnière d'Ifni est située à l'extrémité ouest de la chaîne de l'Anti-Atlas, au sud du bassin de Souss et à environ 150 kilomètres au sud de la ville d'Agadir (Fig.

3.13a). Ce massif, bien que recoupé par la côte à Atlantique à l'ouest, présente au premier ordre une géométrie anticlinale. Néanmoins, il présente un relief accidenté, avec une topographie généralement plus élevée en bordure du massif. Les plus hauts sommets sont observés dans sa partie méridionale, avec notamment le Jebel Bou-Krât culminant à 1230 mètres dans des unités volcano-détritiques

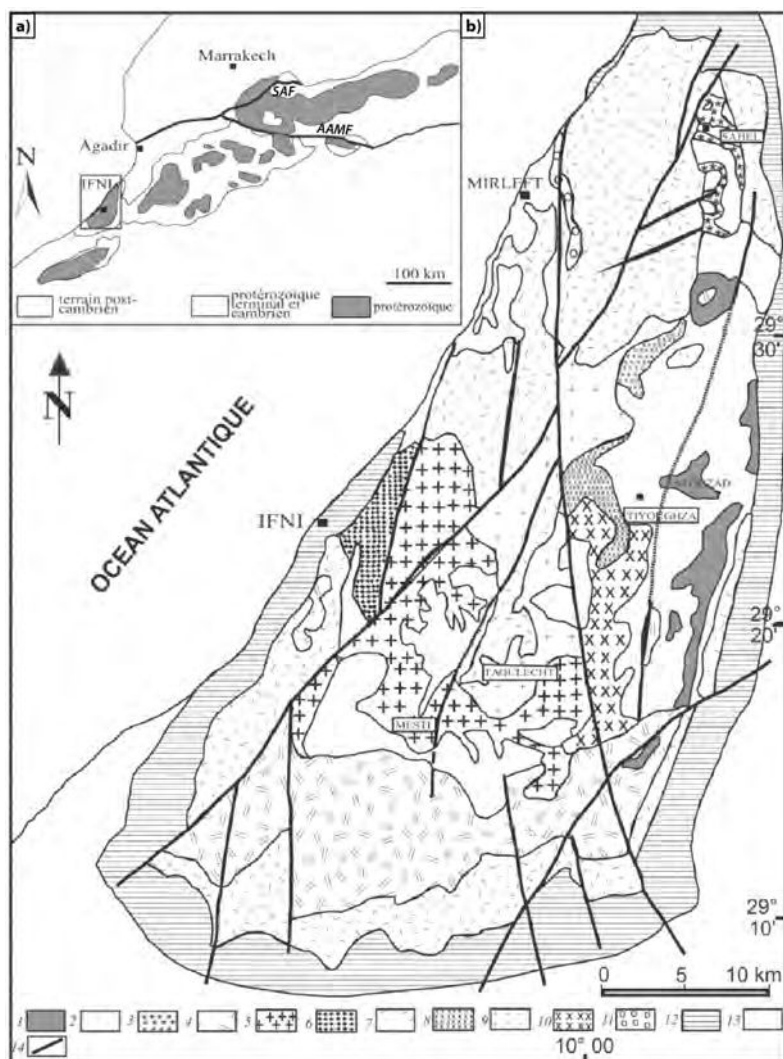


Figure 3.13 : a) Situation géographique de la « boutonnière » d'Ifni dans l'AA. b) Carte géologique simplifiée de la « boutonnière » d'Ifni. Paléoprotérozoïque : (1) Massif d'Alouzad ; Néoprotérozoïque : (2) Grès quartzitiques du groupe de Lkst, (3) Massif de Sahel, (4) Ensemble volcano-sédimentaire inférieur du Super Groupe de Ouarzazate (SGO), (5) Massif de Mesti, (6) Massif d'Ifni, (7) Ensemble volcano-sédimentaire supérieur du SGO, (8) Granite de Tirhit, (9) Syénogranite de Talouecht, (10) Syénogranite de Tiyoughza, (11) Granite de Mirleft ; Cambrien inférieur : (12) Calcaires et dolomies ; (13) Quaternaire ; (14) Failles (modifiée d'après Mortaji et al., 2007).

La boutonnière d'Ifni est constituée d'un socle paléoprotérozoïque, le granite d'Alouzad, affleurant sur une faible surface à l'est du massif et d'une couverture néoprotérozoïque composée par i) une série de grès quartzitiques appartenant au super-groupe de l'Anti-Atlas (SGAA) et ii) des séries volcano-sédimentaires inférieures et supérieures appartenant au super-groupe de Ourzazate (SGO) (Fig. 3.13b) (Benziane and Yazidi, 1982; Thomas et al., 2004; Mortaji et al., 2007). Ces formations inférieures

et supérieures sont respectivement antérieures et postérieures à la mise en place de plusieurs complexes de granitoïdes intrusifs, tous associés à une même période d'activité magmatique au Néoprotérozoïque supérieur. Ces ensembles protérozoïques sont recouverts sans discordance par des séries protérozoïques terminales et cambriennes carbonatées (Yazidi et al., 1986). De rares dépôts conglomératiques discordants du Crétacé sont également observés, ainsi que des dépôts de plage quaternaires à proximité de la côte atlantique. La boutonnière de Sidi Ifni se compose donc des terrains protérozoïques marqués par la phase tectono-magmatique panafricaine, affleurant au sein d'une couverture paléozoïque, tous affectés par la phase orogénique varisque.

La boutonnière d'Ifni a fait l'objet de quelques études, essentiellement des travaux de géochimie et de géochronologique mais peu de travaux de géologie structurale. Plusieurs tentatives de datations des différents granitoïdes ont été réalisées dans les années 1980 par la méthode de Rb/Sr (Jeannette et al., 1981; Benziane and Yazidi, 1982; Charlot, 1982). Tous les âges obtenus ont cependant été remis en cause récemment par Mortaji et al. (2007), notamment à cause de l'altération hydrothermale et supergène de ces roches modifiant les systèmes isotopiques au cours du temps et invalidant cette méthode.

Les formations volcano-sédimentaires du SGO de cette zone sont liées à un volcanisme de nature acide à intermédiaire et d'affinité variable calco-alcaline à très alcaline (Lahmam and Beraaouz, 1999). Les granitoïdes intrusifs de la boutonnière d'Ifni présentent également une importante variabilité géochimique attribuée à des variations des matériaux sources. Les variations géochimiques au cours de cette activité traduisent l'évolution géodynamique au cours du cycle orogénique panafricain. L'ensemble des différents corps magmatiques du massif d'Ifni sont issus de 2 épisodes magmatiques post-collisionnels majeurs (~ 615 à 580 Ma ; ~ 580 à 545 Ma) (Thomas et al., 2002; Gasquet et al., 2005; Mortaji et al., 2007).

Les granitoïdes néoprotérozoïques de la boutonnière de Sidi Ifni peuvent être subdivisés en 2 groupes (Fig. 3.13b): (i) un premier groupe issu d'un épisode précoce, intrusif dans les unités inférieures volcano-sédimentaires du SGO. Ce premier groupe

comprend les diorites/granodiorites du massif de Sahel (3) au nord de la boutonnière, le massif monzogranitique et granodioritique de Mesti (5) au sud, le massif granodioritique d'Ifni (6) à l'est de Sidi Ifni et enfin la granodiorite de Tiyoughza (également appelée granodiorite de Tirhit) (8). Le massif d'Ifni présente notamment des contacts faillés N010-030° avec le massif de Mesti ; (ii) le second groupe correspond à un épisode plus tardif, intrusif à subcontemporain des unités supérieures volcano-sédimentaires du SGO. Il comprend les syénogranites de Taoulecht (9) et de Tiyoughza (10) au centre de la boutonnière et le granite de Mirleft (11) au nord-ouest à proximité de la ville homonyme.

Ces granitoïdes présentent des signatures géochimiques typiques de zones de subduction ou d'arc. Cependant, l'absence de polarité magmatique à l'échelle de la région Sud-Ouest de l'AA discrédite le rôle d'une croûte océanique et du fonctionnement d'une zone de subduction à l'origine du magmatisme néoprotozoïque de cette région (*Mortaji et al., 2007*). Ce magmatisme, associé au volcanisme, résulterait plutôt de la fusion de matériaux crustaux hétérogènes issus du recyclage d'une croûte paléoprotozoïque, voire archéenne, associée à des quantités variables de magmas basiques néoprotozoïques. Ces granitoïdes, similaires à ceux d'autres boutonnières de l'AA (e.g. Bas Drâa, Kerdous), auraient été mis en place en contexte extensif entre les stades orogéniques panafricains et anorogéniques paléozoïques (*Mortaji et al., 2007*). Cette mise en place en contexte distensif est attestée notamment par la présence de structures NE-SW développant une géométrie en horsts et grabens dans la série de grès quartzitique du SGAA, et qui semblent avoir joué un rôle de guide majeur sur la mise en place des granitoïdes et des roches volcaniques (*Benziane and Yazidi, 1982; Mortaji et al., 2007*). Ces structures extensives peuvent être associées aux structures édiacariennes identifiées par Soulimani et al. (2014) dans le bassin sédimentaire paléozoïque situé à l'est de la boutonnière (Fig. 3.6).

1.2.2 Synthèse des travaux préexistants du secteur « offshore » de la marge d'Ifni

Cette sous-partie propose de synthétiser les résultats des études préexistantes, réalisées au large de la boutonnière d'Ifni. La marge d'Ifni correspond au segment nord du bassin côtier marocain le plus méridional, le bassin de Tarfaya. Elle s'étend sur une zone d'environ 200 kilomètres de longueur, entre Agadir au NNE et Tan-Tan au SSW (Fig. 3.10). Elle est donc bordée à l'est par la boutonnière d'Ifni et les bassins sédimentaires paléozoïques plissés adjacents.

L'architecture de la marge du bassin de Tarfaya a été documentée grâce à plusieurs travaux réalisés à partir de campagnes d'imagerie sismique « offshore », menée dans le cadre d'exploration pétrolière dans la région (e.g. *Abou Ali et al., 2005; Abou Ali et al., 2004; Le Roy et al., 1998; Le Roy and Piqué, 2001*). La stratigraphie de cette zone a également pu être établie grâce à plusieurs forages associés à ces campagnes sismiques (ex: Ifni-1, Tan-Tan-1, MO-4, Chebeika-1) et à partir de données issues de la littérature (*Abou Ali et al., 2004; Abou Ali et al., 2005; El Khatib et al., 1995*).

L'ensemble de ces études a permis de définir pour cette marge un cadre stratigraphique composé de trois unités (i) anté-triasique (i.e. anté-rift), (ii) triasique (i.e. syn-rift) et (iii) post-triasique (i.e. post-rift).

- Les séries anté-rift : Elles correspondent à un socle précambrien indifférencié, de nature variable, similaire aux facies présents dans la boutonnière d'Ifni (unités cristallines, métamorphiques, séries volcano-sédimentaires). A ce socle peuvent être associées des séries paléozoïques argilo-gréseux ou argilo-calcaires, similaires aux unités des bassins plissés de l'AA et déposées sur le socle précambrien indifférencié.
- Les séries syn-rift : Elles correspondent aux séries discordantes argilo-détritiques du Trias, qui présentent des intercalations évaporitiques témoignant d'un environnement confiné, ainsi que des intrusions basaltiques et doléritiques contemporaines.

- Les séries post-rift : Elles correspondent à des dépôts mésozoïques de plateforme à composante détritique, recouverts par des dépôts d'alternances grésocalcaires cénozoïques.

Au large de la boutonnière d'Ifni, l'analyse sismo-structurale de la marge a permis d'associer à ces trois types de séries trois ensembles structuraux, définis également par rapport au timing du rifting (*AbouAli et al., 2005*) :

- L'ensemble anté-rift : Il correspond au socle précambrien fortement déformé, présentant des paléo-structures chevauchantes délimitées par des failles inverses d'orientation générale NE-SW, interprétées comme étant issues de la compression varisque.
- L'ensemble syn-rift : Il correspond à toutes les unités syn-tectoniques, associées à une tectonique extensive ayant démarrée au Carnien. Cette tectonique se définit par une géométrie en horstsok et demi-grabens, avec des remplissages en éventail dont l'épaisseur peut atteindre plus de 1000 mètres. Ces épaisseurs varient fortement latéralement. Ce type de géométrie et la position structurale proximale par rapport à la marge plaident en faveur de l'appartenance de ce secteur à un segment du rift ayant donné naissance à l'OCA (*Uchupi, 1989; Abou Ali et al., 2004*). Les failles normales de cet ensemble sont généralement de direction NE-SW (Fig. 3.14). Elles présentent un fonctionnement diachronique lié à une tectonique saccadée du rift avec une migration de la déformation vers le domaine proximal de la marge. Ces failles montrent généralement un enracinement en profondeur au niveau d'anciennes structures compressives sub-parallèles varisques, suggérant un processus de réactivation et d'inversion lors du rifting de ces structures héritées. De plus, les profils sismiques de la zone, associés à des cartographies gravimétrique et magnétique de la zone « offshore », suggèrent la présence d'un système de

failles de transfert, d'orientation WNW-ESE et produisant un décalage apparent dextre des failles normales NE-SW (Fig. 3.14).

- L'ensemble post-rift : Il correspond à une période calme, n'enregistrant que de rares déformations liées à une tectonique gravitaire lors de la subsidence de la marge ou à des structures compressives mineures liées à la tectonique alpine, faiblement enregistrées dans cette région.

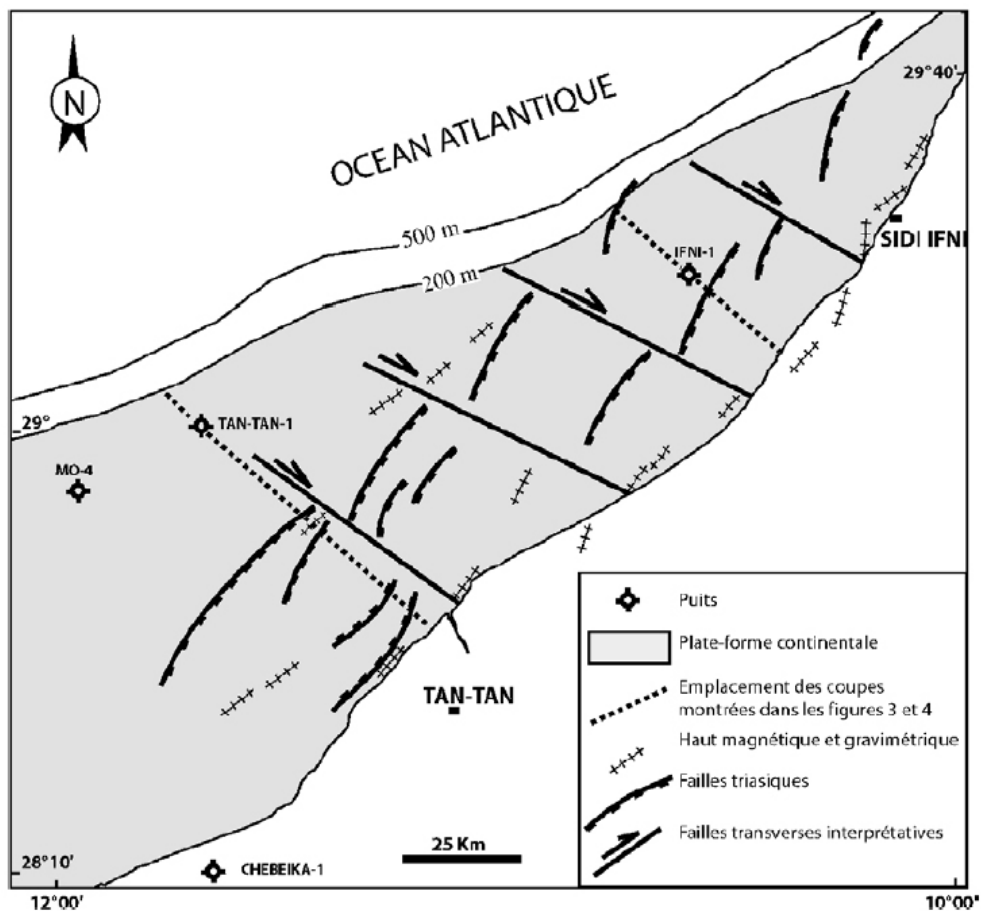


Figure 3.14 : Carte structurale simplifiée des principales structures triasiques syn-rift de la marge d'Ifni (d'après AbouAli et al., 2005).

2. Analyse structurale du socle protérozoïque de la « boutonnière » d'Ifni et de la marge passive associée

2.1. Similarités et analogies structurales à l'échelle régionale de l'architecture du socle protérozoïque en domaines « offshore » et « onshore », mises en évidence à partir de données géophysiques et d'interprétations d'images satellite

Cette partie présente les résultats de la caractérisation structurale multi-échelles de la marge d'Ifni en domaines « offshore » et « onshore », réalisée grâce à l'intégration de différentes données géophysiques et d'interprétations d'images satellite. L'ensemble des données « offshore » obtenues grâce à plusieurs profils de sismique réflexion et une carte interprétée des isobathes du toit du socle anté-rift de la marge seront présentés dans la section 2.1.1. La section 2.1.2 sera consacrée à l'analyse des linéaments structuraux « onshore » de la boutonnière d'Ifni et de leur propriétés géométriques, réalisée à partir d'une image satellite (RapidEye, 1/250k) et de cartes du champ magnétique résiduel de la zone. Dans la section 2.1.3, nous synthétiserons les données structurales des deux sections précédentes afin de proposer une organisation multi-échelles du socle anté-triasique de la marge d'Ifni en blocs structuraux aux dimensions caractéristiques. Enfin, la section 2.1.4 présentera les résultats de l'analyse par images satellite de l'habillage structural interne de ces blocs structuraux au niveau de quatre zones de la boutonnière. L'ensemble de ces données apporte donc à l'échelle régionale différentes informations nécessaires pour la construction d'un modèle de réservoir en contexte de marge passive.

2.1.1 Analyse sismo-structurale de l'architecture du socle anté-triasique du domaine offshore de la marge d'Ifni

L'architecture structurale de la marge d'Ifni a été étudiée à partir de sept profils sismiques perpendiculaires à la marge, orientés NW-SE et deux autres profils transverses orientés NE-SW, couvrant une surface « offshore » d'environ 5000 km² (Fig. 3.15). Cette zone d'investigation correspond au segment nord du bassin côtier de

Tarfaya et qui s'étend sur environ 200 km entre Agadir au NNE et Tan-Tan au SSW. Elle a été documentée par des travaux détaillés dans la section 1.2.2 de ce chapitre.



Figure 3.15 : Position des 9 profils sismiques «offshore» situés au large de la boutonnière d'Ifni et analysés dans cette étude.

Cette analyse sismo-structurale de la marge d'Ifni est focalisée sur l'architecture des structures tectoniques extensives liées au rifting et à l'océanisation atlantique. Ces structures sont développées en partie dans le socle anté-rift de la marge et sont associées à la mise en place l'ensemble tecto-sédimentaire syn-rift défini par AbouAli et al. (2005) et présenté dans la partie précédente.

L'architecture structurale du socle de la marge d'Ifni est composée de multiples horsts, grabens et demi-grabens, dont les dimensions varient le long de cette marge (Fig. 3.16). Les remplissages sédimentaires en forme d'éventail de ces différents bassins mettent clairement en évidence le caractère syn-rift de ces structures. En tenant compte d'une vitesse de propagation d'ondes moyenne de $2000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dans les niveaux sédimentaires, ces profils sismiques n'ayant pas été migrés en temps, les failles

qui délimitent ces horsts et grabens présentent généralement des rejets apparents de plusieurs centaines mètres, voire de plus de 1000 mètres pour les structures les plus importantes. Certaines de ces failles ne peuvent être identifiées sur deux profils sismiques adjacents et leur orientation ne peut donc être déterminée. Néanmoins, toutes celles de plus grande extension (> 10 km) et qui sont identifiables sur plusieurs profils montrent une orientation NE-SW. Elles présentent donc une orientation similaire à celle du trait de côte de la marge d'Ifni et des principaux linéaments structuraux « onshore » de ce secteur. Dans la partie nord-ouest des profils sp83-02 et sp83-07, une structure très importante à pendage NW est identifiée, avec un rejet croissant vers le nord de la marge (Fig. 3.16a, b). Cette structure est par ailleurs reconnue sur les cinq profils du nord de la zone d'étude à partir du profil sp83-08 (Fig. 3.15). Avec un rejet apparent d'ordre kilométrique, cette structure est interprétée comme la structure contrôlant la rupture du talus continental de la marge d'Ifni. Elle n'est cependant pas identifiée sur les deux profils sp83-10 et sp83-12 situés les plus au sud. À l'est de cette structure majeure, les demi-grabens qui structurent le domaine proximal de la marge sont tous contrôlés par des failles NE-SW à pendage SE. Dans ce domaine proximal un horst majeur, appelé horst d'Ifni, est identifié sur les deux profils situés les plus au sud (Fig. 3.16c). Cette structure est bordée par deux failles montrant le rejet apparent le plus important dans cette partie de la marge. Enfin, les deux profils sismiques transverses sp83-32 et sp83-33, subparallèles au trait de côte et aux structures majeures identifiées sur les autres profils, permettent d'identifier uniquement deux structures majeures affectant le socle et la couverture sédimentaire (Fig. 3.16d). L'une de ces structures peut être reconnue sur ces deux profils et montre une orientation NW-SE sub-perpendiculaire à la direction principale des failles identifiées sur les autres profils. Cette structure est localisée entre les profils sp83-08 et sp83-10, où la structure majeure de rupture du talus continental n'est plus visible. Les perturbations du signal sismique et les rejets associés à ces structures ne permettent pas de définir clairement leur cinématique, pouvant laisser supposer un mouvement décrochant.

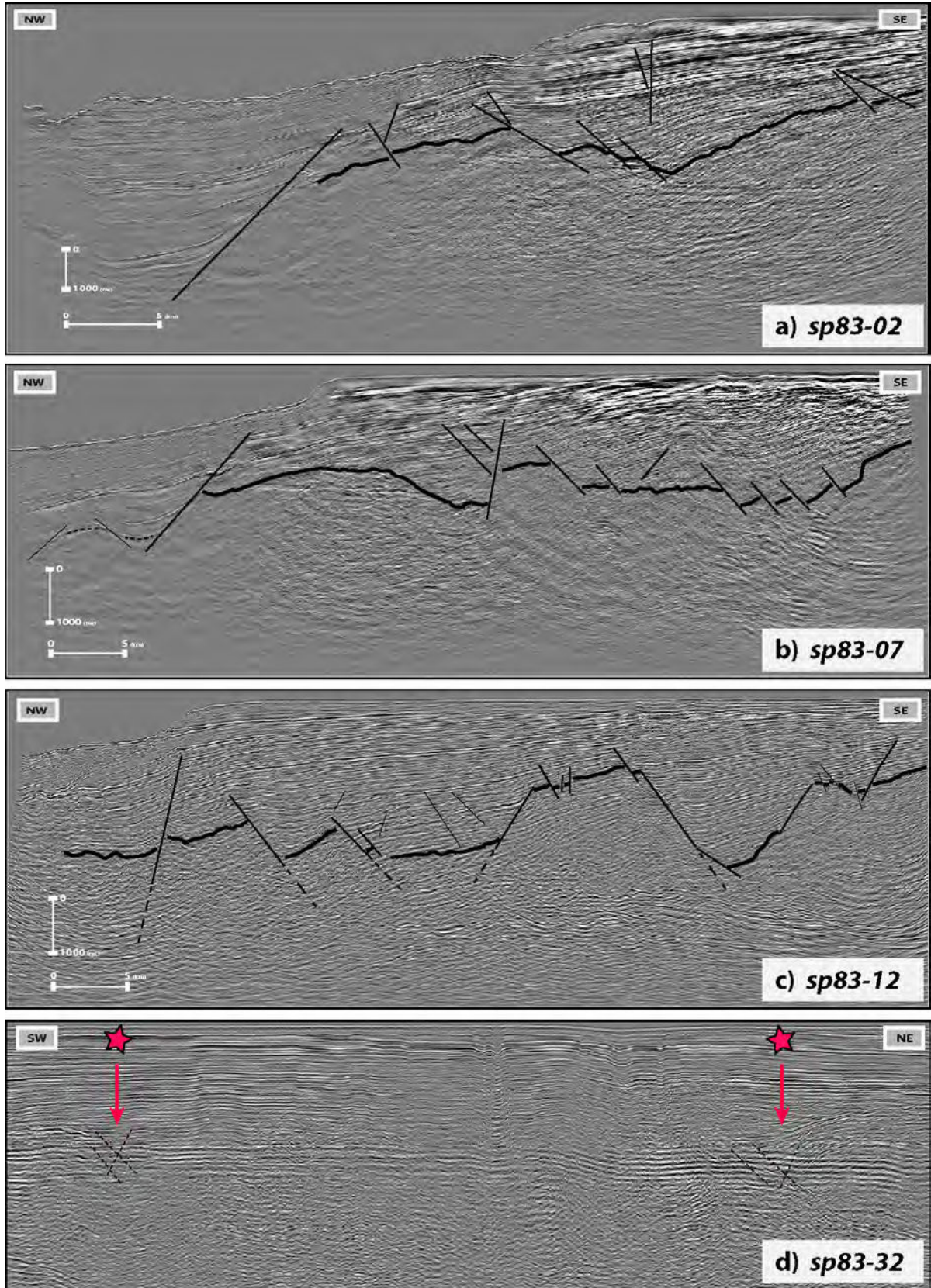


Figure 3.16 : Coupes sismiques et interprétation structurale du toit du socle anté-rift de la marge d'Ifni sur les trois profils (a) sp83-02, (b) sp83-07, (c) sp83-12 orientés NW-SE et sur le profil transverse (d) sp83-32 orienté NE-SW. Les traits gras correspondent à la limite stratigraphique du toit du socle anté-rift, tandis que les traits fins correspondent aux structures tectoniques liées au rifting et à l'océanisation atlantique qui affectent ce socle. Les étoiles rouges du profil (d) sp83-32 indiquent la position de zones de déformation majeures.

Le tracé des horizons du toit du socle anté-rift et des failles syn-rift identifiés sur les différents profils a permis de créer une carte isobathe du toit du socle de la marge d'Ifni. A l'aide du logiciel GOCAD, les surfaces structurales entre le toit du socle et la base de unités triasiques syn-sédimentaires de chaque profil et le rejet apparent des différentes failles ont permis de contraindre une surface décrivant la morphologie du toit du socle (Fig. 3.17). L'interprétation structurale de cette carte isobathe du toit de socle est proposée sur la figure 3.18. Seuls les sept profils sub-perpendiculaires à la marge ont été utilisés pour construire cette carte. La résolution des deux profils transverses était en effet trop faible pour distinguer clairement les surfaces structurales du toit du socle et pour contraindre cette carte isobathe. Néanmoins, la position des trois perturbations majeures du signal sismique de ces deux profils est tout de même indiquée par des étoiles rouges sur la figure 3.17. L'orientation NE-SW de toutes les structures majeures identifiées dans ce secteur a également été appliquée aux différentes structures uniquement visibles sur un seul profil. L'extension de ces structures, non-contrainte par ces profils, a été estimée en fonction de leur rejet apparent et en cohérence avec le rejet apparent des structures dont l'importante extension est reconnue sur plusieurs profils.

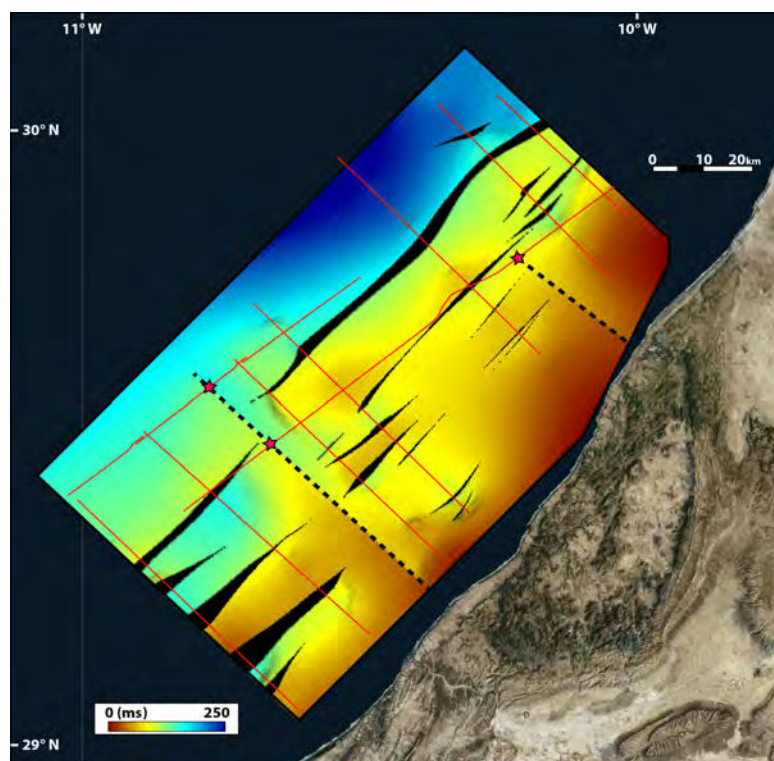
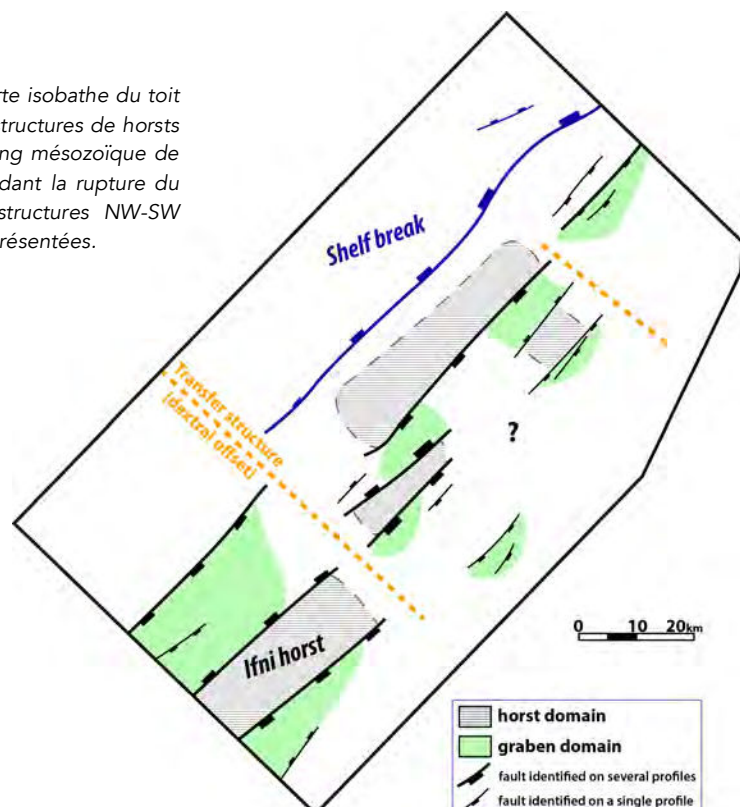


Figure 3.17 : Carte isobathe du toit du socle anté-rift de la marge d'Ifni. Les traits noirs correspondent aux structures tectoniques clairement identifiées grâce aux profils sismiques (traits rouges). Les étoiles rouges correspondent à la position de zones de déformation uniquement identifiées sur les deux profils NE-SW, interprétées comme deux structures d'orientation NW-SE (traits pointillés noirs).

La variation de morphologie de la marge au sud-ouest de la zone analysée semble être associée à la structure d'orientation NW-SE uniquement visible sur les deux profils subparallèles à la marge (cf. étoiles rouges, Fig. 3.17). La localisation de cette structure sur la carte isobathe montre que celle-ci est alignée avec la zone où s'arrête la structure majeure interprétée comme accommodant la rupture du plateau continental. Cette structure NW-SE apparaît donc comme une structure qui segmente cette marge selon un décalage apparent dextre (Fig. 3.18). Cette structure transverse est donc en accord avec les structures de transfert subparallèles décrites le long de la marge atlantique sud-ouest marocaine par AbouAli et al. (2005). L'autre structure uniquement identifiée dans la partie nord-est du profil sp83-32 peut être considérée comme une faille comparable mais de moindre extension. De telles structures transverses semblent donc contrôler l'organisation structurale de la marge proximale. En effet, les failles délimitant les horsts et grabens de part et d'autre de cette structure majeure NW-SE ne se propagent pas à travers celle-ci. Cette information permet donc de supposer que de telles structures étaient présentes dans ce secteur durant la phase de rifting, soit sous-forme de structures préexistantes du socle, soit sous forme de structure de transfert accommodant les contraintes de l'extension syn-rift.

Figure 3.18 : Interprétation structurale de la carte isobathe du toit du socle anté-rift, représentant les différentes structures de horsts et de grabens formées durant la phase de rifting mésozoïque de la marge d'Ifni. La structure NE-SW accommodant la rupture du talus continental (trait bleu), ainsi que les structures NW-SW interprétées (traits oranges) sont également représentées.



L'orientation commune NE-SW de la rupture du talus continental, du trait de côte de la marge d'Ifni et des failles syn-rift suggère donc que l'architecture structurale de ce domaine est contrôlée par l'activation de structures bien orientées par rapport à la direction majeure d'extension du rifting (Fig. 3.18). La position plus ou moins proximale des différents grabens syn-rift le long de cette marge montre également que la déformation extensive était largement distribuée dans ce domaine durant la phase de rifting. La localisation de la déformation semble donc être apparue plus tard au niveau de la structure de rupture du talus continental lors de la phase d'océanisation, comme le montre l'épaississement des unités sédimentaires supérieures au nord-ouest de cette structure (Fig. 3.16a). Les zones de forte accommodation de l'extension syn-rift, où les rejets apparents sont les plus importants permettent de développer des failles antithétiques et des horsts de socle de part et d'autres de structures de demi-grabens (ex : horst d'Ifni, Fig. 3.16c, Fig. 3.18). Ces horsts sont développés entre deux failles antithétiques espacées de 5-10 km et dont l'extension est supérieure à une vingtaine de kilomètres. Les bassins sédimentaires syn-rift, conjugués à ces blocs structuraux de socle, présentent alors une longueur comparable à l'extension de ces failles, une largeur de 5-10 km et une épaisseur de sédiments de plusieurs centaines de mètres. A l'inverse, les zones uniquement affectées par des structures de plus petite extension ne présentent généralement pas de horsts de socle mais uniquement des failles à pendage SE et des demi-grabens de plus petites dimensions (Fig. 3.18).

Cette extension, distribuée sur l'ensemble du domaine de la marge proximale, permet le développement d'une architecture de « hauts topographiques de socle », correspondant à des horsts de socle de grandes dimensions « sus-jacents » par rapport à certains bassins sédimentaires syn-rift. Cette géométrie est uniquement développée par les failles normales qui ont une extension de plusieurs dizaines de kilomètres et un rejet important. Les failles les plus importantes en termes d'extension et de rejet permettent grâce à des pendages SE et NW de délimiter des horsts et des grabens. A l'inverse, les failles moins importantes sont pour la plupart développées uniquement selon un pendage SE et permettent donc de former des demi-grabens. La géométrie

de ces systèmes de horsts, de grabens et de demi-grabens semble donc contrôlée par le taux d'extension distribué à travers la marge proximale. Enfin, cette géométrie est également contrôlée par les structures de dimensions encore plus importantes, telles que les structures de transfert NW-SE ou celle de rupture du talus continental, qui limitent son développement.

2.1.2 Analyse structurale du socle précambrien de la « boutonnière » d'Ifni à partir d'images satellite et d'une carte d'anomalie magnétique résiduelle

A l'échelle de toute la boutonnière d'Ifni, les structures majeures affectant le socle protérozoïque de la zone d'étude « onshore » ont été analysées respectivement à partir de l'interprétation d'une photo satellite et d'un ensemble de cartes du champ magnétique résiduel couvrant la quasi-totalité de la zone. Les résultats de l'interprétation de ces linéaments structuraux ou magnétiques sont présentés ci-dessous en deux sous-parties. Dans les deux cas, ces relevés ne tiennent pas compte des variations lithologiques au sein du socle de la boutonnière.

- Analyse structurale au 1/250 000 d'une image satellite (RapidEye) de la « boutonnière » d'Ifni

Une photographie de haute résolution (5m/pixel) du système d'imagerie par satellite RapidEye a été utilisée pour cartographier sur une surface de plus de 1250 km² les linéaments structuraux du socle précambrien de la boutonnière d'Ifni. Les linéaments pointés sur cette image correspondent à différentes structures d'extension plurikilométrique, de morphologie rectiligne, identifiables généralement au niveau de crêtes, de vallées, de variations topographiques ou lithologiques. La cartographie de ces linéaments a été réalisée sur l'image satellite visualisée à une l'échelle constante de 1/250000. L'analyse de cette image permet de mesurer l'orientation et la longueur de chacun de ces linéaments structuraux mais ne permet pas une estimation de leur épaisseur. Les résultats de ces tracés sont représentés sur la figure 3.19. Les 158 linéaments identifiés sont ainsi représentés dans un diagramme en rose, dont la

distribution est pondérée par leur longueur. Ce diagramme montre que ces linéaments structuraux peuvent être regroupés en quatre familles directionnelles, selon deux orientations principales N-S et NE-SW, et deux orientations secondaires NW-SE et NNE-SSW à NE-SW.

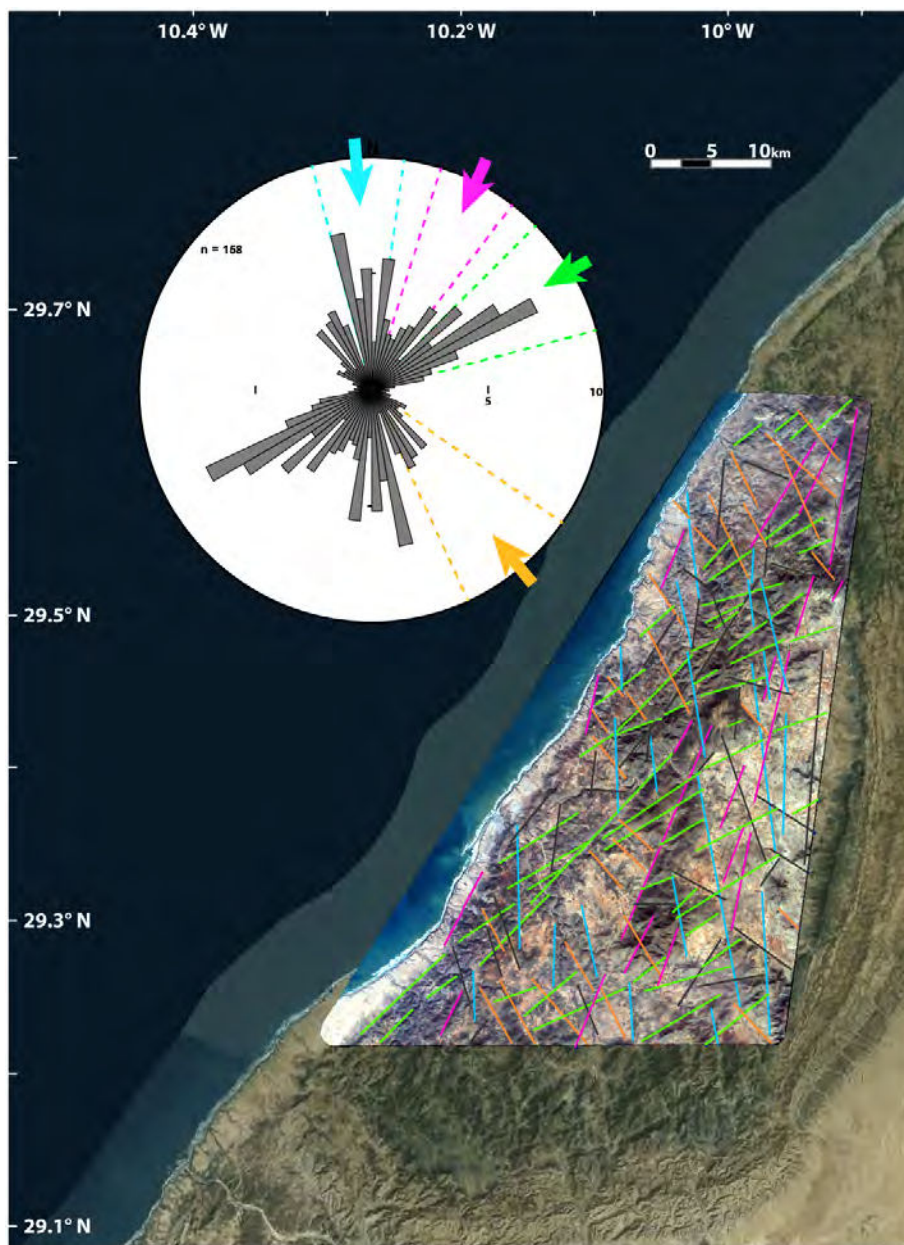


Figure 3.19 : Interprétation des linéaments structuraux à l'échelle 1/250000 d'une image satellite RapidEye de la boutonnière d'Ifni. Les couleurs attribuées à ces linéaments permettent de distinguer leur appartenance respective aux quatre familles directionnelles N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW et NW-SE mises en évidence sur le diagramme de rose. Les linéaments noirs présentent des orientations différentes de celles comprises dans ces familles directionnelles.

Afin d'isoler chacune de ces quatre familles et d'obtenir des informations sur leur organisation propre, telles que la densité ou l'espacement, un seuillage basé sur l'orientation de ces linéaments a été réalisé. Ce seuillage a été réalisé de manière à ce que les familles ne se chevauchent pas, en ne prenant pas en compte certaines

orientations considérées comme intermédiaires. Ces linéaments « négligés » correspondent à ceux en noir sur la carte de la figure 3.19, tandis que ceux intégrés aux quatre familles correspondent aux différents linéaments colorés. Les caractéristiques de chacune de ces familles sont présentées dans le tableau 3.1. Parmi ces caractéristiques, on constate que à ± 2 kilomètres, les linéaments de ces quatre familles présentent des longueurs minimales et moyennes toutes similaires. Les longueurs maximales de structures sont également similaires, exceptées pour celles de la famille de structures NW-SE, sensiblement plus courtes. La distribution des longueurs des deux familles N-S et NE-SW dans cette zone étant similaire à celle des deux familles secondaires NW-SE et NNE-SSW à NE-SW, il ne semble donc pas exister une relation entre la densité des linéaments et la distribution des longueurs de ces structures.

Pour chacune de ces familles, un prolongement virtuel des linéaments de ces quatre familles a été effectué, permettant une estimation de l'espacement et de la densité de ces structures. A partir de l'orientation moyenne des linéaments au sein d'une même famille, trois axes perpendiculaires à cette orientation moyenne ont été tracés de manière à recouper tous ces linéaments prolongés (Fig. 3.20). En moyennant les résultats obtenus pour chacun de ces trois axes, cette méthode permet une estimation de la densité des structures d'une famille directionnelle par rapport à cette direction sub-perpendiculaire. Cette méthode permet donc d'obtenir différents paramètres reflétant l'organisation structurale de chacune de ces familles de linéaments (Tab. 3.1). Celle-ci est justifiable puisque les deux familles principales les plus représentées sur cette zone en termes de nombre et de longueur présentent les plus fortes valeurs de densité le long de ces axes parmi ces quatre familles. En effet, la famille dominante NE-SW correspond bien à la famille avec la plus forte densité de 0,92 stru./km et avec l'espacement moyen le plus faible de 1117 mètres. A partir des paramètres d'espacement des linéaments de chacune de ces familles et grâce aux méthodes statistiques proposées par Gillespie et al. (1999) (*voir section 1.4.1*), une organisation régulière, dite en « anti-clusters » est identifiée pour ces quatre familles de structures (Tab. 3.1).

Tableau 3.1 : Résultats de l'analyse statistique des quatre familles directionnelles de linéaments structuraux identifiés sur la figure 3.19.

Fracture set	N-S	NNE-SSW to NE-SW	NE-SW to ENE-WSW	NW-SE
Azimuth range	N165 --> N008	N018 --> N035	N045 --> N075	N125 --> N155
Number of msrmts	29	15	50	29
Average azimuth	177	27	60	141
Lineamt length (min., av., max.) (m)	2777 ; 7002 ; 19747	1864 ; 6208 ; 19303	1425 ; 5083 ; 17127	1891 ; 4576 ; 8086
Lineamt av. spacing (m)	1385	1545	1117	1994
Lineamt std dev. spacing (m)	1282	1242	758	1558
Coeff. of variation Cv	0.93	0.80	0.68	0.78
Distribution	<i>Anti-clustered</i>	<i>Anti-clustered</i>	<i>Anti-clustered</i>	<i>Anti-clustered</i>

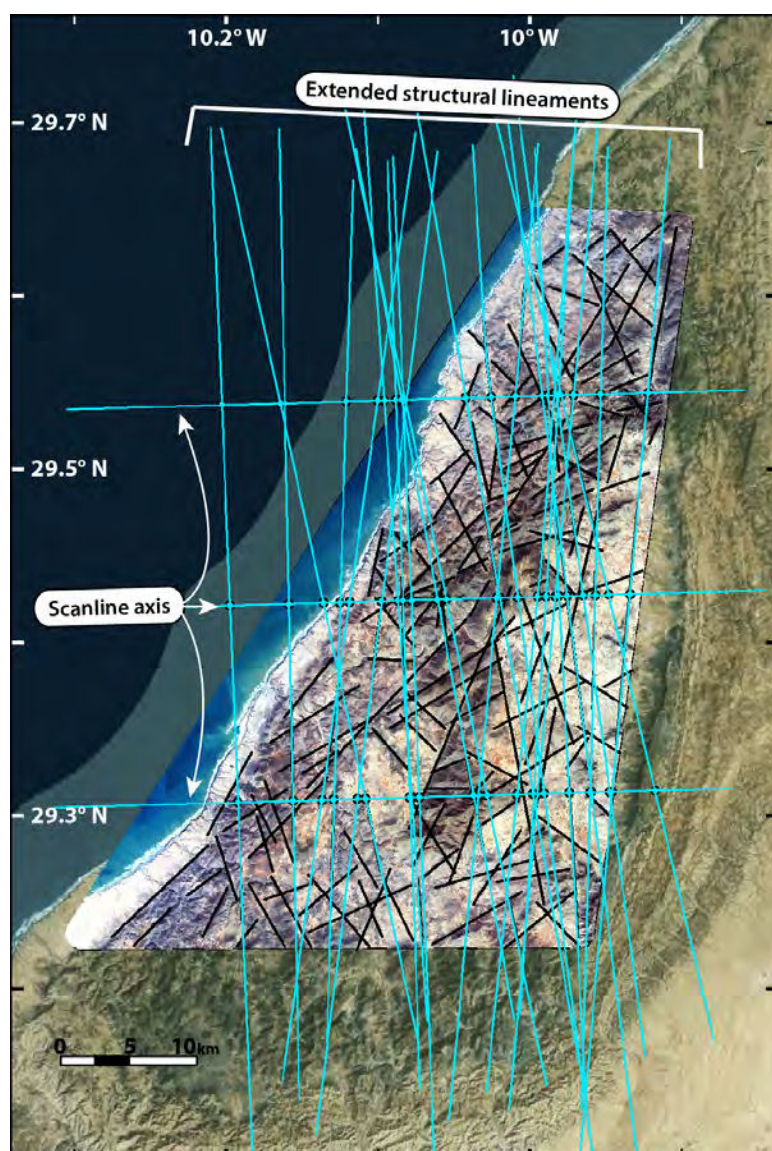


Figure 3.20: Prolongement virtuel des linéaments structuraux de la famille directionnelle N-S. Trois axes perpendiculaires à l'orientation moyenne de cet ensemble de linéaments sont tracés pour mesurer l'espace de ces linéaments le long de ces profils.

-
- Analyse de la carte d'anomalie magnétique résiduelle de la « boutonnière » d'Ifni

La carte de champ magnétique résiduel de la boutonnière d'Ifni utilisée dans cette étude correspond à un assemblage de quatre cartes couvrant la zone étudiée à une échelle de 1/50000. Ces cartes représentent des levés aéromagnétiques réalisés en 2001 avec le capteur magnétique à une hauteur d'acquisition de 30 mètres au-dessus du sol. Les mesures de l'intensité du champ magnétique ont été traitées classiquement : élimination des valeurs aberrantes, correction de la variation temporelle, correction du champ magnétique régional. Ces traitements conduisent à l'obtention de cartes de l'anomalie magnétique, abusivement appelée champ magnétique résiduel dans leur description. Celles-ci ont été acquises auprès de l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM) marocain. Ces documents correspondent aux cartes : IFNI NH-29-VIII-2d ; TLATAT LAKHSAS NH-29-IX-1c ; SBOUYA NH-29-VIII-2b ; LARB'AT SAHAL NH29-IX-3a. Les quatre cartes ont été numérisées en pointant les isolignes puis en important ces données numériques dans le logiciel « applimag » de traitement et d'interprétation de données gravimétriques et magnétiques de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (M. Munsch). Ce logiciel permet la reconstruction de l'ensemble de ces données en une seule carte de toute la zone d'étude avec un espacement de 10 mètres entre les nœuds de la grille. Il permet ainsi l'application de différents traitements de méthodes potentielles. Ce protocole a ainsi permis de calculer à partir des données numérisées l'anomalie magnétique double réduite aux pôles (DRP) de la boutonnière d'Ifni et d'en générer une carte. Ce traitement mathématique permet de disposer sur une carte les zones de fortes anomalies magnétiques directement à l'aplomb des structures qui génèrent ces variations de signal, tel que des structures tectoniques ou des transitions lithologiques (Blakely, 1995). Les linéaments magnétiques interprétés sur cette carte correspondent aux zones de forts gradients qui indiquent des changements d'aimantation dans le sous-sol. Ils ont ainsi pu être directement tracés sur des objets d'extension plurikilométrique, de morphologie rectiligne et produisant de part et d'autre une variation de signal plus ou moins forte. L'utilisation de cette carte magnétique de DRP

interprétée permet par ailleurs une comparaison directe avec la carte géologique du secteur. En revanche, contrairement aux tracés de linéaments structuraux sur l'image RapidEye, l'extension des linéaments magnétiques n'est pas considérée car potentiellement trop déformée de la réalité par les différents traitements mathématiques. Deux types d'artéfacts doivent également être pris en compte avant toute interprétation. Le premier type d'artéfact correspond à deux lignes, une horizontale au niveau de la latitude 29,5°N et une verticale au niveau de la longitude 10°W, liées aux limites des différentes cartes ayant servi au montage final. Le second type d'artéfact est lié à la direction NE-SW des vols lors de l'acquisition aéroportée et se présente sous forme d'un léger « grain » selon cette direction, de faible amplitude et présent sur toute la carte.

Sur la carte magnétique de DRP, la boutonnière d'Ifni se distingue clairement des autres unités environnantes (Fig. 3.21). Au sein du massif, le socle précambrien est caractérisé par de fortes variations de signal entre les extrema enregistrés, pouvant être de haute fréquence et très localisées. A l'inverse, la couverture sédimentaire paléozoïque tout autour de la boutonnière est elle caractérisée par un signal aux variations de plus faible amplitude et de plus basse fréquence. On observe donc une bonne corrélation entre la signature magnétique et les changements d'unités lithologiques observés sur la carte géologique. Ce contrôle lithologique sur le signal magnétique est également observé au sein même de la boutonnière où les plus fortes valeurs du signal sont portées par les unités volcano-sédimentaires, tandis que les valeurs les plus faibles sont portées par les unités cristallines. Enfin, le contact à l'est de la boutonnière entre le socle protérozoïque et les dépôts paléozoïques est marqué par une transition brutale du signal magnétique, orientée selon un axe NNE-SSW. Cette transition abrupte suggère la présence d'une structure tectonique majeure sub-verticale, pourtant non-identifiée sur le terrain ou sur les cartes géologiques, délimitant le domaine de la boutonnière protérozoïque du bassin sédimentaire paléozoïque adjacent.

L'interprétation de la carte d'anomalie magnétique en DRP a permis d'identifier 146 linéaments magnétiques. Comme énoncé précédemment, la longueur des linéaments magnétiques étant potentiellement déformées par les traitements mathématiques du signal et non réaliste par rapport aux structures géologiques, l'orientation de tous ces tracés est représentée dans un diagramme de rose en nombre cumulé (Fig. 3.21). Ce diagramme montre une organisation des linéaments magnétiques de la zone en trois familles distinctes, selon deux orientations principales N-S et NE-SW, et une orientation secondaire NW-SE. Malgré l'absence d'une famille secondaire NNE-SSW à NE-SW corrélable à celle des linéaments structuraux, l'organisation directionnelle des linéaments magnétiques est très similaire à celle des structures pointées sur l'image RapidEye de la même zone. Cette information renforce les différentes interprétations présentées ci-dessous.

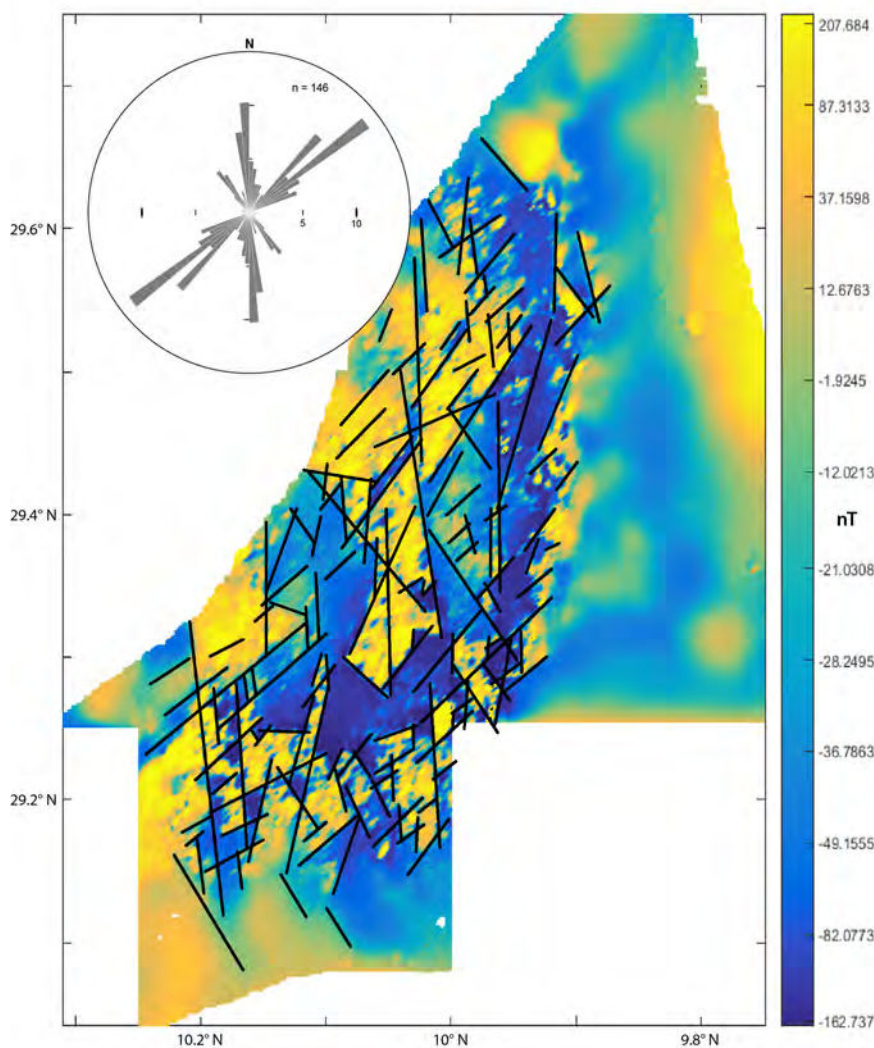


Figure 3.21 : Interprétation structurale de la carte d'anomalie magnétique résiduelle double réduite aux pôles de la boutonnière d'Ifni. Le diagramme de rose représente l'orientation des linéaments tracés sur cette carte.

La mise en relation de ces données magnétiques avec la carte géologique du secteur montre que les variations enregistrées au niveau des linéaments sont généralement associées à des contrastes lithologiques observés en surface. La comparaison des cartes de linéaments magnétiques et structuraux montre également que beaucoup de ces structures, notamment pour celles de plus grande extension, sont généralement superposées. On note cependant dans certaines zones l'absence de linéaments magnétiques alors que des linéaments structuraux sont présents. Ces absences de variations magnétiques se produisent dans les zones où les linéaments structuraux affectent une même unité lithologique sans provoquer de variations latérales de faciès. Par conséquent, toutes ces informations suggèrent que la majorité des linéaments visibles sur la carte d'anomalie magnétique en DRP correspondent à des structures tectoniques qui induisent des variations latérales abruptes de faciès lithologiques en surface. Leur nombre est donc sous-estimé par rapport à celui des linéaments observés sur images satellite lorsque ceux-ci affectent une même unité lithologique.

2.1.3 Hiérarchisation et dimensionnement multi-échelles en domaines « offshore » et « onshore » des blocs structuraux du socle anté-triasique de la marge d'Ifni

En vue de décrire l'organisation structurale de la marge d'Ifni et d'identifier de potentielles dimensions caractéristiques des objets présents, une synthèse des données multi-échelles « offshore » et « onshore » des deux sections précédentes est présentée dans cette partie. La démarche utilisée ici est semblable à celle d'une étude similaire existante dans la littérature scientifique, dont les résultats sont confrontés ci-dessous à ceux de notre étude.

- Présentation des résultats de l'étude de Le Garzic et al. (2011)

Suite à une étude menée au Yémen sur un socle cristallin protérozoïque affecté par une extension mésozoïque, Le Garzic et al. (2011) décrivent sur plusieurs échelles une distribution hiérarchisée des dimensions des structures tectoniques E-W et NW-SE

délimitant des blocs structuraux dans cette zone. Autrement dit, par analyse de linéaments structuraux sur plusieurs images satellite, ces auteurs décrivent un assemblage de blocs structuraux à différents ordres de grandeur, de forme parallélépipédique et délimités par des failles présentant un espacement quasi-régulier. Ce modèle de géométrie multi-échelles dite de type « self-similar » s’observe pour trois caractéristiques de ces structures tectoniques et des blocs associés : la longueur (L) et l’épaisseur (ep) de ces failles, ainsi que l’espacement (sp) entre ces structures (Fig. 3.22). De cette manière, trois ordres de dimensions ont été décrits dans cette zone :

- Dimensions de 1^{er} ordre : $L > 20\text{km}$; $sp = 10\text{-}20\text{km}$; $ep = 2\text{-}4\text{km}$
- Dimensions de 2^{ème} ordre : $L = 5\text{-}20\text{km}$; $sp = 2\text{-}5\text{km}$; $ep = 300\text{-}400\text{m}$
- Dimensions de 3^{ème} ordre : $L = 1\text{-}3\text{km}$; $sp = 700\text{-}1000\text{m}$; $ep \approx 150\text{m}$

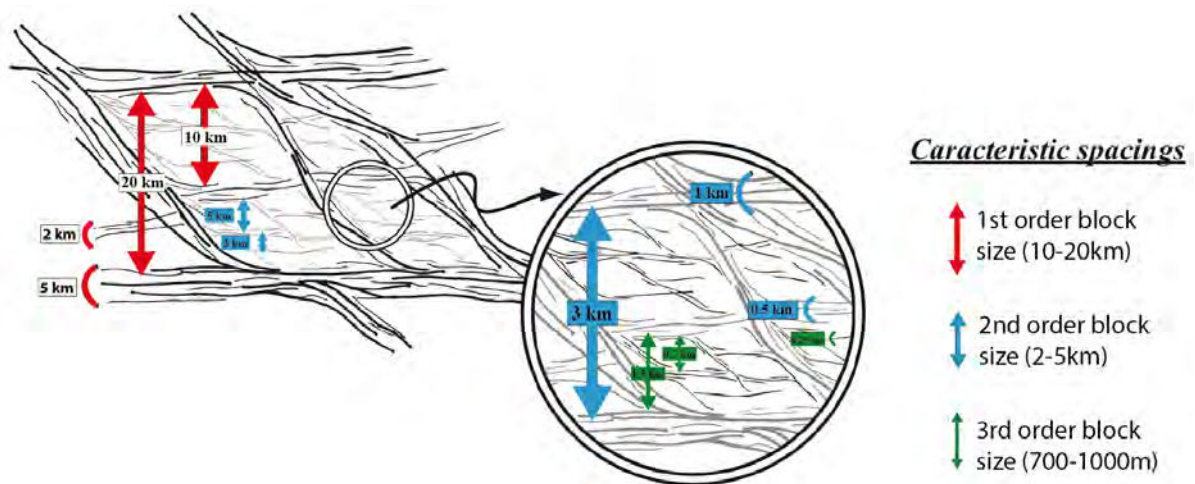


Figure 3.22 : Espacements caractéristiques entre les zones de failles de l’organisation structurale hiérarchisée du socle Al Mukalla au Yémen (modifiée d’après Le Garzic et al., 2011).

En terme de distribution, les propriétés de ces trois ordres de grandeur présentent une organisation de type fractal, avec une distribution en loi de puissance de la longueur des structures. Les structures appartenant à un même ordre de grandeur présentent des espacements généralement réguliers.

Les similarités des contextes géologiques permettent à notre étude et celle menée au Yémen, toutes deux réalisées sur un socle protérozoïque avec une histoire

tectonique complexe et affecté par une dernière phase majeure extensive, d'être comparées.

- Identification, hiérarchisation et dimensionnement des familles de structures multi-échelles délimitant les blocs structuraux de la marge d'Ifni

La comparaison des différentes données « offshore » et « onshore » de la marge d'Ifni présente plusieurs limites qui nécessitent d'être prises en compte et qui sont énoncées ci-dessous.

La géologie de la boutonnière d'Ifni montre premièrement que le socle protérozoïque de la zone d'étude est « lithologiquement » hétérogène (Yazidi et al., 1986). Ces hétérogénéités ne peuvent être détectées sur les profils sismiques « offshore ». De plus, la résolution différente entre les données des domaines « offshore » et « onshore », notamment à cause de l'espacement des profils sismiques, implique une reconnaissance de structures de dimensions différentes entre ces domaines. Au vu des dimensions énoncées par Le Garzic et al. (2011), il semble en effet difficile d'identifier un système équivalent aux dimensions de 3^{ème} ordre sur les données de sismique « offshore ». Il existe également une importante lacune de données au niveau de la côte de la marge entre les deux domaines sur une distance d'environ 10-20 km. En ce qui concerne les domaines « offshore », on note également un espacement jusqu'à 30 km entre certains profils. L'orientation de ces profils représente également une limite à la reconnaissance de certaines familles directionnelles de structures observées à travers la boutonnière. Il paraît également difficile d'intégrer à cette synthèse les observations effectuées sur les structures identifiées uniquement sur un seul profil sismique et dont l'orientation est inconnue.

Malgré ces différentes limites, la synthèse de l'ensemble de ces données permet de proposer un modèle de distribution hiérarchisée des structures tectoniques, des blocs structuraux associés et de leurs dimensions pour l'étude de la marge d'Ifni. Selon les dimensions proposées par Le Garzic et al. (2011), les failles observées sur la sismique « offshore » correspondent majoritairement à des structures de 1^{er} ordre, voire de 2^{ème} ordre. A l'inverse, les espacements moyens calculés pour chacune des

quatre familles de linéaments à travers la boutonnière d'Ifni (~1-2 km) suggèrent que toutes ces structures correspondent aux dimensions de 2^{ème} ou 3^{ème} ordre (Fig. 3.19, Tab. 3.1). Néanmoins, une carte de la dérivée verticale de l'anomalie magnétique DRP de la boutonnière d'Ifni (voir Annexes) permet de constater que plusieurs linéaments structuraux subparallèles peuvent être alignés le long d'une même structure magnétique d'extension supérieure à 20 km. Cela suggère que ces linéaments structuraux alignés correspondent en réalité à une structure de 1^{er} ordre. Ce domaine « onshore » est donc affectée par des structures tectoniques de différents ordres et dont les plus grandes sont comparables à celles identifiées en domaine « offshore ».

A partir des informations obtenues en domaines « onshore » et « offshore » et des dimensions des 1^{er} et 2^{ème} ordres décrits précédemment, une identification des dimensions caractéristiques pour les structures majeures des quatre familles décrites précédemment est proposée. Les caractéristiques propres à chacune de ces familles sont présentées ci-dessous. Cette identification est représentée dans un premier temps pour le domaine « onshore » où la résolution est meilleure et où toutes les structures prises en compte présentent des extensions supérieures à la dizaine de kilomètres (Fig. 3.23).

- Famille N-S (jaune) : Quatre couloirs majeurs sont identifiés dans le massif d'Ifni avec un espacement moyen de 10 à 15 km. Une de ces structures borde notamment la boutonnière au NE de celle-ci. Cet ensemble de structures semble être décalé selon un mouvement dextre par les structures appartenant à la famille NE-NNE. Par ailleurs, cette famille n'est pas identifiée à travers le domaine « offshore », potentiellement à cause de son orientation oblique par rapport aux profils sismiques.
- Famille NNE-SSW à NE-SW (vert) : Quatre couloirs majeurs sont identifiés dans le massif d'Ifni avec un espacement moyen de 8 à 12 km, dont un de ces couloirs délimite la bordure est de la boutonnière. Cette famille n'est également pas identifiée sur la sismique du domaine « offshore ».

- Famille NW-SE (orange) : Deux structures appartenant à cette famille sont identifiées aux extrémités NE et SW de la boutonnière. Ces deux structures peuvent être reliées aux deux structures identifiées sur les profils sismiques parallèles à la côte. Elles encadrent donc la boutonnière d'Ifni, suggérant un rôle important sur la structuration actuelle de ce massif. Une troisième structure appartenant à cette famille est reconnue au cœur de la boutonnière et n'est pas pointée sur les profils sismiques. L'espacement moyen de ces 3 couloirs majeurs est de 30-35 km.
- Famille NE-SW (bleu) : Cette famille de structures correspond à celles dont la densité est la plus forte, aussi bien pour les linéaments structuraux que magnétiques. Ces structures sont identifiées à travers toute la marge d'Ifni, où elles développent des géométries de type « horst et demi-graben ». Elle correspond à la famille la plus présente, avec des espacements moyens de 7-9 km entre les 6 couloirs identifiés. Cet espacement est d'ailleurs comparable aux espacements des structures NE-SW qui limitent les horsts observés sur la sismique.

L'ensemble des structures de ces quatre familles peut donc s'apparenter à des structures de 1^{er} ordre selon la classification de Le Garzic et al. (2011), notamment avec des extensions supérieures à 20 kilomètres et des largeurs de blocs structuraux qu'elles délimitent d'environ 10 kilomètres, voire de 30 kilomètres pour les structures NW-SE.

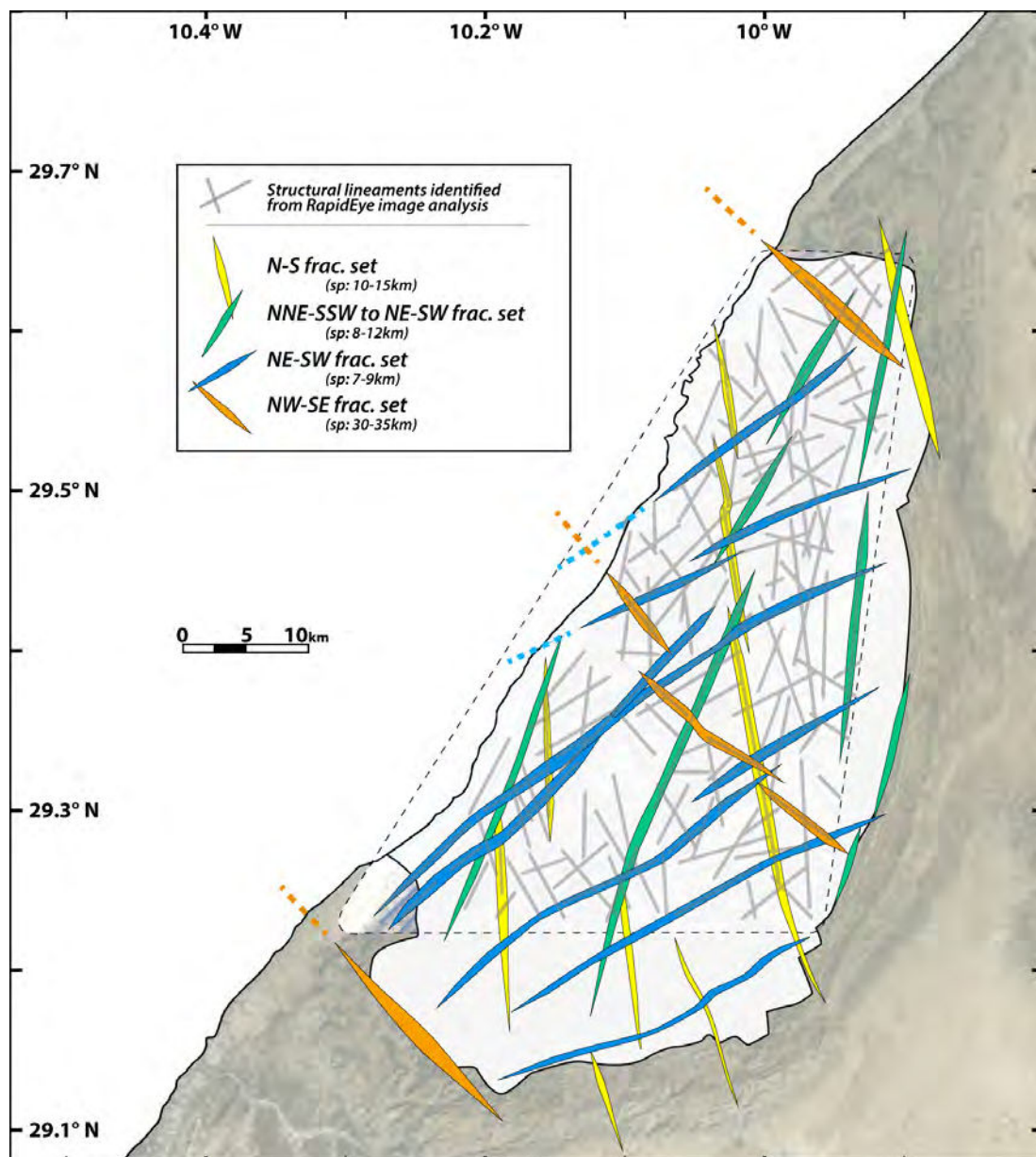


Figure 3.23 : Identification des structures majeures des linéaments structuraux interprétés sur l'image satellite RapidEye de la boutonnière d'Ifni (Fig. 3.19). Les espacements caractéristiques de chaque famille directionnelle de ces structures majeures sont estimés à partir de cette image.

Cependant, contrairement à l'étude de Le Garzic et al. (2011), il est possible de supposer l'existence d'un système de failles structurant la marge d'Ifni selon des dimensions supérieures à celles du 1^{er} ordre. Trois de ces structures majeures, d'orientation NE-SW sont reconnues (Fig. 3.24): (i) la structure majeure la plus occidentale, présente sur la plupart des profils sismiques « offshore » et interprétée comme la structure qui localise la rupture du plateau continental de la marge ; (ii) une structure majeure délimitant le trait de côte. Malgré une absence de données dans cette zone, une telle structure est suggérée notamment par la présence dans la

boutonnière d'un fort relief, autour de 300 mètres d'altitude, le long de la côte et à moins de 2 kilomètres du bord de mer ; (iii) une structure majeure à l'Est de la boutonnière d'Ifni, au contact entre le bassin sédimentaire paléozoïque et le socle protérozoïque de la boutonnière de Kerdous, qui est décrite sur les cartes géologiques. Ces trois structures sont interprétées comme ayant un pendage NW et présentent toutes des extensions supérieures à la centaine de kilomètres et des espacements autour de 40-50 kilomètres (Fig. 3.24). Elles constituent un ordre supérieur de structures à celles décrites plus haut, délimitant des « super-blocs » structuraux.

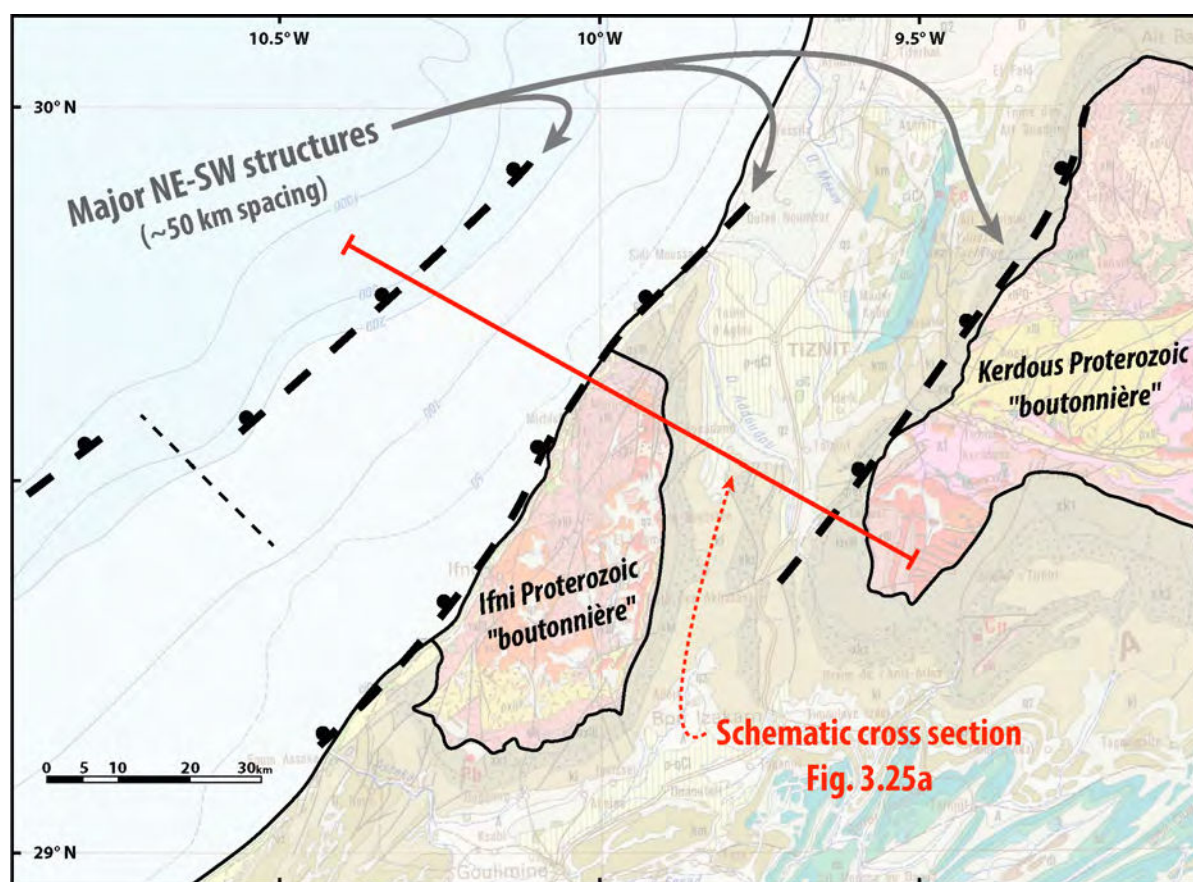


Figure 3.24 : Carte structurale mettant en évidence les trois structures NE-SW d'ordre A délimitant les « super-blocs » structuraux de la marge d'Ifni. La structure située au large correspond à celle localisant la rupture du plateau continental de la marge identifiée sur les profils sismiques (Fig. 3.16). Le tracé de la structure centrale est basé sur le trait de côte et celui de la structure orientale est basée sur le tracé de failles relevées sur la carte géologique du Maroc au 1/1000000 (Hollard et al., 1985). Le trait rouge indique la position de la coupe structurale schématisée de la figure 3.25b.

A l'inverse, il semble difficile de pouvoir distinguer dans le domaine « onshore » plusieurs dimensions caractéristiques parmi les structures de dimensions inférieures à celles du 1^{er} ordre de Le Garzic et al. (2011). À partir des différentes analyses et

notamment de celle de l'image RapidEye, les différents linéaments présentent tous des extensions variables, généralement entre 2 et 10 kilomètres et des espacements plutôt réguliers entre 1 et 2 kilomètres (Tab. 3.1). Il ne semble donc pas possible d'identifier parmi ces linéaments des structures aux dimensions distinctement similaires aux 2^{ème} et 3^{ème} ordres. A cette échelle, l'organisation structurale de la marge semble donc être plus complexe et moins hiérarchisée. Deux hypothèses peuvent être avancées à propos de facteurs limitant le développement de la déformation selon une organisation hiérarchisée dans cette zone aux échelles inférieures au 1^{er} ordre. Les zones de contacts lithologiques et les rhéologies propres aux différentes lithologies du socle peuvent contrôler la propagation des structures tectoniques. La forte pré-structuration tectonique du socle peut également contraindre le développement de ces structures, notamment par des phénomènes de réactivation de structures préexistantes dont l'orientation peut être « désaxée » par rapport au champ de contraintes. Ces phénomènes d'hétérogénéités lithologiques et pré-structuration d'un milieu sont en effet reconnus dans la littérature pour contrôler et modifier fortement le développement de structures par rapport à un milieu plus homogène (e.g. *Morley and Nixon, 2016*). Ces deux effets, possiblement couplés, peuvent ainsi expliquer les différences d'organisation de la fracturation entre les deux cas d'étude, malgré des contextes géologiques similaires.

En comparaison avec l'étude réalisée par Le Garzic et al. (2011) au Yémen, l'organisation hiérarchisée de la marge d'Ifni se présente également selon trois ordres mais de dimensions différentes. Les informations obtenues dans les domaines « offshore » et « onshore » de la marge d'Ifni permettent donc de définir trois ordres de dimensions de structures, appelés A, B et C. Ces trois ordres de dimensions de structures, propres à cette zone d'étude, sont détaillés ci-dessous. Ces dimensions, ainsi que celles de l'étude de Le Garzic et al. (2011), sont également synthétisées dans le tableau 3.2. De plus, en fonction de leur appartenance à ces différents ordres, les structures identifiées à partir des profils sismiques « offshore » et des observations de la boutonnière d'Ifni sont représentées sur la figure 3.25a. L'ensemble de ces

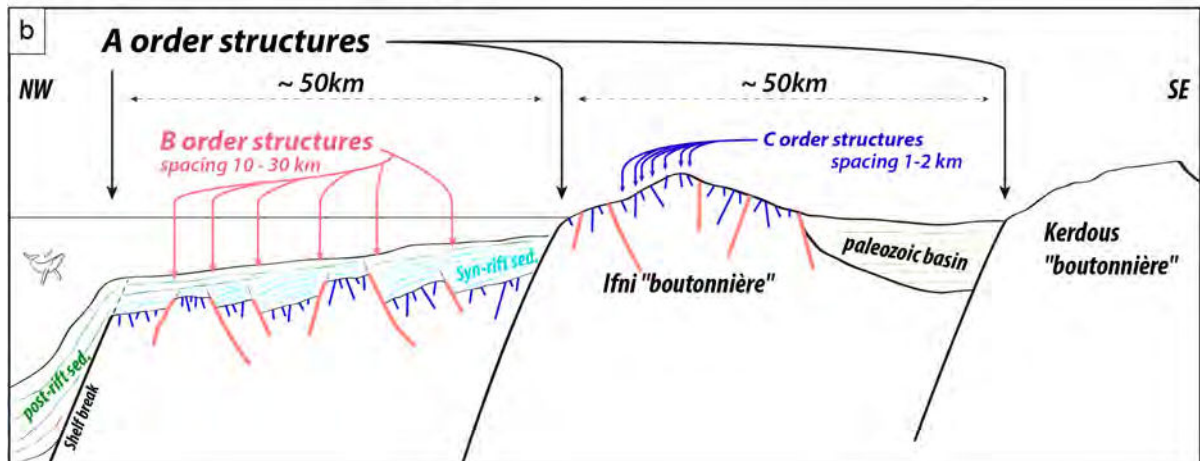
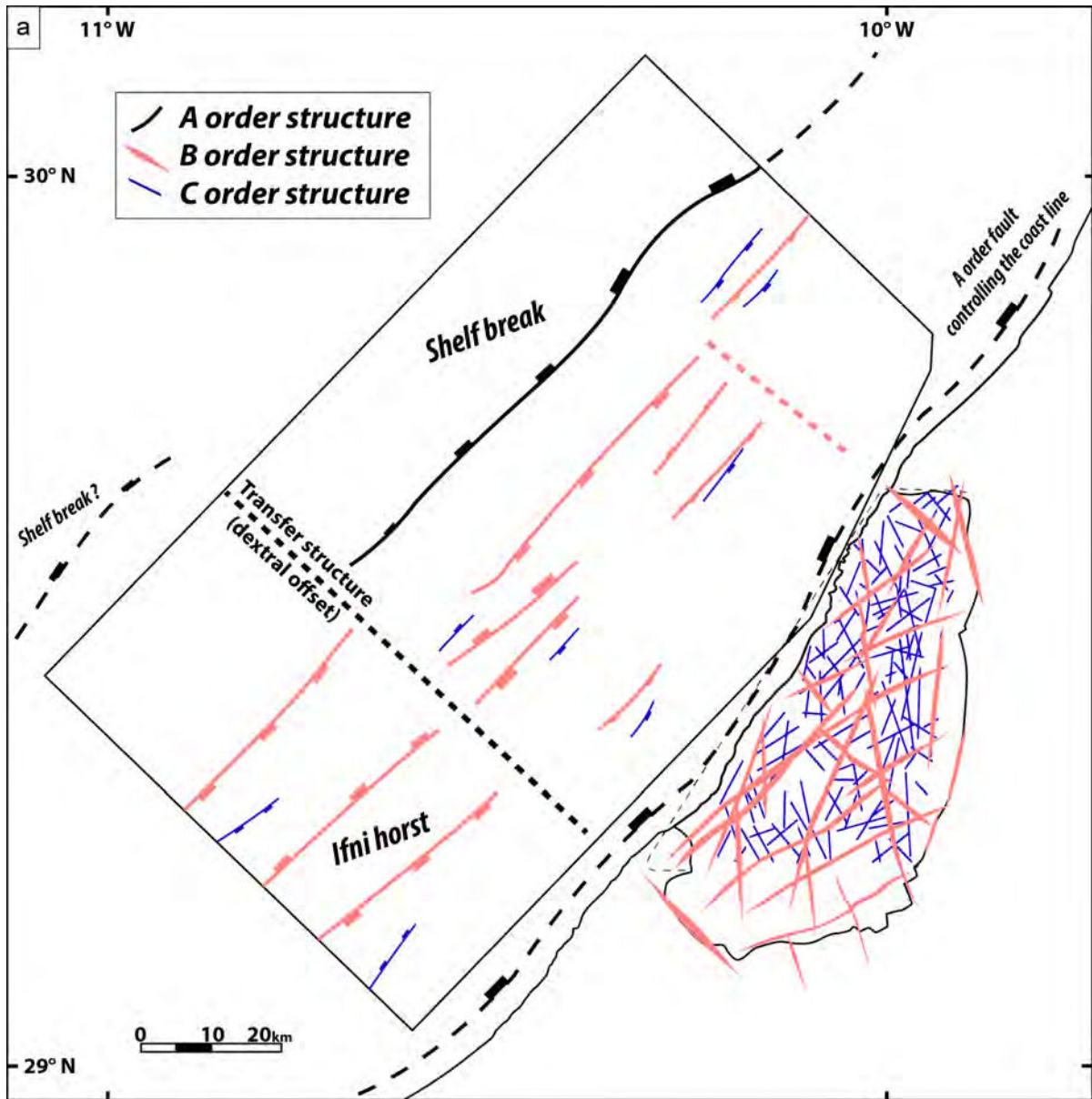
informations permet alors de proposer une coupe schématique de l'architecture de la marge d'Ifni, mettant en évidence l'organisation de ces structures (Fig. 3.25b).

Tableau 3.2 : Tableau de synthèse des dimensions caractéristiques des trois ordres de grandeur de structures reconnues respectivement dans le cadre de cette étude sur la marge d'Ifni et par l'étude de Le Garzic et al. (2011) au Yémen.

		Orientation(s)	Longueur	Espacement	Espacement	Longueur	Orientation(s)		
Marge d'Ifni	Ordre A	NE-SW	> 100 km	≈ 50 km				YEMEN Le Garzic et al. (2011)	
	Ordre B	N-S ; NNE-SWW NE-SW ; NW-SE	> 20 km	10 - 30 km	10 - 20 km	> 20 km	NS-S ; NW-SE		1^{er} ordre
	Ordre C	N-S ; NNE-SWW NE-SW ; NW-SE	1 - 10 km	1 - 2 km	2 - 5 km 0,7 - 1 km	5 - 20 km 1 - 3 km	NS-S ; NW-SE NS-S ; NW-SE		2^{ème} ordre 3^{ème} ordre

L'ordre A correspond à des structures NE-SW, d'extension supérieure à la centaine de kilomètres, un espacement d'environ 50 kilomètres et un pendage NW, suggérant à cette échelle une organisation de la marge en blocs basculés. Ces structures majeures correspondent notamment aux structures permettant d'accommoder la rupture du talus continental de la marge, ou à celles délimitant le trait de côte de cette zone. Au sein de ces blocs majeurs sont développées des structures de l'ordre B, similaire au 1^{er} ordre décrit dans l'étude de Le Garzic et al. (2011). Ces structures sont développées selon quatre orientations (N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW, NW-SE), avec une extension supérieure à 20 kilomètres, et selon une distribution plutôt régulière (« anti-clusters »). L'espacement de ces quatre familles directionnelles de structures d'ordre B varie de la dizaine de kilomètres à plus de 30 kilomètres en fonction de leur orientation. Ces structures, notamment celles orientées NE-SW, sont également développées avec des pendages antithétiques et permettent de produire des géométries extensives en horsts et grabens. Enfin, l'ordre C correspond à un système de structures aux caractéristiques plus dispersées, d'extension comprise généralement entre 1 et 10 kilomètres et d'espacement régulier de 1 à 2 kilomètres, délimitant un ensemble de blocs structuraux de forme parallélépipédique.

Figure 3.25 : a) Carte structurale de la marge d'Ifni construite à partir des interprétations structurales de la carte isobathe du toit du socle anté-rift « offshore » et de l'image satellite RapidEye de la boutonnière d'Ifni. L'organisation structurale hiérarchisée de la marge est mise en évidence par les trois types de structures de dimensions d'ordre A, B et C. Les traits noirs en pointillés représentent le tracé interprété des structures NE-SW d'ordre A situées en dehors de la fenêtre d'analyse sismique « offshore ». b) Coupe structurale NW-SE schématique de la marge d'Ifni représentant l'organisation régulière et les espacements caractéristiques de trois types de structures de dimensions d'ordre A, B et C. Les horsts et grabens syn-rift majeurs du domaine « offshore » de la marge proximale sont délimités par les structures d'ordre B.



- Origine des familles de structures bordières des blocs structuraux de la marge d'Ifni

L'orientation NNE-SSW à NE-SW est reconnue comme l'orientation structurale dominante de l'AA occidental depuis l'orogénèse panafricaine (*voir section III.1.1.3*). Il paraît donc réaliste de considérer que de nombreuses structures de la marge d'Ifni soient héritées d'événements antérieurs et réactivées durant la phase d'extension atlantique. Cette hypothèse est appuyée par exemple par le fait que l'orientation NE-SW très présente dans la zone d'étude se retrouve dans des structures extensives de direction NE-SW, de type « horst », décrites dans cette zone dès le Paléoproterozoïque (*Benziane and Yazidi, 1982*).

A partir de l'orientation actuelle du trait de côte de la marge d'Ifni et de celle du segment de dorsale atlantique associé à la zone d'étude, on peut estimer une direction principale d'extension NW-SE à l'époque du rifting et de l'océanisation. Les deux familles de structures NNE-SSW à NE-SW et NE-SW sont donc particulièrement bien orientées pour accommoder la déformation associée à cette direction d'extension principale, en développant notamment un système de horsts et de grabens comme le montrent les profils sismiques (Fig. 3.16).

Certaines des structures de la famille NW-SE organisées avec un large espacement de plus de 30 kilomètres permettent de découper la marge selon un décalage apparent dextre. Ces structures, orthogonales à la direction d'extension principale, peuvent également être interprétées comme étant liées à la phase d'extension. Celles-ci joueraient un rôle d'accommodation et de zones de transfert similaire à celui des failles transformantes au niveau de rifts et de dorsales océaniques.

La dernière famille d'orientation N-S est en revanche oblique par rapport à la direction d'extension principale. Ces structures sont d'ailleurs décalées selon un mouvement dextre par les structures NE-ENE et semblent avoir été peu réactivées durant l'extension atlantique. Ces structures N-S se distinguent également des autres familles de structures par leur organisation spatiale, calculée à partir de l'espacement des linéaments des quatre familles identifiées par l'analyse de l'image satellite « RapidEye » (*voir section III.2.1.2*). Au regard de leur distribution, les linéaments de

cette famille présentent une distribution nettement plus proche d'un comportement aléatoire ($Cv=0.93$) que ceux des trois autres familles dont l'organisation est régulière, en « anti-clusters » ($Cv=0.68, 0.78, 0.80$) (Tab. 3.1). Cette dernière observation semble mettre en évidence une relation entre l'orientation du champ de contrainte et les propriétés liées à l'organisation des structures réactivées. La réactivation des structures bien orientées par rapport aux contraintes principales semble se produire de manière plus régulière par rapport à la réactivation plus erratique des structures orientées différemment, en l'occurrence N-S.

Enfin, certaines des familles de structures ci-dessus semblent avoir joué un rôle sur la mise en place de ce massif. La boutonnière d'Ifni est en effet bordée par plusieurs failles, notamment par les deux structures majeures NW-SE situées aux extrémités nord-est et sud-ouest et identifiables également à travers la marge proximale sur les profils sismiques (Fig. 3.23). La bordure orientale du massif d'Ifni est également bordée par une structure NNE-SSW. La présence de cette structure, identifiée à partir de linéaments structuraux, est également suggérée par la carte d'anomalie magnétique résiduelle (Fig. 3.21). La transition brutale du signal magnétique au niveau de cette bordure suggère fortement la présence d'une discontinuité structurale délimitant le contact entre le socle protérozoïque du bassin sédimentaire adjacent. L'« uplift » et l'exposition actuelle de la boutonnière d'Ifni semblent donc être contrôlés par ces différentes structures majeures. De telles structures sont également identifiées en bordure de la boutonnière voisine de Kerdous de l'AA (e.g. *Soulaimani et al., 2014*).

2.1.4 Habillage structural interne des blocs structuraux délimités par des structures d'ordre C

L'identification d'une distribution hiérarchisée des dimensions des structures tectoniques de la marge d'Ifni a permis de définir les dimensions caractéristiques des structures appartenant à l'ordre C. Ces structures présentent des extensions comprises entre 1 et 10 kilomètres et un espacement moyen de 1-2 kilomètres. Ces structures

développées selon quatre familles directionnelles délimitent par leurs intersections différents blocs structuraux, de forme parallélépipédique et d'épaisseur généralement comprise entre un à quelques kilomètres. Afin de poursuivre la caractérisation structurale multi-échelles de ce secteur, cette section présente les résultats de l'analyse par images satellite de l'organisation structurale interne de blocs structuraux de l'ordre C au niveau de quatre zones de la boutonnière (Fig. 3.26a). Ces zones sont jugées représentatives de l'état de fracturation de ces blocs structuraux et permettent de définir leur organisation interne à plus forte résolution.

Ces quatre zones ont été sélectionnées en partie en fonction de leur position dans le massif d'Ifni par rapport aux différentes unités lithologiques et aux linéaments d'ordres B et C. Cependant, le choix de ces zones a été également contraint par la faible qualité des affleurements et la présence de cailloutis et d'éboulis limitant l'observation des linéaments sur ces terrains aux surfaces « molles » dans de nombreuses parties du massif. En tenant compte de ces limites, quatre zones ont ainsi été retenues, analysées à partir d'une mosaïque composée d'images GoogleEarth de meilleure résolution possible. La cartographie de ces linéaments a alors été réalisée selon la même démarche que celle utilisée précédemment pour le traitement de l'image RapidEye (*voir section III.2.1.2*), mais avec une échelle d'observation constante de 1/20000. Deux de ces quatre zones sélectionnées (Zones 1 et 2) sont situées dans des unités volcano-sédimentaires tandis que les deux autres (Zones 3 et 4) sont situées dans des unités cristallines du massif d'Ifni. Elles correspondent toutes à des zones d'une superficie de $10,5 \pm 1 \text{ km}^2$ et sont toutes bordées et traversées par plusieurs structures d'ordres B et C (Fig. 3.26a). La distribution de l'orientation de ces linéaments, pondérée par leur longueur, est représentée sur une rosace pour chacune de ces zones. L'orientation des structures d'ordres B et C qui affectent directement ces zones est également indiquée sur ces rosaces par des flèches respectivement rouges et bleues.

La première zone, située au nord du massif, correspond à des unités volcano-sédimentaires. Cette zone n'est affectée directement par aucune structure d'ordre B mais par plusieurs structures d'ordre C, principalement orientées NNW-SSE, ESE-

WNW et NE-SW à ENE-WSW (Fig. 3.26b). Parmi les linéaments présents au sein de ces blocs structuraux, deux orientations dominantes NNW-SSE et NE-SW sont identifiées et s'accordent donc bien avec certaines des structures de plus grande échelle.

La deuxième zone à l'ouest du massif est également localisée au niveau d'unités volcano-sédimentaires. Elle est à la fois encadrée et traversée par plusieurs structures d'ordres B et C et d'orientation NNW-SSE, NW-SE et NE-SW à ENE-WSW (Fig. 3.26c). Deux familles de linéaments orientés NNW-SSE et NE-SW sont reconnues comme dominantes dans cette zone, ainsi que deux autres familles secondaires ENE-WSW et ESE-WNW. La plupart de ces orientations ont été décrites à plus grande échelle. Seule l'orientation secondaire ESE-WNW n'est pas reconnue à plus grande échelle.

La troisième zone située au centre du massif correspond à une unité de socle cristallin. Cette zone est bordée au sud et à l'ouest par deux structures d'ordre B respectivement orientées ENE-WSW et NNW-SSE (Fig. 3.26d). Deux familles dominantes de linéaments sont identifiées selon les orientations ENE-WSW et N-S. La carte des linéaments pointés sur cette zone suggère que cette famille N-S correspond en réalité à deux familles liées respectivement à deux structures NNW-SSE et NNE-SSW d'ordre inférieur traversant la zone. On note également la présence d'une famille secondaire de structures d'orientation ESE-WNW, non-identifiée à plus grande échelle.

La quatrième zone est située au sud du massif, également dans une unité cristalline. Elle est notamment traversée par deux structures d'ordre B et d'orientation NE-SW à ENE-WSW (Fig. 3.26e). L'orientation dominante NNE-SSW des linéaments identifiés ici est différente de celle des grandes structures et semble être contrôlée par une structure NNE-SSW d'ordre C située au sud de cette zone. Les orientations NNW-SSE et NE-SW à ENE-WSW ne sont présentes qu'en petit nombre alors que des structures d'ordres B et C de même orientation sont présentes. On note également la présence d'une troisième famille secondaire selon l'orientation ESE-WNW, non-identifiée dans ce secteur à plus grande échelle.

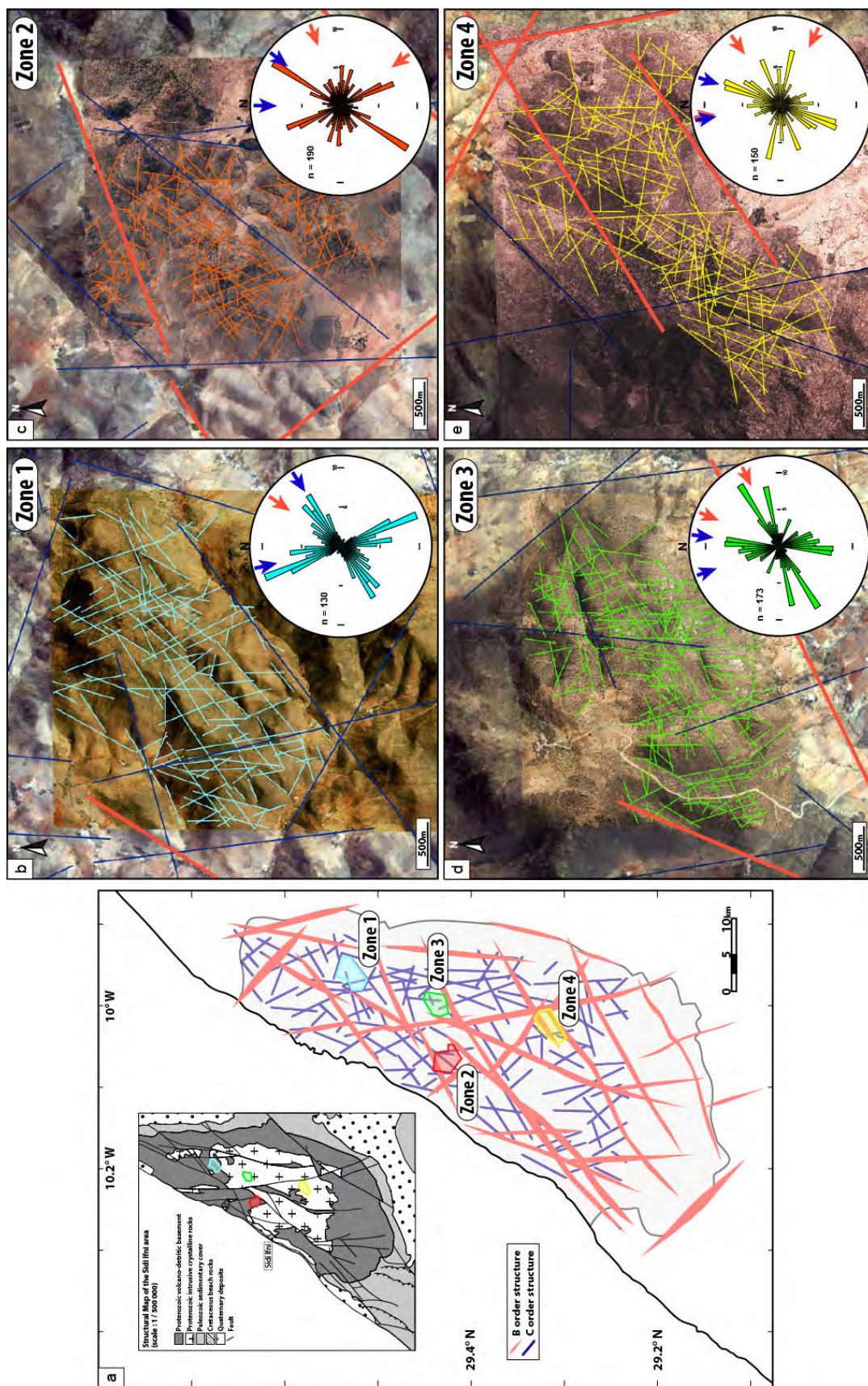


Figure 3.26 : a) Position des quatre zones analysées par images satellite au sein de la boutonnière d'Ifni. Les zones 1 et 2 sont localisées au niveau de formations volcano-sédimentaires et les zones 3 et 4 au niveau d'unités cristallines. b, c, d, e) Interprétation structurale des linéaments identifiés l'échelle 1/20000 sur ces quatre zones. Les diagrammes de rose représentent l'orientation des linéaments structuraux mesurés. Les traits rouges et bleus correspondent respectivement aux structures d'ordres B et C identifiées à l'échelle 1/250000, dont les orientations sont également représentées par les flèches rouges et bleues sur les diagrammes de rose.

Les densités de linéaments structuraux mesurées dans ces quatre zones, ainsi que les longueurs minimales, moyennes et maximales de ces linéaments sont synthétisées dans le tableau 3.3. Les linéaments de ces quatre zones montrent des densités relativement proches, autour de 15 ± 4 linéaments/km², et des longueurs minimales (~100 m), moyennes (~550 m) et maximales (~2000 m) similaires. La distribution cumulée des longueurs de ces linéaments semble également similaire entre ces quatre zones. Afin d'avoir un nombre suffisant d'éléments pour calculer une distribution cohérente, celle-ci a été calculée sans distinguer les différentes familles directionnelles. Pour ne pas être influencée par la taille différente de la fenêtre d'analyse de ces quatre zones, cette distribution a été normalisée par leurs surfaces respectives. De plus, celle-ci a été corrigée des effets de « truncation » et de « censoring » selon les critères présentés par Bonnet et al. (2001). La correction de ces deux effets consiste à supprimer les valeurs de longueurs extrêmes. Les plus petites structures sont sous-échantillonnées puisqu'elles sont proches de la limite de détection de la méthode. Les plus grandes structures sont également sous-échantillonnées puisqu'elles tendent à dépasser de la fenêtre d'analyse et sont donc sous-estimées. Après application de ces corrections, l'équation avec le meilleur coefficient de corrélation R^2 de la distribution cumulée des longueurs de ces linéaments pour chaque zone a donc été calculée. Ces équations sont également synthétisées dans le tableau 3.3. Il en ressort une distribution selon une loi de puissance pour la première zone et une distribution selon une loi « log-normal » pour les trois autres zones, avec des coefficients R^2 tous supérieurs à 0,98. De nombreuses études antérieures ont pourtant montré que la distribution cumulée des longueurs est généralement décrite selon une loi de puissance pour les ensembles de structures d'origine tectonique (Watterson et al., 1996; Bonnet et al., 2001). Par ailleurs, il apparaît dans la littérature que la correction de l'effet de « truncation » peut provoquer la modification d'une distribution en loi de puissance en une loi « log-normal » (Segall and Pollard, 1983). En considérant une origine tectonique pour les linéaments analysés sur ces quatre zones, les expressions en loi de puissance des distributions des longueurs ont également été calculées (Fig. 3.27 ; Tab. 3.3). Malgré un coefficient R^2 parfois légèrement plus faible

jusqu'à 0,93, il apparait une certaine cohérence entre des expressions toutes très similaires. Cette cohérence entre les équations obtenues pour ces quatre zones suggère donc que tous ces linéaments sont caractérisés par une distribution cumulée des longueurs en loi de puissance similaire.

Tableau 3.3 : Résultats de l'analyse statistique des linéaments structuraux des quatre zones de la boutonnière d'Ifni analysées à l'échelle 1/20000 (cf. Fig. 3.26a).

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
Number of msrmts (#)	130	190	173	150
Density (#/km ²)	11.4	18.2	17.0	14.0
Length (min., av., max.)	142 ; 620 ; 1846	103 ; 453 ; 2391	81 ; 506 ; 2677	146 ; 647 ; 2452
Length distribution equ. with best R ² (correl. coeff.)	$y = 4.29 \cdot 10^5 \cdot x^{-1.802}$ R ² = 0.99	$y = -10.08 \cdot \ln(x) + 68.73$ R ² = 0.98	$y = -11.86 \cdot \ln(x) + 80.86$ R ² = 0.99	$y = -9.75 \cdot \ln(x) + 68.82$ R ² = 0.99
Length distribution with power law equation	$y = 4.29 \cdot 10^5 \cdot x^{-1.802}$ R ² = 0.99	$y = 6.68 \cdot 10^5 \cdot x^{-1.888}$ R ² = 0.97	$y = 6.73 \cdot 10^5 \cdot x^{-1.865}$ R ² = 0.95	$y = 2.98 \cdot 10^5 \cdot x^{-1.702}$ R ² = 0.93

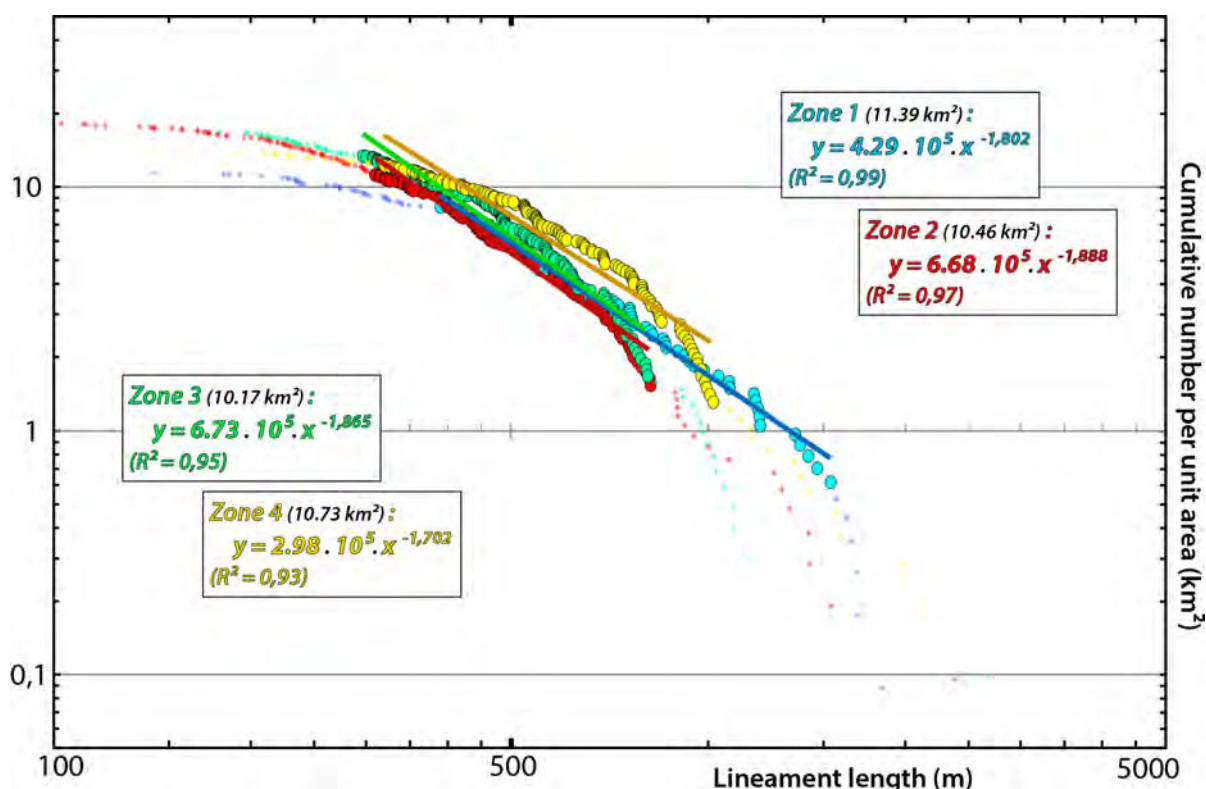


Figure 3.27 : Distribution cumulée des longueurs des linéaments structuraux des quatre zones de la boutonnière d'Ifni analysées à l'échelle 1/20000 (cf. Fig. 3.26a). Les expressions et coefficients de corrélation R² des lois de puissance traduisant la distribution de chacune de ces zones sont indiqués.

Afin de voir s'il existe une distribution commune pour les structures de différentes échelles, les résultats obtenus pour ces quatre zones à une échelle de 1/20000 sont comparés à ceux des linéaments identifiés sur l'image RapidEye à une échelle de 1/250000. En normalisant les résultats de ces différents échantillonnages par leurs surfaces d'investigation respectives, la distribution cumulée des longueurs des linéaments de chacune des quatre zones a été tracée avec celles des linéaments analysés sur l'image RapidEye (Fig. 3.28). En effet, la différence importante du nombre de linéaments mesurés entre les deux échelles 1/20000 et 1/250000 (439 et 96) ne permet pas de calculer une distribution cohérente en cumulant directement l'ensemble de tous ces résultats. Ainsi, la comparaison de chacune de ces zones avec les résultats de l'image à grand échelle montre une distribution cumulée selon une loi de puissance avec un exposant similaire ($x^{-2,1 \pm 0,1}$) et un coefficient de corrélation R^2 supérieur à 0,97 (Fig. 3.28). Cette bonne corrélation suggère donc l'existence d'une distribution multi-échelles des structures affectant le socle de la marge d'Ifni. De plus, cette observation multiscalaire d'un comportement en loi de puissance renforce l'idée que les distributions respectives de ces quatre zones analysées à haute résolution sont également bien organisées selon une loi de puissance, caractéristique des structures d'origine tectonique.

L'ensemble de ces observations suggère que les différences de lithologie n'induisent pas de variations majeures dans le signal enregistré : les longueurs, densités et orientations des structures sont similaires. Les faibles écarts observés entre ces propriétés sont difficilement corrélables avec les différences de faciès.

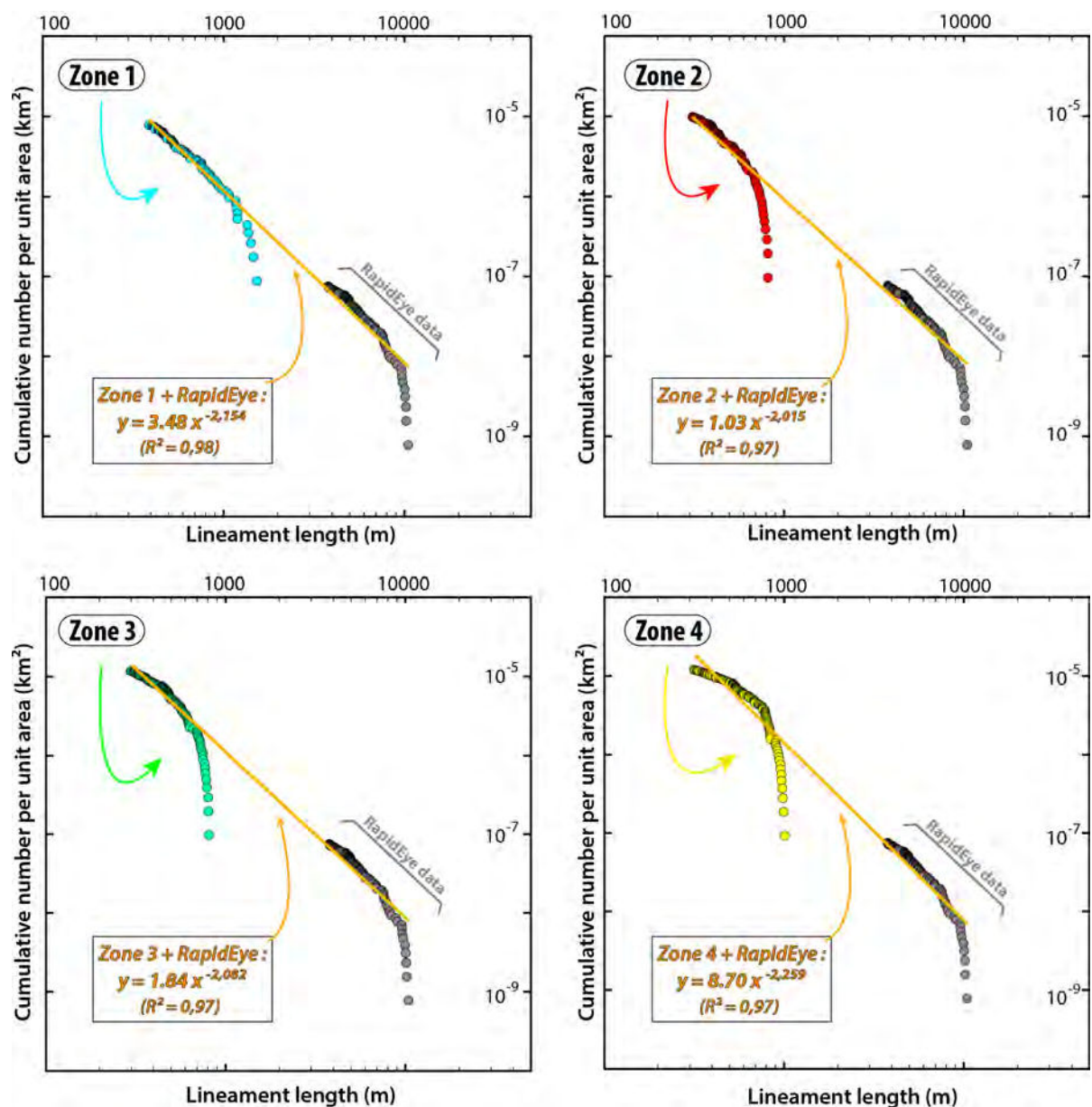


Figure 3.28 : Distribution cumulée des longueurs des linéaments structuraux de la boutonnière d'Ifni mesurés à l'échelle 1/250000 (voir Fig. 3.19) et des linéaments structuraux de chacune des zones mesurés à l'échelle 1/20000 (voir Fig. 3.26). Les expressions et coefficients de corrélation R^2 des lois de puissance traduisant ces distributions sont indiqués.

La comparaison entre les propriétés (orientation, distribution cumulée de longueur, etc.) des linéaments de ces quatre zones tend donc à confirmer l'hypothèse d'une organisation hiérarchisée sur plusieurs échelles de type « self-similar » des structures affectant la marge d'Ifni. Les orientations dominantes NNW-SSE, NNE-SSW, NE-SW et ENE-WSW sont également les orientations principales identifiées à l'échelle régionale. Par ailleurs, l'orientation des familles dominantes de linéaments présents dans les blocs structuraux de chacune de ces zones est généralement identique à l'orientation des structures d'ordres B et C qui délimitent et affectent ces blocs. Cependant, on observe également des familles secondaires qui divergent de ces grandes structures. C'est notamment le cas pour l'orientation ESE-WSW, identifiée sur trois des quatre zones analysées à l'échelle 1/20000 alors qu'elle n'a jamais été décrite aux échelles supérieures (Fig. 3.26c, d, e). Une telle différence indique pour cette zone d'étude une dépendance de la résolution d'investigation pour la reconnaissance de certaines structures présentes.

La distribution cumulée des longueurs de linéaments de ces trois zones avec le meilleur coefficient de corrélation R^2 correspond à une distribution en « log-normal » (Tab. 3.3), généralement décrite dans le cas de structures mises en place par des processus mécaniques, thermiques ou chimiques, autres que tectoniques (*Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001*). La seule zone dont le meilleur coefficient R^2 est associé à une loi de puissance correspond à la première zone décrite, présentant l'ensemble des linéaments avec le plus petit nombre de familles directionnelles, exempte de ces structures secondaires ESE-WSW (cf. zone 1, Fig. 3.26b). Ces informations tendent donc à suggérer que la majorité des linéaments relevés sur ces zones sont bien d'origine tectonique, mais que les structures orientées ESE-WNW pourraient résulter d'autres processus. Celles-ci contribueraient donc à perturber la distribution des longueurs des structures tectoniques de ces zones, modifiant la loi la plus adaptée pour décrire cette distribution. Cette orientation ESE-WNW semble donc être portée uniquement par des structures développées selon des dimensions inférieures à celles de l'ordre C. Contrairement aux autres orientations dominantes dont on suppose

fortement une origine tectonique, cette orientation peut être difficilement reliée aux directions de contrainte durant l'extension mésozoïque, voire à l'héritage structural du secteur. L'expression de cette orientation uniquement par des structures de relativement petites dimensions pourrait suggérer une autre origine, telle que par fracturation primaire, due au refroidissement ou à la décompression en surface (« unloading joints »).

L'ensemble de ces résultats suggèrent finalement qu'à cette échelle intermédiaire, la structuration interne des blocs structuraux délimité par des structures d'ordre C est principalement constituée de structures issues de l'évolution tectonique du socle dans ce secteur. D'autres structures secondaires peuvent également être présentes, pouvant résulter de processus liés à la mise en place de ces formations de socle. Malgré la nature pétrographique hétérogène de ce socle, cette structuration interne s'exprime de manière commune au sein des différentes unités lithologiques. Les orientations dominantes des linéaments identifiés dans ces blocs sont essentiellement contrôlées par les structures d'ordre C qui affectent directement ces blocs. A moins qu'une structure d'ordre B ne soit directement en contact avec un tel bloc, les structures d'ordres supérieurs situées à proximité dans un autre bloc adjacent ne semblent contrôler la structuration interne de ce bloc. Ainsi, les orientations de linéaments observés au cœur de ces blocs sont très similaires à celles des différentes structures plus grandes qui les délimitent, organisées selon quatre orientations possibles déterminées précédemment (*voir section III.2.1.3*). Pour un bloc donné et délimité par deux orientations différentes, il paraît cependant difficile d'identifier en l'état un critère permettant de comprendre la prédominance que peut avoir une orientation par rapport à une autre au sein du même bloc.

2.2. Caractérisation structurale du socle protérozoïque par étude de terrain de la « boutonnière » d'Ifni

Dans cette partie sont présentés les résultats issus des analyses et observations de terrain réalisées dans la boutonnière d'Ifni. Deux zones situées au nord et au cœur de ce massif protérozoïque ont été particulièrement étudiées, se distinguant notamment par leurs étendues respectives. Grâce à plusieurs sites d'analyses, cette étude de terrain vise à déterminer les caractéristiques pétrologiques et structurales des différentes unités lithologiques du massif. La caractérisation de ces sites, en particulier des éléments de déformation fragile, permet de contraindre à l'échelle du terrain les caractéristiques structurales de blocs structuraux d'ordres B et C définis dans la partie précédente (*voir section III.2.1.3*). Cette étude de terrain permet d'investiguer précisément différents objets tels que les zones de failles, les zones fracturées, les intrusions filoniennes basiques ou encore les zones affectées par altération supergène. L'ensemble de ces informations, complémentaires à celles obtenues précédemment à plus large échelle sur l'ensemble de la marge d'Ifni, permet de compléter l'ensemble des données multi-échelles nécessaires à la construction d'un modèle géologique conceptuel de réservoir.

2.2.1 Les données de fracturation du secteur nord de Mirleft

Ce secteur se situe à proximité de la petite ville côtière de Mirleft, au nord de la boutonnière. Il est majoritairement constitué de séries volcano-détritiques de nature variable (ex : grès, conglomérats, ignimbrites, cinérites) appartenant au SGO, dans lesquelles affleure le granite intrusif de Mirleft au nord-est du village (Fig. 3.13). Ce granite appartient au second groupe intrusif tardi-néoprotérozoïque de la boutonnière d'Ifni décrit par Mortaji et al. (2007). Cette unité cristalline se présente sous la forme d'une lame d'orientation N-S, d'environ 10 kilomètres de longueur pour un kilomètre de largeur. Cette unité est recoupée par une faille majeure N-S d'ordre B, présente à l'échelle de la boutonnière, qui marque localement le contact de ce granite avec son encaissant volcano-sédimentaire. Ce contact structural suggère donc que le granite de

Mirleft affleure à la faveur de cette structure N-S. L'analyse structurale des images satellite du massif montre que cette zone est également affectée par d'autres structures de grandes dimensions, orientées selon les quatre directions principales décrites précédemment (N-S ; NNE-SSW à NE-SW ; NE-SW ; NW-SE). Toutes ces orientations sont clairement représentées par les nombreuses failles qui découpent les falaises abruptes du littoral NNE-SSW de cette zone.

Quatre zones ont été particulièrement analysées dans ce secteur, toutes situées soit directement sur le littoral, soit sur les flancs d'un oued ou le long d'une route (Fig. 3.29). En effet, à cause d'une longue exposition météorique et d'une topographie « molle », les conditions d'affleurement dans ce secteur ne permettent pas d'observer des surfaces « fraîches » autrement qu'au niveau de telles coupes naturelles ou artificielles. Les deux sites Mir-1 et Mir-2 sont situés dans les unités volcano-sédimentaires de ce secteur, tandis que les deux autres sites Mir-3 et Mir-4 correspondent au granite de Mirleft.

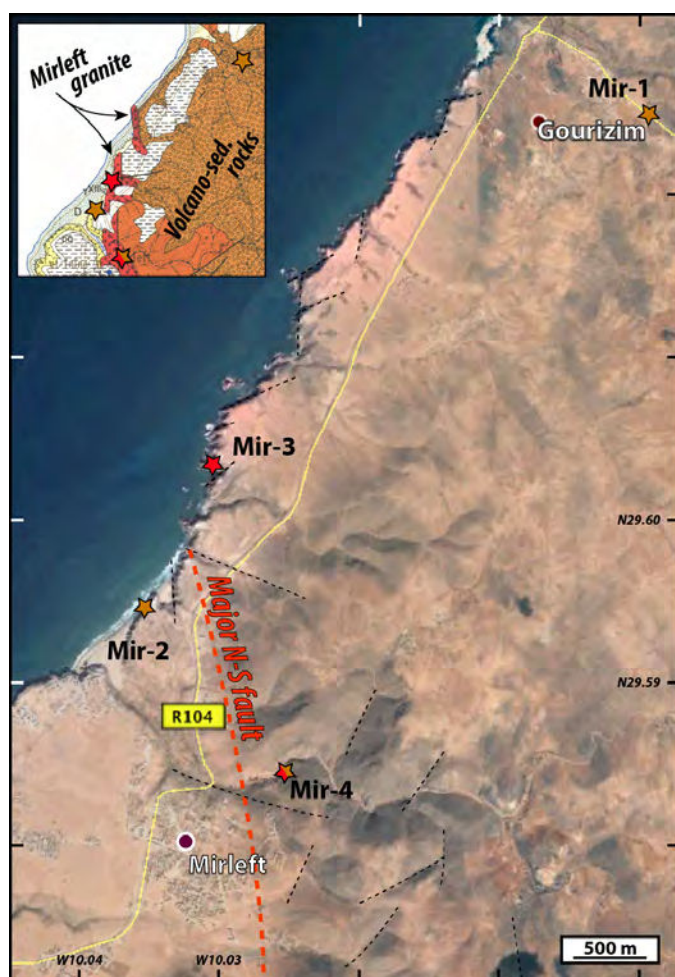


Figure 3.29 : Position des quatre sites Mir-1, -2, -3 et -4 sur une image satellite et un encarté de la carte géologique du secteur nord de Mirleft de la boutonnière d'Ifni (cf. carte géologique de Tiznit, échelle 1/100000, Destombes, 1991). Les étoiles rouges représentent la nature cristalline des sites Mir-3, -4 et les étoiles marrons la nature volcano-sédimentaire des sites Mir-1, -2, -3. Le trait rouge pointillé représente le tracé d'après les images satellite de la faille majeure N-S d'ordre B qui affecte ce secteur.

-
- Les données des unités volcano-sédimentaires

i) Le site Mir-1

Cet affleurement se situe à environ 1 kilomètre de la côte, au sud-est du village de Gourizim le long de la route R104 (Fig. 3.29). Cette zone est localisée à environ 5 kilomètres de la structure tectonique N-S d'ordre B décrite précédemment qui contribue à l'exposition du granite de Mirleft, et permet donc une analyse structurale loin d'un tel accident majeur. Les formations de cette zone sont décrites comme appartenant aux séries volcano-détritiques du SGO selon la carte de Tiznit (Destombes, 1991).

Cet affleurement est exposé le long de la route grâce à une coupe d'une centaine de mètres d'extension selon un axe NW-SE. Les formations recoupées correspondent à une alternance de bancs sombres indurés, d'épaisseur pluri-décimétrique, intercalés par des niveaux fins, blanchâtres et friables, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, selon une stratification d'azimut moyen NE-SW et faiblement inclinée vers le NW (Fig. 3.30a,b). Ces niveaux blanchâtres présentent généralement une nature pyroclastique et sont interprétés comme des niveaux de cinérite, confirmant l'appartenance de tout cet ensemble à des unités volcano-détritiques.

La fracturation de cet affleurement a été analysée le long d'un profil sub-horizontal de 20 mètres de long et d'orientation N130 (Fig. 3.30b). Seules les structures d'extension décimétrique à pluri-métrique ont été relevées. La densité de 4,2 frac./m est ainsi sous-estimée par rapport à la densité réelle puisqu'elle n'intègre pas les fractures de plus faible extension. Ces structures majoritairement sub-verticales sont organisées selon une large famille directionnelle dominante ENE-WSW à ESE-WNW et par deux familles secondaires N-S et NNE-SSW (Fig. 3.30c).

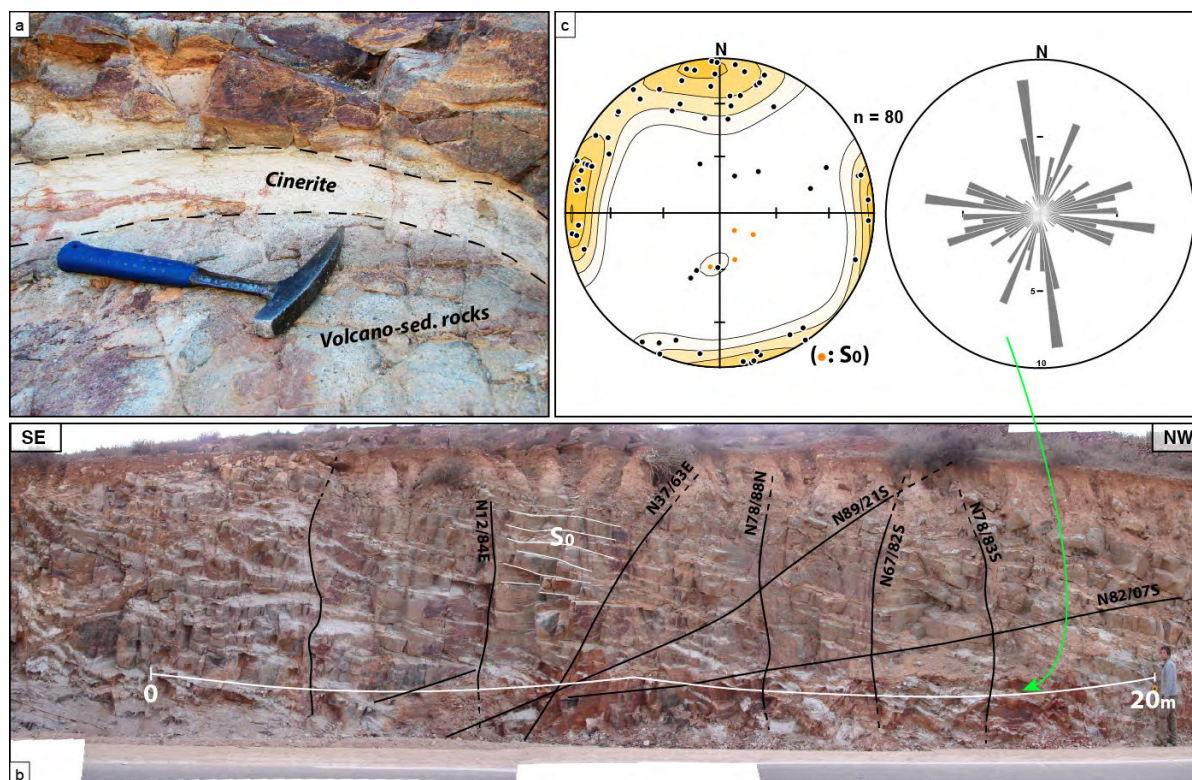


Figure 3.30 : Site Mir-1. a) Alternances de séries volcano-sédimentaires indurées et de niveaux de cinérites friables, organisées selon une stratification NE-SW à faible pendage NW. b, c) Position et résultats du profil de fracturation analysé sur ce site. La projection stéréographique représente l'orientation et la densité associée des pôles des plans de fractures (points noirs) et l'orientation des pôles de plans de stratification (S0, points oranges). Le diagramme de rose représente l'orientation des fractures mesurées sur ce site.

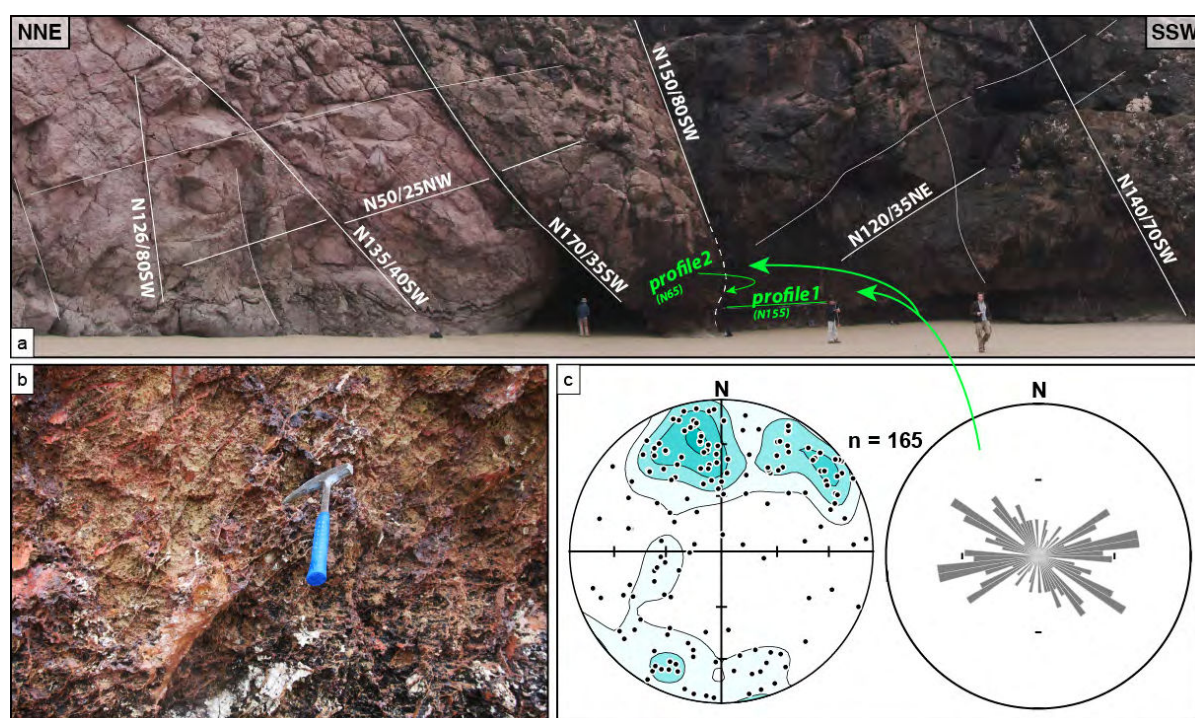
ii) Le site Mir-2

Ce site a été analysé depuis la plage située au nord-est de Mirleft. Il se situe latéralement à quelques centaines de mètres de la structure tectonique N-S d'ordre B précédemment décrite (Fig. 3.29). Contrairement aux indications de la carte géologique, la falaise côtière de cette zone correspond aux unités volcano-sédimentaires du SGO.

Cet affleurement se présente sous forme d'une falaise orientée NNE-SSW, accessible à marée basse, montrant de nombreuses structures décamétriques d'orientation N-S et NW-SE (Fig. 3.31a). Il est constitué d'une roche détritique à grains fins et de nature arkosique. La base de la falaise, exposée par l'érosion marine, montre une texture particulière. La matrice sédimentaire de la roche y est fortement altérée et dissoute, mettant en relief un important réseau de fractures au remplissage secondaire riche en minéraux ferrifères (hématite) et en minéraux carbonatés, avec une épaisseur

parfois centimétrique et plus résistante à l'altération (Fig. 3.31b). Cela donne un aspect déchiqueté à cette arkose, avec une mise en « relief positif » du réseau fracturé.

Deux profils horizontaux de mesures de fracturation ont été analysés au pied d'une structure majeure pluri-décamétrique d'orientation moyenne N150/80SW (Fig. 3.31a, c). Le premier profil a été réalisé selon un azimuth N155 le long du plan de cette structure sur une longueur de ≈ 7 mètres. Le second profil a été réalisé perpendiculairement à cette structure selon un azimuth N65 et sur une longueur de ≈ 6 mètres, démarrant à environ un mètre de la structure. Les orientations des fractures mesurées sur ces deux profils sont présentées la même projection stéréographique. Ces profils montrent respectivement des densités de 15,4 et 10,6 frac./m, probablement sous-échantillonnées à cause de la difficulté à identifier ces fractures à travers ce « relief positif ». La fracturation de ce site est organisée selon une direction dominante ENE-WSW à pendage NNW et selon une direction secondaire NW-SE sub-verticale.



- Les données des unités cristallines de l'épisode intrusif tardif du Néoprotérozoïque

iii) Le site Mir-3

Le granite de Mirleft affleure particulièrement bien au nord-est de la ville, au niveau d'un éperon plongeant vers l'océan et dont la surface est préservée de toute végétation. De la même manière que le site Mir-2, celui-ci se situe latéralement à quelques centaines de mètres de la structure tectonique N-S d'ordre B précédemment décrite (Fig. 3.29). Ce granite de couleur rouge prononcée, présente une texture microgrenue évoluant localement vers une texture porphyrique et une abondance en oxydes et hydroxydes de fer (>5%), localisée notamment en remplissage de fractures et de joints de grains (Fig. 3.32a, b, c, d). Sur cet affleurement, plusieurs dykes basaltiques, d'épaisseur supérieure à un mètre, sub-verticaux et d'orientation NNE-SSW, sont intrusifs dans le granite. A proximité de ces dykes, de nombreuses fractures d'orientation similaires N-S présentent de remplissages polyphasés de quartz et de minéraux opaques avec des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs millimètres.

Un profil de fracturation a été réalisé en recoupant un de ces dykes basaltiques, afin d'obtenir des informations structurales à la fois sur ce granite de Mirleft et sur ces objets intrusifs (Fig. 3.32a, e, f). Les mesures réalisées sur ce profil de 12 mètres de long et orienté selon un azimut N115 montrent trois organisations distinctes de fracturation. Le segment situé entre 2,20 m et 6,70 m sur le profil correspond à la fracturation moyenne de ce granite, avec une densité de 15 à 20 frac./m et une orientation dominante N-S. Ces fractures ont des extensions généralement pluri-décimétriques ou supérieures, délimitant des blocs de granite d'apparence très saine. Le segment situé en 0,40 m et 2,20 m présente une augmentation de densité, avec un maximum à 32 frac./m, associée au développement d'un couloir de fracturation d'orientation NW-SE. Le troisième type de fracturation est observé dans le dyke basique, avec une densité supérieure à 30 frac./m (max. 37 frac./m) et une famille de fractures NNE-SSW clairement dominante, subparallèles aux épontes du filon (Fig. 3.32g).

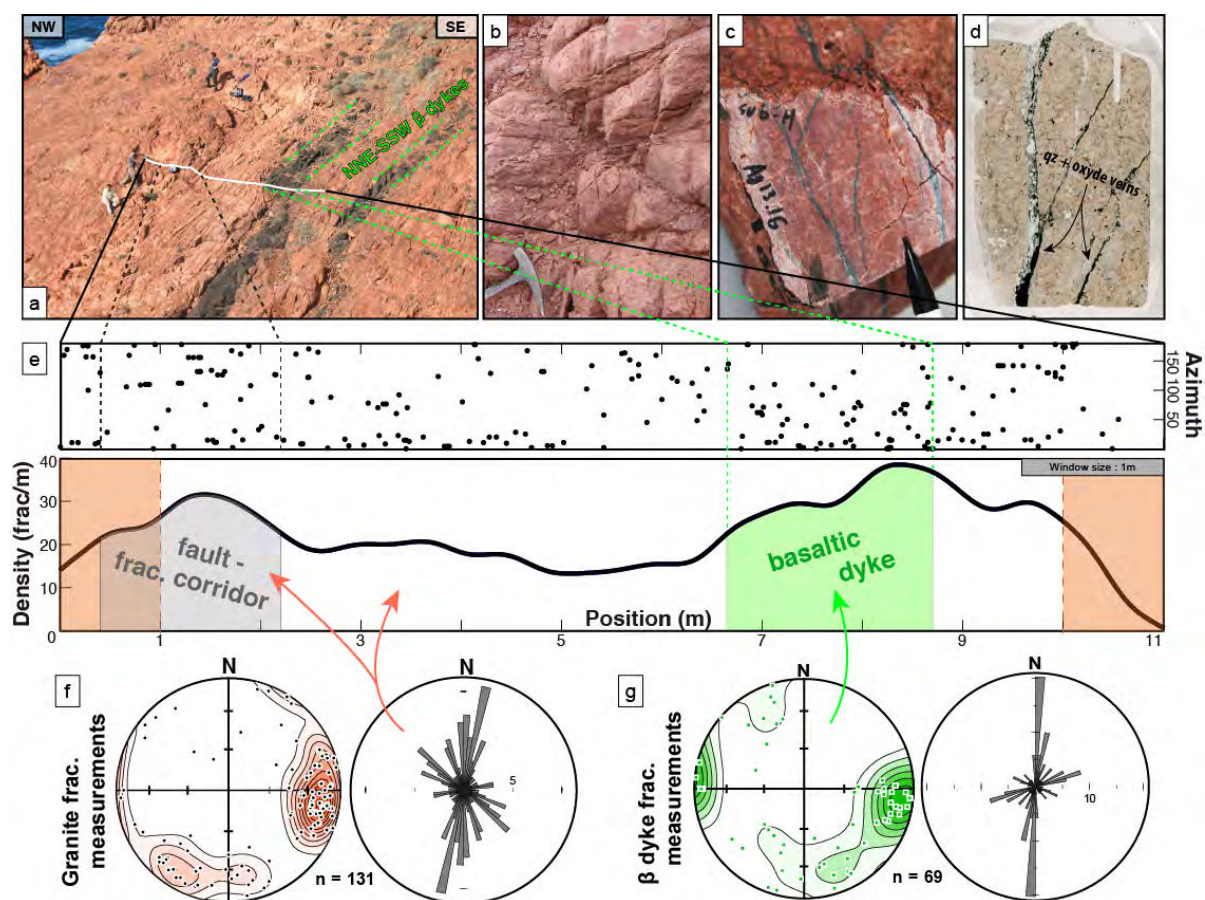


Figure 3.32 : a, b) Granite fracturé du site Mir-3 affecté par plusieurs dykes basaltiques NNE-SSW sub-verticaux. c, d) Remplissage de fractures d'épaisseur millimétrique de minéraux opaques et de quartz. e) Résultats du profil d'analyse de fracturation : position et azimut des fractures ; densité de fracturation calculée le long du profil selon une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur. f) Orientation de la fracturation mesurée dans le granite entre 0,00 et 6,70m sur le profil. g) Orientation de la fracturation mesurée dans le dyke basaltique entre 6,70 et 8,75m sur le profil. (Les projections stéréographiques représentent l'orientation et la densité associée des pôles des plans de fractures et les diagrammes de rose représentent l'orientation des fractures)

iv) Le site Mir-4

Le site Mir-4 se situe le long d'un oued, à l'est de la ville de Mirleft (Fig. 3.29). Cet oued recoupe le granite de Mirleft sur une distance d'environ 500 mètres, avant de s'enfoncer vers l'est à travers les formations encaissantes volcano-sédimentaires. La majorité des mesures structurales de ce site ont donc été réalisées au sein du granite de Mirleft mais quelques mesures ont également été faites plus loin dans l'oued dans l'unité volcano-sédimentaire (Fig. 3.33). Sur ce site, une attention particulière a été portée aux plans de failles d'extension métrique à pluri-métrique sur lesquels l'orientation de glissement est marquée par des stries pouvant être mesurées. Les

plans de failles qui affectent le granite de Mirleft présentent tous des forts pendages supérieurs à 70° et sont organisés selon une orientation dominante NW-SE à fort pendage SW, avec des mouvements décrochants à composante normale. Des structures secondaires sont également mesurées avec deux orientations N-S et NE-SW, respectivement avec des mouvements décrochants et normaux. Les plans de failles relevés dans l'unité volcano-sédimentaire sont organisés selon des familles directionnelles similaires à celles mesurées dans le granite du Mirleft, mais avec des pendages pouvant être plus faibles, notamment pour la famille NW-SE. Ces structures montrent également des mouvements normaux ou décrochants. Aucune chronologie de déformation n'a pu être identifiée sur ce site à partir de ces différents marqueurs de mouvement. On peut néanmoins noter une légère prédominance de mouvements décrochants à composante normale sur ce site.

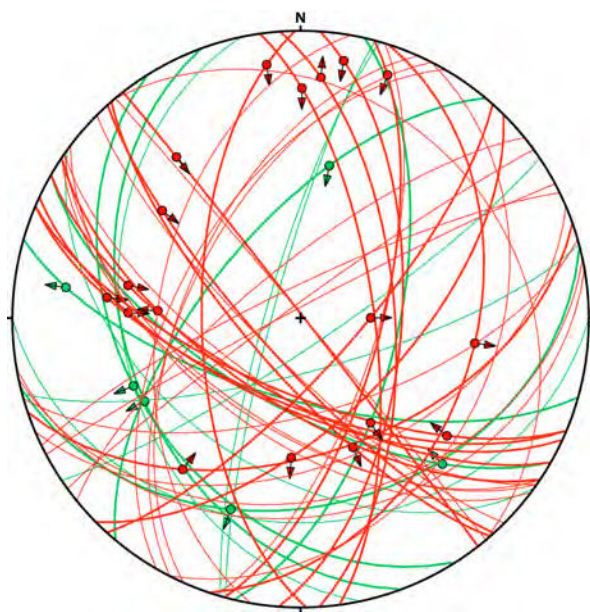


Figure 3.33 : Projection stéréographique des orientations de plans de failles du site Mir-4 mesurées dans les formations cristallines (traits rouges) et volcano-sédimentaires (traits verts). Les traits épais correspondent aux plans sur lesquelles l'orientation de stries a pu être mesurée (indiquée par les flèches).

2.2.2 Les données de fracturation du secteur central de Sidi Ifni

Le secteur de Sidi Ifni, central dans la boutonnière, correspond à une surface d'étude beaucoup plus large que celui de Mirleft au nord (Fig. 3.34). Ce secteur permet d'analyser plusieurs blocs structuraux délimités par des structures d'ordres B et C et composés de plusieurs lithologies différentes. L'un de ces blocs, bordé par deux

failles majeures NE-SW et NNE-SSW de plus de 15 kilomètres d'extension (cf. tracé bleu, Fig. 3.34b), représente un intérêt particulier avec des dimensions similaires à celles du horst d'Ifni, identifié par sismique « offshore » sur la marge proximale d'Ifni (Fig. 3.25a). Les affleurements étudiés dans ce secteur permettent d'analyser différentes positions structurales au sein de ce bloc.

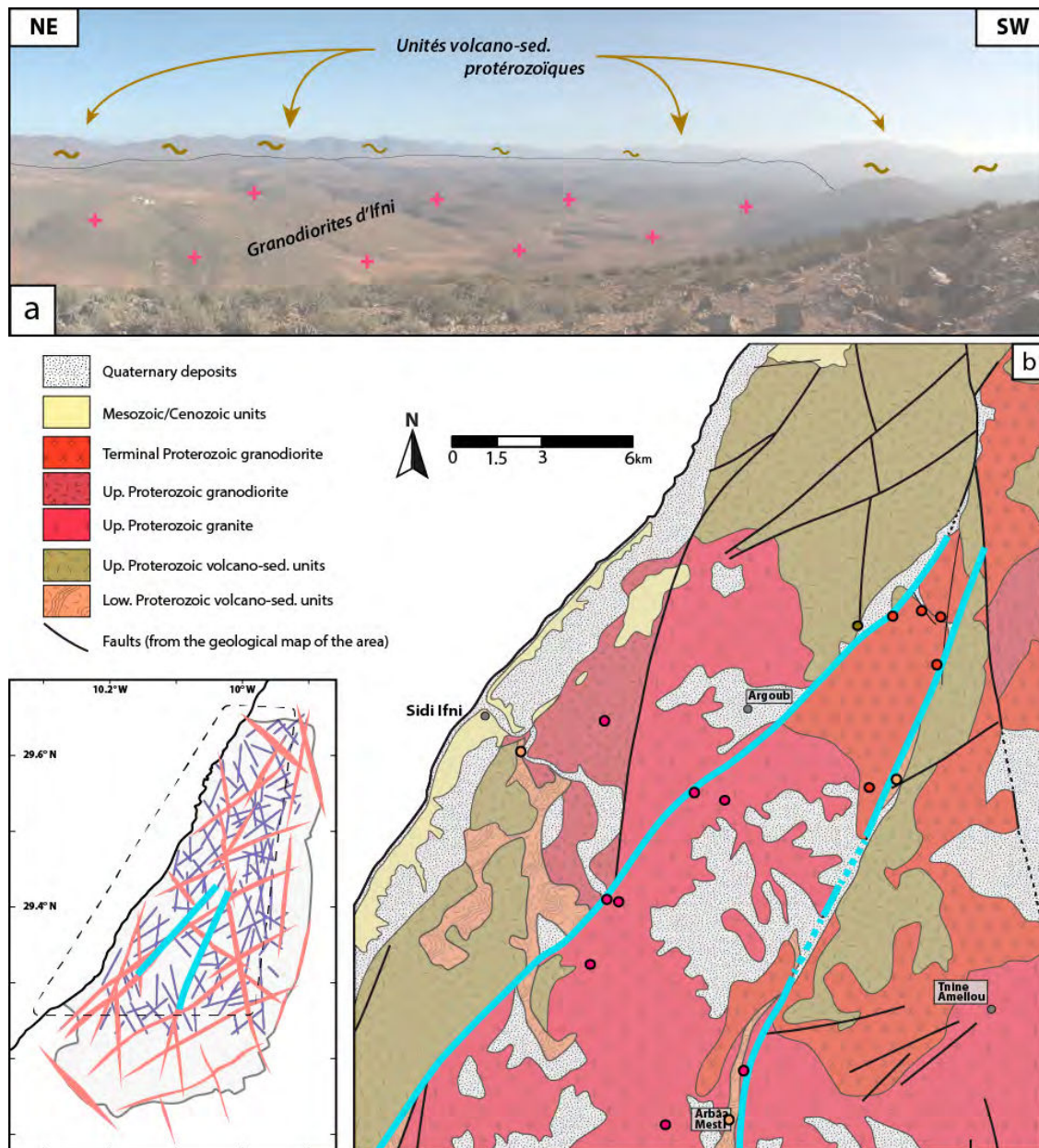


Figure 3.34 : a) Panorama du secteur central de la boutonnière d'Ifni mettant en évidence les contrastes topographiques du massif liés aux variations de lithologie. b) Carte géologique du secteur central d'Ifni indiquant la position des affleurements étudiés (cf. carte géologique de Sidi Ifni, échelle 1/100000, Yazidi et al., 1986). Les tracés bleus correspondent à deux structures d'ordre B délimitant un bloc structural aux dimensions similaires à celles du horst d'Ifni « offshore » (cf. Fig. 3.25).

Les différentes unités lithologiques décrites sur la carte géologique sont aisément identifiables dans le paysage car elles développent de forts contrastes topographiques et morphologiques (Fig. 3.34a). On peut tout de même noter un trait commun pour l'ensemble du massif qui est une géomorphologie plutôt « molle ». Ces différentes unités précambriennes, situées à la croisée des influences climatiques atlantique et saharienne, présentent des surfaces arrondies, recouvertes de regs et de végétation. Les variations abruptes de topographie ne sont observées qu'au niveau des oueds majeurs du massif. Toutes les unités volcano-sédimentaires des SGO et SGAA s'expriment globalement de la même manière par de hauts reliefs aux teintes sombres, notamment dans la partie sud avec un sommet culminant à 1230 mètres. Au niveau des unités cristallines, deux morphologies distinctes sont observées, respectivement associées aux unités du premier groupe intrusif, majoritairement de type granodiorite, et au second groupe plus tardif composé des syénogranites de Taoulecht et de Tiyoughza (Fig. 3.13). Les granodiorites semblent plus sensibles à l'altération supergène que les syénogranites et se présentent sous formes de plaines à relativement basse altitude, incisées localement par certains oueds, et sans relief apparent par rapport aux reliefs des autres unités environnantes. A l'inverse, les granites du second groupe sont plus résistants et se distinguent des granodiorites en formant au centre de la boutonnière des reliefs similaires à ceux des unités volcano-sédimentaires. La topographie du massif d'Ifni est donc aujourd'hui fortement contrôlée par les contrastes lithologiques, masquant d'éventuels mouvements verticaux de blocs structuraux provoqués par une activité tectonique.

De nombreuses structures tectoniques sont tout de même visibles dans le paysage, en particulier dans les unités conservant un fort relief dans lesquelles elles forment des incisions. Ces zones de failles sont souvent délicates à identifier sur le terrain, tant la transition avec le protolithe est graduelle ou qu'elles sont masquées par l'altération supergène et la végétation. Les images satellite montrent que les oueds sont généralement segmentés, selon plusieurs directions bien exprimées et cohérentes avec celles des linéaments structuraux majeurs. Ce contrôle hydro-morphologique suggère la présence de nombreuses failles dans le massif. Cependant, ces zones de

failles ne contrôlent pas systématiquement les structures géomorphologiques. Certaines failles ont été observées au travers de versants de reliefs et non pas dans les incisions/talwegs les plus proches. De la même manière, le lit de certains oueds ont été observés recoupant des zones de failles majeures. Au niveau des structures d'ordre B observées sur le terrain, les failles présentent une zone de cœur de faille cataclastique pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres en épaisseur, vecteur de fortes circulations de fluides d'après les nombreux marqueurs et phases secondaires observés (Fig. 3.35a, b). De part et d'autre de ces zones cataclastiques, on observe généralement des zones avec une forte déformation fragile, exprimée par une intense fracturation. Les conditions d'affleurement et les transitions graduelles des stades de déformation entre le cœur de faille et la roche saine ne permettent cependant pas de déterminer clairement les épaisseurs pour de telles zones déformées. On peut tout de même estimer des épaisseurs largement supérieures à la centaine de mètres pour ces zones de failles comprenant des compartiments de cœur de faille et de zones endommagées.

De nombreux complexes filoniens basiques ont été observés à travers la boutonnière. Ces complexes, parfois très denses, sont organisés sous forme de réseaux de dykes de composition basaltique, sub-verticaux et subparallèles selon des azimuts N-S à NE-SW (Fig. 3.35c). Ces intrusions filoniennes ont été observées dans toutes les grandes unités lithologiques de la boutonnière. Ces dykes possèdent généralement une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres à quelques mètres et des extensions d'au moins plusieurs dizaines de mètres (Fig. 3.35d, f). Plusieurs textures ont été observées, qui ne semblent pas être en lien avec leur orientation ou leur position structurale. Certains présentent un aspect très sain et massif, très peu fracturés à l'instar de l'état de fracturation de la roche encaissante, tandis que d'autres sont fortement cisailés et fracturés dans des zones généralement plus déformées et peuvent porter des structures de brèches hydrauliques (Fig. 3.35e). Ces différents éléments ne permettent cependant pas de déterminer si ces intrusions sont mises en place lors d'un ou de plusieurs épisodes intrusifs. De tels complexes ont peu été décrits jusqu'à présent dans la boutonnière de Sidi Ifni et aucune datation n'existe

dans la littérature (*Benziane, 1974*). La position de ces dykes basaltiques et leur orientation N-S à NE-SW suggère tout de même qu'une partie de ces intrusions soient associés à certains filons similaires décrits le long de la marge atlantique marocaine et qu'elles se soient mises en place durant la phase d'océanisation au Jurassique (*Sebai et al., 1991*). Plusieurs de ces dykes situés au niveau d'horizons altérés en surface montrent une forte sensibilité à l'altération par rapport aux unités cristallines ou volcano-sédimentaires encaissantes du fait de leur composition et teneur en minéraux ferro-magnésiens. D'importantes quantités de phases secondaires, marqueurs de paléo-circulations, sont observées au niveau de fractures ou aux épontes de filons, témoignant du rôle de drain hydraulique que peuvent jouer ces dykes (Fig. 3.35d, f).

L'étude de terrain du secteur d'Ifni a donc été particulièrement focalisée sur le bloc central bordé par deux structures NE-SW et NNE-SSW d'ordre B (Fig. 3.34). Différentes structures d'ordre C recoupent également ce bloc structural ainsi, que les blocs adjacents. Ce bloc central est presque exclusivement composé des deux groupes de faciès cristallins décrits plus haut, qui ont ainsi pu être décrits et échantillonnés en différentes positions structurales. Les faciès volcano-sédimentaires étant très peu présents dans ce bloc central, d'autres affleurements situés dans les blocs structuraux voisins ont également été investigués. Les caractéristiques pétrologiques et structurales des différents sites sont donc présentées ci-dessous, respectivement pour les unités volcano-sédimentaires, ainsi que pour les deux types d'unités cristallines (granodiorite et granite).

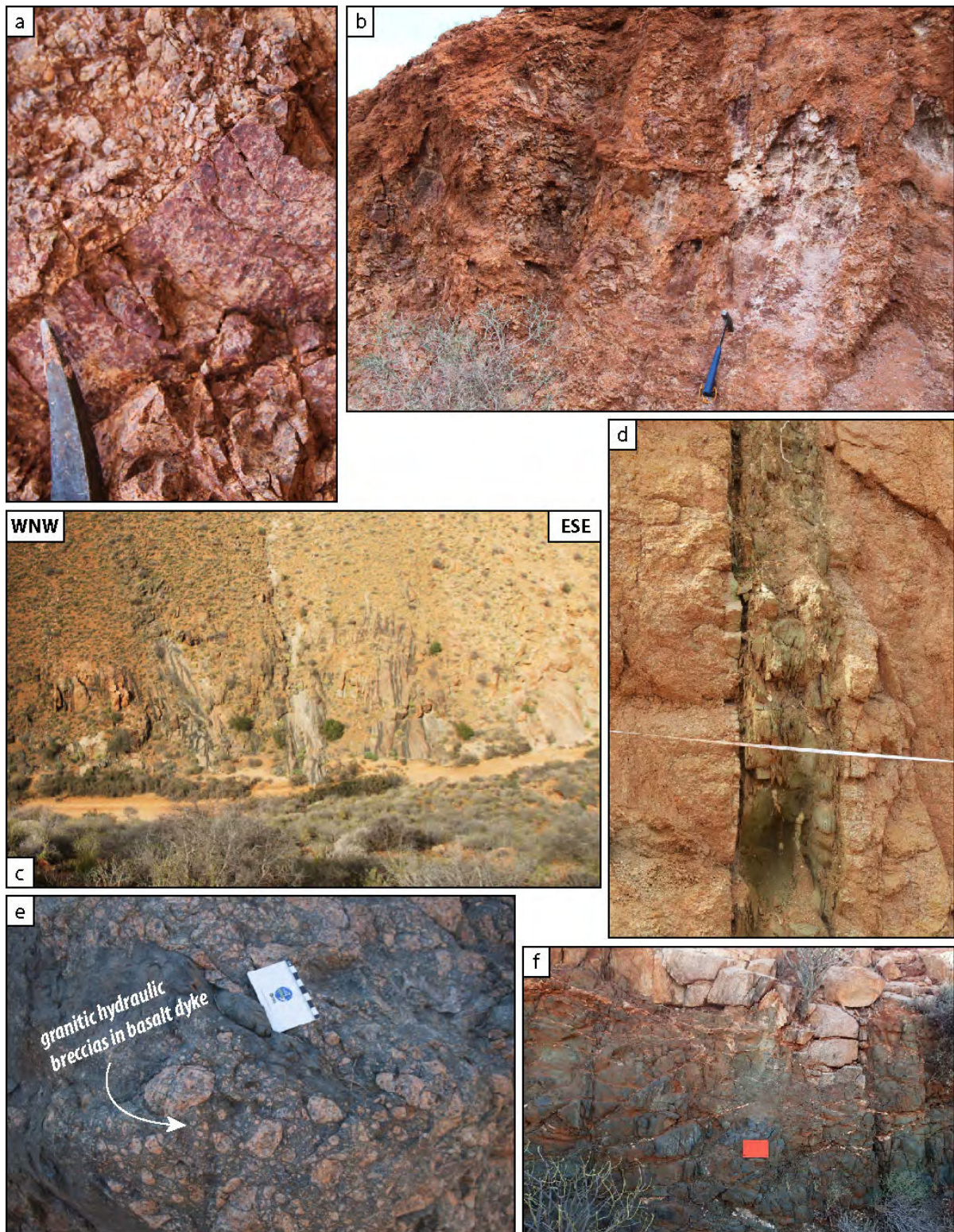


Figure 3.35 : a, b) Cœur de faille cataclastique d'une zone de failles d'épaisseur pluri-décamétrique. Les phases secondaires rougeâtres et blanchâtres présentes entre les clastes de ces cataclasites mettent en évidence les importantes circulations de fluides qui circulent dans ces zones de failles. c) Exemple d'un réseau dense de dykes basaltiques sub-verticaux, orientés NE-SW et d'extension pluri-décamétrique. d) Dyke basaltique sub-vertical d'environ 40 cm d'épaisseur, fortement altéré et fracturé par des fractures subparallèles aux épontes. e) Figures de brèches hydrauliques du granite encaissant au sein d'un dyke basaltique. f) Fracturation avec d'importants remplissages secondaires blanchâtres à travers un dyke basaltique fortement altéré.

- Les données des unités volcano-sédimentaires

Les niveaux volcano-sédimentaires observés dans le secteur central d'Ifni correspondent à deux séries d'âge différent (Fig. 3.36), appartenant respectivement à l'unité XII₃ de la carte géologique de Ifni du groupe du Saghro du (SGAA), mis en place autour de 700 Ma, et à l'unité ρXIII de la même carte, appartenant au SGO et mis en place au Protérozoïque terminal, entre 600 et 540 Ma (Yazidi et al., 1986). Ces deux séries sont décrites comme respectivement antérieure et postérieure aux premières séries cristallines intrusives au Néoprotérozoïque supérieur de la boutonnière d'Ifni. Ces séries volcano-détritiques correspondent à un ensemble de dépôts complexes, de nature variable composée de conglomérats, de grès avec ou sans intercalations de cinérites ou de coulées ignimbrétiques. On note d'ailleurs que les dépôts ρXIII définis comme « ignimbrites supérieures » semblent présenter plus de variations et d'alternances de facies détritiques et volcaniques que cette appellation ne le suggère (Fig. 3.30).

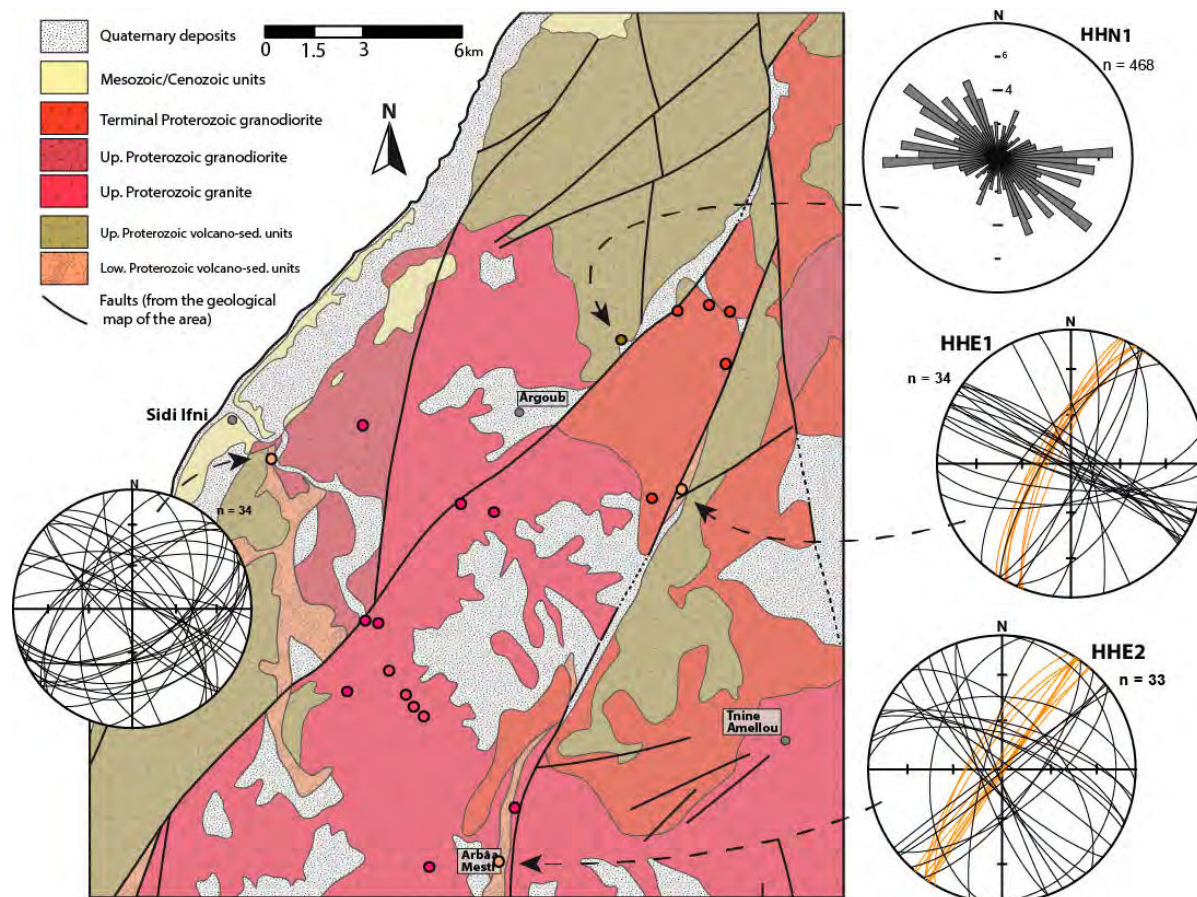
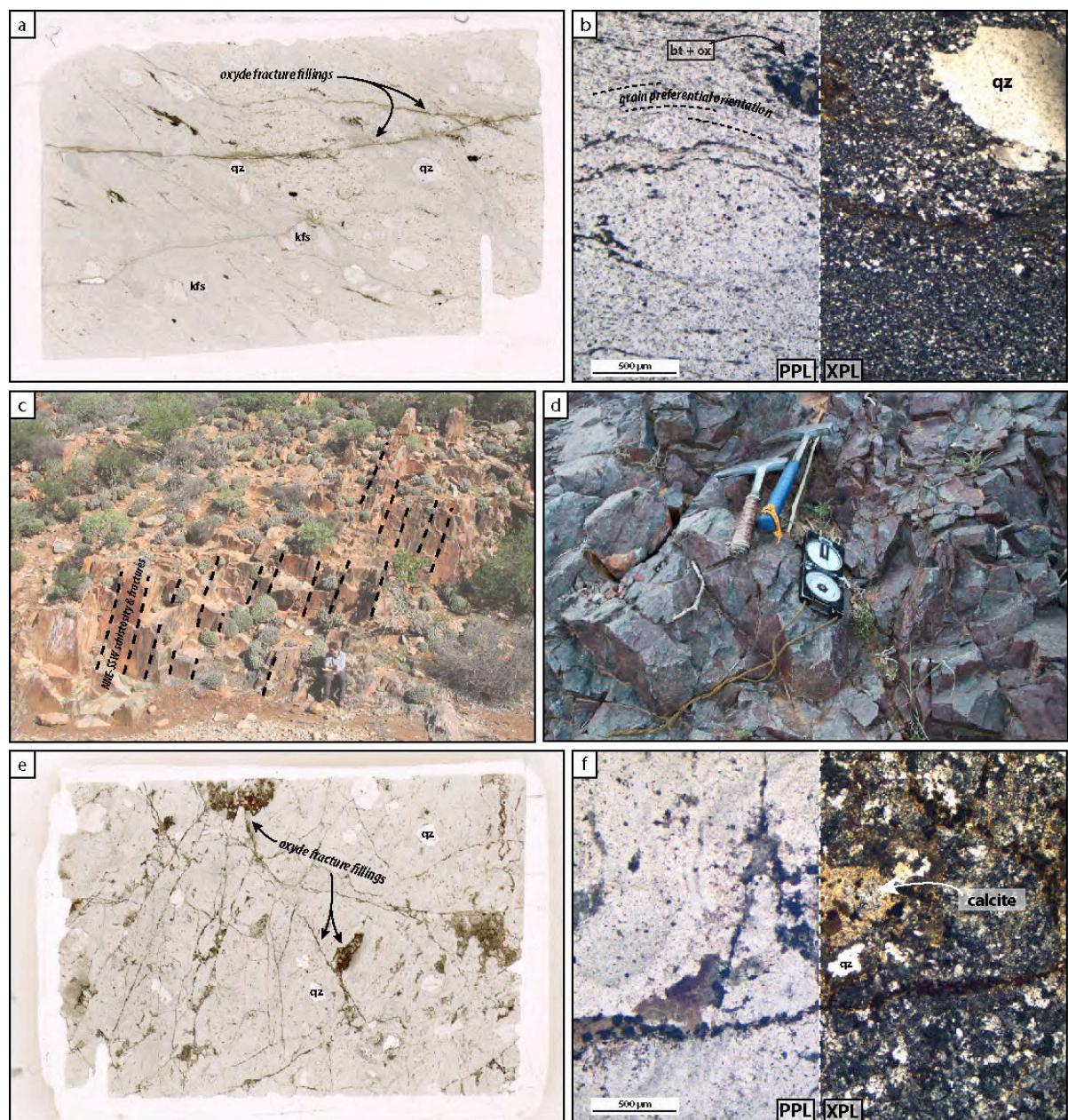


Figure 3.36 : Position et orientation de la fracturation mesurée les différents sites d'unités volcano-sédimentaires indiqués sur la carte géologique schématique du secteur central de la boutonnière d'Ifni (basée sur la carte géologique de Sidi Ifni, échelle 1/100000, Yazidi et al., 1986). Les mesures de plans de schistosité des sites HHE1 et HHE2 sont indiquées en orange.

Trois sites ont permis d'étudier l'unité XII_3 , notamment au niveau d'une fine langue de cette formation de quelques centaines de mètres de large orientée N-S à NNE-SSW, et dont la présence à l'affleurement semble être liée au fonctionnement de la faille bordière orientale du bloc principal de ce secteur (HHE1-2 ; Fig. 3.36). Sur les affleurements étudiés, aucune trace de métamorphisme de contact lié aux intrusions plutoniques n'a été identifiée. Cette unité se présente sous forme d'une roche d'aspect sombre, avec une matrice riche en quartz à grains moyens à fins, présentant des éléments figurés en faible quantité (~10%) avec majoritairement des grains arrondis de taille millimétrique de quartz et accessoirement des clastes sub-automorphes de biotite, de muscovite ou de feldspath (Fig. 3.37a, b). Cette matrice est généralement caractérisée par une fabrique d'orientation préférentielle NNE-SSW sub-verticale. A l'échelle de l'affleurement, cette fabrique se traduit par la présence d'une schistosité NNE-SSW sub-verticale. Celle-ci est accentuée par le développement d'un réseau dominant de fractures subparallèles (Fig. 3.37c). Cette unité est également affectée par une seconde famille de fractures sub-perpendiculaires, d'orientation WNW-ESE à NW-SE (Fig. 3.36). Les fractures de ces deux familles présentent des remplissages de quartz secondaire pouvant atteindre une épaisseur d'un millimètre et qui recoupent la fabrique minéralogique de ces roches. Ainsi, l'orientation commune NNE-SSW de la fabrique minéralogique et de la schistosité de ce faciès volcano-sédimentaire avec celle de la famille dominante de fractures postérieures suggère que la pré-structuration de cette unité ait contrôlé le développement de la déformation fragile postérieure.

Figure 3.37 : a, b) Scan et photos microscopiques (PPL: lumière naturelle ; XPL: lumière polarisée) d'un échantillon du faciès volcano-sédimentaire de l'unité XII_3 montrant une fine matrice anisotrope et des clastes arrondis de quartz (qz) et de feldspaths potassiques (kfs). Cette matrice est recoupée par des fractures souvent subparallèles à la direction d'anisotropie du matériau. c) Schistosité macroscopique associée à l'anisotropie de ce matériau fortement exprimée à l'affleurement. d) Faciès volcano-sédimentaire de l'unité $\rho XIII$ fortement fracturé et sans structuration préférentielle apparente. e, f) Scan et photos microscopiques (PPL: lumière naturelle ; XPL: lumière polarisée) du faciès volcano-sédimentaire de l'unité $\rho XIII$ montrant une forte fracturation associées à des remplissages de quartz, de carbonates et d'oxydes.



L'unité $\rho XIII$ est totalement absente du bloc central d'investigation et a donc été étudiée dans un bloc voisin. Cependant, comme cette unité affleure peu dans cette zone, elle n'a pu être observée qu'au niveau d'un oued localisé par le tracé de la structure NE-SW d'ordre B qui délimite ces deux blocs. Ainsi, le site *HHN1* est localisé à quelques centaines de mètres de cette faille majeure. Cette unité se présente sous forme d'une roche d'aspect sombre, massive et fortement fracturée (Fig. 3.37d). Elle est composée d'une matrice riche en quartz et en biotite à grains fins, présentant des éléments figurés en faible quantité (~10%) de grains arrondis de taille millimétrique de quartz et de rares clastes sub-automorphes de feldspath (Fig. 3.37e, f). De nombreuses

fractures montrent un remplissage secondaire d'épaisseur infra-millimétrique de quartz et de minéraux opaques précipités et de clastes de biotite remaniées. La présence de plages d'hématite entre les grains indique que les circulations associées à ces phases secondaires ont également percolé localement dans la matrice. Des circulations de fluides carbonatés peuvent également être identifiées grâce au remplissage parfois pluri-millimétrique dans certaines fractures, ainsi que sous forme de ciment dans la matrice. L'ensemble de ces précipitations d'oxydes et de carbonates dans la matrice de cette roche volcano-détritique suggère la présence d'une paléo-porosité intergranulaire, actuellement colmatée. Contrairement aux affleurements de l'unité volcano-sédimentaire *XII₃* précédemment décrits, aucune anisotropie minéralogique n'est identifiée. Cette absence de structuration particulière se traduit par une fracturation plus dispersée que celle des affleurements de l'unité *XII₃*. Cette organisation différente de fractures est décrite ci-dessous grâce à plusieurs profils d'analyse de fracturation.

Trois profils horizontaux de mesures de fracturation ont ainsi été analysés sur le site *HHN1* situé dans l'unité *pXIII* (Fig. 3.36, 3.38). Le lit de l'oued décrit plus haut permet d'exposer plusieurs surfaces orientées différemment et donc la prise en compte de toutes les familles de fractures. Ces profils ont été réalisés entre plusieurs zones de failles, exprimées selon des orientations différentes par rapport à celle de la structure NE-SW d'ordre B située à proximité et représentées sur l'image satellite de ce site (Fig. 3.38). Au niveau de ces profils, la plupart de ces zones de failles montrent des orientations comprises entre des azimuts WNW-ESE et NNW-SSE. Ces structures présentent localement une texture bréchique sur des épaisseurs pouvant être supérieures au mètre et où la densité de fracturation peut être supérieure à une fracture par centimètre. Les profils ont donc été réalisés entre de tels couloirs afin de voir comment la fracturation y est organisée. Ces profils ont été réalisés avec un intervalle d'une vingtaine de mètres, selon une longueur d'environ 5 mètres et respectivement selon les orientations N170 et N110, ainsi que deux segments jointifs orientés N160 et N20. Une densité de fractures importante, de plus de 30 frac./m est calculée sur ces trois profils. Les résultats de ces trois profils montrent que le réseau de

fracturation mesuré sur ce site est organisé autour de deux familles dominantes de fractures E-W sub-verticales et NW-SE à pendage SW (40-70°) et selon deux familles secondaires NNW-SSE à pendage WSW et NNE-SSW à pendage WNW.

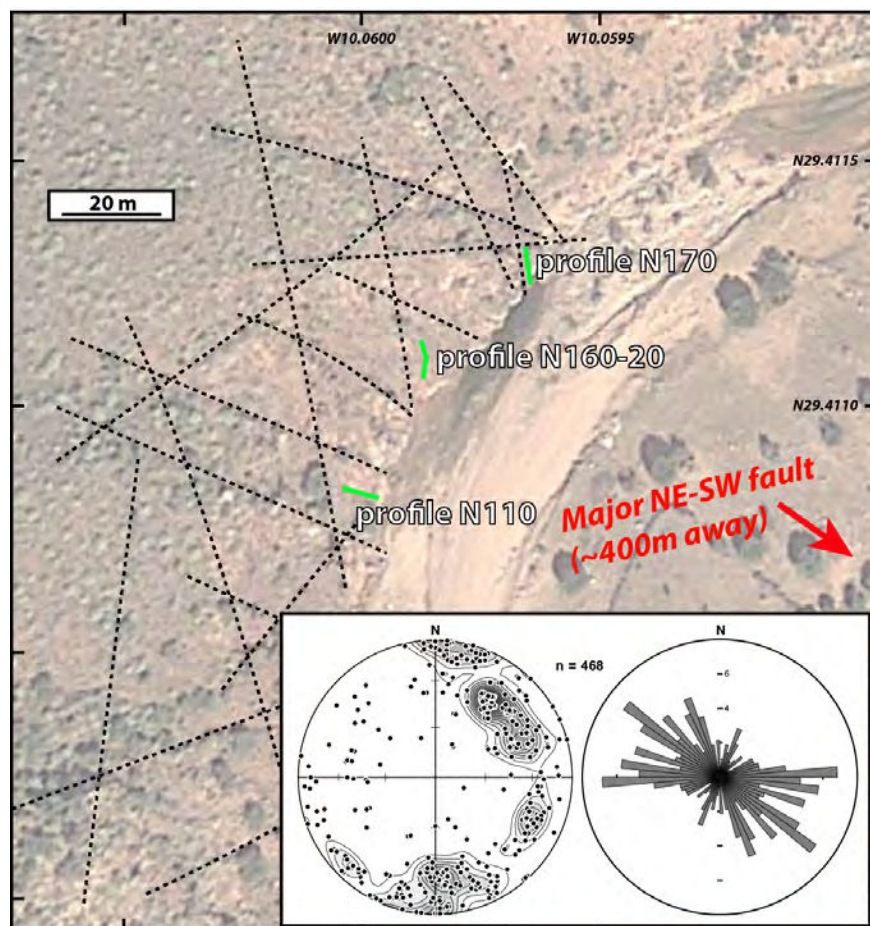


Figure 3.38 : Analyse de fracturation du site HHN1, situé à ~400m de stru B NE-SW. Img sat localise principales structures fragiles pluri-décamétriques et position des 3 profils de fracturation de type « scanline » de ce site. La projection stéréographique (pôles des plans de fractures) et le diagramme de rose représentent les résultats cumulés des trois profils de fracturation analysés sur le site HHN1.

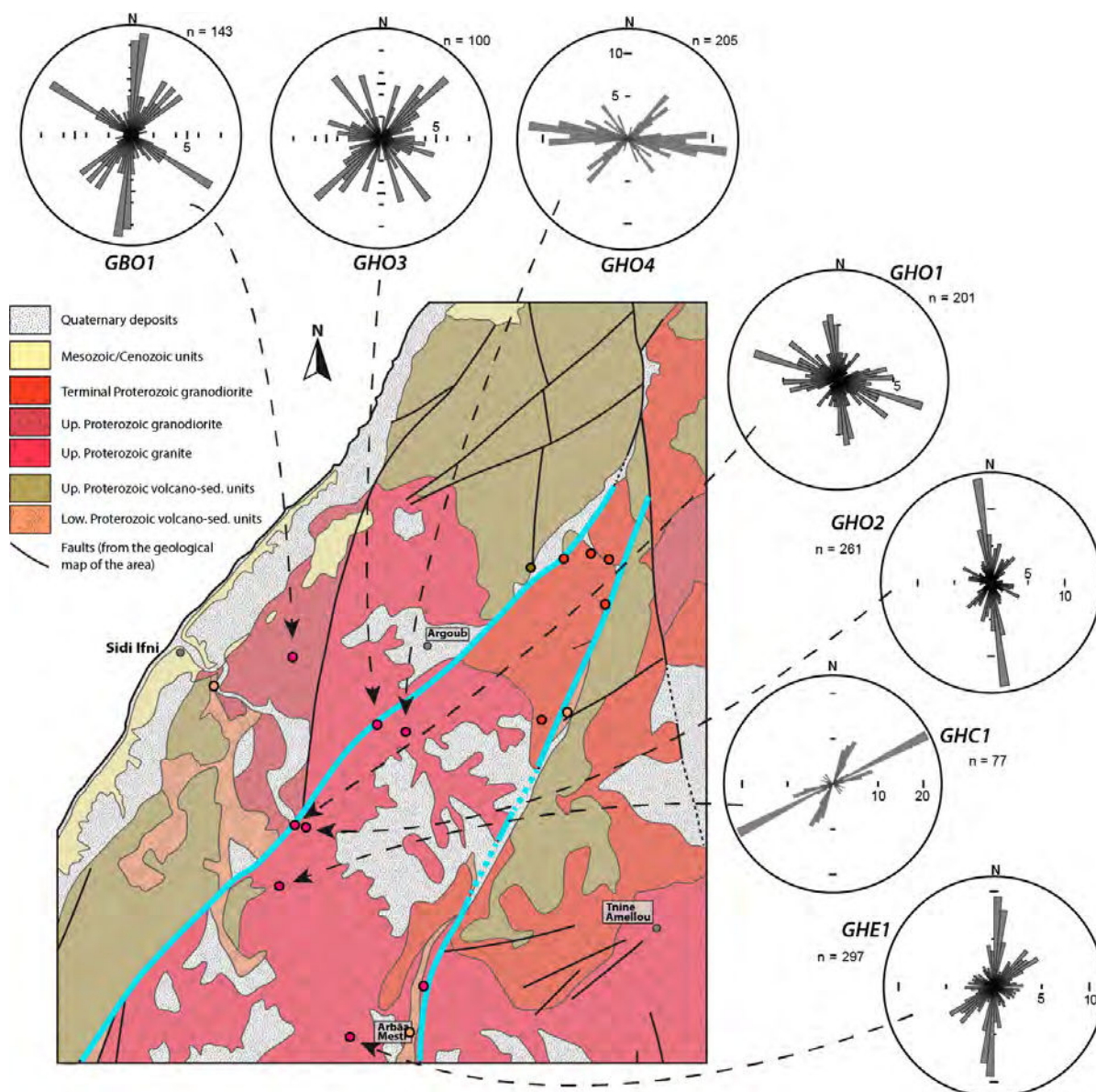
Ces différentes orientations suggèrent que la fracturation de ce site est principalement contrôlée par les différentes structures pluri-décamétriques identifiées à proximité de ces profils (Fig. 3.38). De plus, les orientations mesurées sur le site HHN1 semblent être également en accord avec celles des familles principales de linéaments structuraux pluri-hectométriques (WNW-ESE, NNW-SSE, NNE-SSW) analysés à plus grande échelle (1/20 000) sur une image satellite du secteur proche (cf. zone 2, Fig. 3.26 , voir section III.2.1.4). Les proportions de ces familles de fracture sont néanmoins réparties différemment, avec différentes familles dominantes entre ces différentes échelles d'investigation. A l'inverse, l'absence quasi-totale de fractures NE-SW sur ce site suggère que la structure majeure NE-SW située à quelques centaines de

mètres ne contrôle pas le réseau de fracturation dans cette partie du bloc. Ainsi, ces informations mettent en évidence le rôle que peuvent avoir toutes les structures de dimensions inférieures des ordres B et C sur l'organisation de la fracturation à l'échelle du terrain au sein d'un bloc structural. A une distance de quelques centaines de mètres d'une structure d'ordres B ou C qui borde un bloc structural, la fracturation est donc contrôlée principalement par les structures de déformation les plus proches, d'extension pluri-métrique à pluri-hectométrique, c'est-à-dire de dimensions inférieures à celles de l'ordre C.

- Les données des unités cristallines de l'épisode intrusif précoce du Néoprotérozoïque

Les premières unités cristallines néoprotérozoïques à être mises en place dans ce secteur correspondent à un groupe intrusif, sub-contemporain à postérieur par rapport aux unités $\rho XIII$ volcano-sédimentaires du SGO (Fig. 3.39). Ce groupe est composé de différents faciès de compositions similaires, toutes plus sensibles à l'altération que les autres formations volcano-sédimentaires et cristallines du massif d'Ifni et se démarquent par leur topographie très « molle ». Ces unités ont été majoritairement étudiées dans les parties centrale et sud du bloc principal de la zone d'étude, où elles sont représentées par le sigle $\gamma_1 XII_3$ sur la carte géologique de Ifni (Yazidi et al., 1986). Plusieurs sites localisés en position centrale ou en bordure de ce large bloc structural ont pu être décrits et analysés, affleurant à la faveur d'incisions d'oued ou de tailles de route (Fig. 3.39). Quelques autres sites ont également été étudiés à l'extérieur de celui-ci, notamment dans un autre bloc plus à l'ouest composé du faciès de l'unité $\gamma_3 XII_3$ de la carte géologique de Ifni.

Figure 3.39 : Position et orientation de la fracturation mesurée sur les différents sites des unités cristallines de l'épisode intrusif précoce du Néoprotérozoïque, indiqués sur la carte géologique schématique du secteur central de la boutonnière d'Ifni (basée sur la carte géologique de Sidi Ifni, échelle 1/100000, Yazidi et al., 1986). Les tracés bleus correspondent à deux structures d'ordre B délimitant un bloc structural aux dimensions similaires à celles du horst d'Ifni « offshore » (cf. Fig. 3.25).



L'unité $\gamma_{1}XII_3$ qui constitue l'essentiel du bloc principal d'étude correspond d'après cette carte géologique à deux faciès cristallins porphyriques de Mesti : une granodiorite à biotite et amphibole et un monzogranite à biotite. Le faciès granodioritique est cependant dominant puisqu'il a été reconnu sur la plupart des sites étudiés. Le faciès de l'unité $\gamma_{3}XII_3$ du bloc voisin correspond à la granodiorite d'Ifni, extrêmement similaire à celle de Mesti en termes d'aspect et de composition. Ces granodiorites se présentent sous un aspect massif, leucocrate avec une légère teinte rosâtre à rougeâtre et peuvent présenter d'importants marqueurs de déformation fragile ou d'altération. Elles présentent une texture microgrenue à grenue porphyroïde et sont composées de plagioclases fréquemment zonés (~40%), de feldspaths potassiques généralement poecilitiques (~25-30%), de quartz (~20%), de biotites (~10-

15%) et de rares amphiboles. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène, l'apatite et des minéraux opaques. Une paragenèse secondaire à chlorite, épidote et minéraux opaques est également identifiée, généralement en remplissage de fractures. Le développement de cet assemblage secondaire semble être associé localement à la déstabilisation de certaines biotites en chlorites. On observe également une micro-fracturation pervasive, inter- et intra-grains, avec des remplissages riches en fer (e.g. oxyde, hydroxyde). Les minéraux primaires situés dans les niveaux les plus fracturés montrent généralement des marqueurs d'altération liés à des paléo-circulations dans les fractures (ex : séricitisation des feldspaths, déstabilisation des biotites en chlorite).

Plusieurs sites localisés en cœur de bloc structural, sans proximité apparente avec une structure d'ordres B ou C, ont été investigués.

Le site *GBO1* est situé dans la partie occidentale de la boutonnière, dans un bloc composé du faciès de granodiorite d'Ifni et correspond à une importante falaise de 30 à 50 mètres de hauteur, formée par un méandre d'un oued à 3-4km à l'est de la ville d'Ifni (Fig. 3.39). Ce site est affecté par de nombreuses structures pluri-décamétriques, clairement identifiables dans cette falaise mais non-visibles sur le plateau érodé au delà de la bordure de l'oued. Le relevé structural réalisé sur ce site correspond à un relevé des structures d'extension pluri-métriques mesurables à la base de cet escarpement sur une zone d'une cinquantaine de mètres de large. Ce relevé de structures dites « macros » met en évidence trois familles dominantes, organisées selon les orientations N-S, NE-SW et NW-SE, toutes trois corrélables aux directions principales observées à grande échelle.

De manière similaire, l'affleurement *GHC1* est également situé au sein d'un bloc structural, hors des zones d'influence des structures majeures d'après les observations par images satellite ou de terrain (Fig. 3.39). Le relevé structural réalisé sur ce site correspond à un profil de fracturation de type « scanline » de 14,42 mètres de long selon un azimut N160 (Fig. 3.40a). Ce profil met en évidence une faible densité de fractures d'environ 5 frac./m. Néanmoins la partie centrale de ce profil montre un

augmentation de la densité, localisée au niveau d'une zone d'intersection de fractures. Ces augmentations très localisées ont également pu être observées en dehors de ce profil au niveau de couloirs de fracturation. Les zones d'intersections et les couloirs de fracturation permettent donc de localiser une densité de fracturation plus importante, de l'ordre de 20-30 frac./m sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres. Les fractures mesurées sont bien organisées selon deux orientations dominantes ENE-WSW et NNE-SSW, similaires à certaines des orientations principales observées à grande échelle à travers la marge d'Ifni. Enfin, bien qu'absentes le long de ce profil d'analyse, quelques structures d'orientation N-S et NW-SE ont également été observées sur ce site. Elles n'ont donc probablement pas été relevées sur ce profil du fait de leur faible densité et de leurs orientations similaires avec celle du profil N160.

Le site *GHE1* est situé au sud du bloc d'étude (Fig. 3.39). Il correspond à une coupe réalisée à la faveur d'une route menant au village de Mesti. Ce site est situé à environ 500 mètres de l'entrée de la bourgade, au nord-ouest de celle-ci et se présente sous-forme d'une coupe orientée N110, d'environ 5 mètres de hauteur sur une centaine de mètres de longueur. Ce site est affecté par plusieurs structures fragiles de type faille ou couloir de fracturation, d'extension apparente décamétrique, et par plusieurs filons basaltiques fortement altérés. Ces filons basiques se présentent avec des orientations variables. Tous ces objets sont clairement identifiables à l'affleurement mais non-visibles sur le plateau érodé au-dessus de cette coupe. Deux types de relevés structuraux ont été réalisés sur ce site (Fig. 3.40b). Le premier correspond à un relevé uniquement des structures d'extension pluri-métriques dites « macros », qui sont mesurables à la base de cet affleurement sur une zone de 50 mètres de large. Le second relevé correspond à un profil de fracturation de type « scanline » de 7,50 mètres de longueur, où sont relevées toutes les fractures d'extension centimétrique ou supérieure. Les deux types de relevés mettent en évidence deux familles dominantes, organisées selon les orientations N-S et NE-SW, toutes deux corrélables à certaines des directions principales observées à grande échelle (Fig. 3.40b). Deux autres familles secondaires sont également identifiées et correspondent à une large famille d'orientation E-W, ainsi qu'une autre famille NNW-SSE. Au niveau du profil de

fracturation de type « scanline », 23 structures pluri-métriques dites « macros » ont été identifiées. Au regard de leur position sur ce profil et par rapport au profil de densité de fractures, les plus fortes valeurs de densité sont mesurées à proximité de ces structures avec des valeurs maximales proches de 30 frac./m, tandis que entre ces structures les valeurs de densité observées sont d'environ 15 frac./m (Fig. 3.40b). Enfin, on constate des valeurs de densité de fracturation plus importante sur ce site par rapport à celles du site *GHC1*. Ces deux sites semblent pourtant avoir une position similaire en cœur de bloc structural, à distance d'une structure majeure.

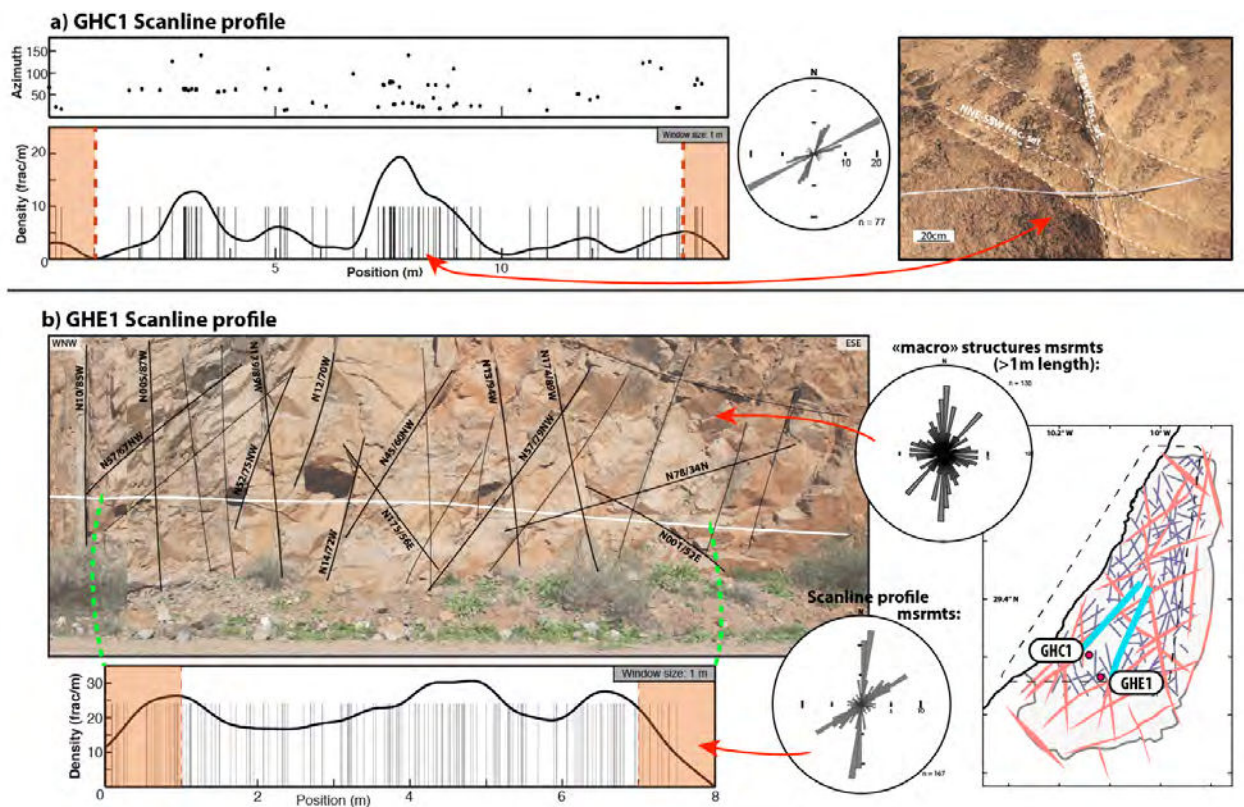


Figure 3.40 : a) Résultats du profil de fracturation de type « scanline » du site *GHC1* : position et orientation des fractures ; densité de fracturation calculée le long du profil selon une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur. b) Analyse de fracturation du site *GHE1* composée d'un relevé des orientations des structures dites « macros » et d'un profil de fracturation de type « scanline » (orientation, densité calculée avec une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur).

Les différentes observations réalisées sur ces sites localisés en cœur de blocs structuraux suggèrent qu'en l'absence d'influence directe de structures majeures d'ordre B ou C, le réseau de fracturation dans ces unités cristallines est composé de plusieurs familles de structures aux orientations très similaires celles à observées à

grande échelle sur le secteur d'étude. Ces observations permettent donc d'étendre l'hypothèse d'une organisation multi-échelles de la fracturation de la marge d'Ifni, depuis les observations par images satellite jusqu'aux observations de terrain.

Contrairement aux sites présentés ci-dessus où la fracturation est organisée selon plusieurs, voire toutes les directions principales observée à l'échelle de la marge (N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW et NW-SE), d'autres sites montrent une fracturation organisée autour d'une seule orientation dominante. La fracturation de ces sites semble être localement contrôlée par la présence d'une structure majeure proche de dimensions d'ordre B ou C. Le site *GHO2* est situé à proximité (~400 m) de la bordure occidentale du bloc central d'étude, et également dans l'axe d'une structure N-S d'ordre C (Fig. 3.41). Cet affleurement est représentatif de la bordure du bloc structural, dont la fracturation est influencée directement par une structure majeure bordière de bloc. Ce site correspond à une coupe réalisée le long de la route nationale N12, situé à 8-9 km de Sidi Ifni, et se présente sous-forme d'un affleurement orienté N105, d'environ 5 mètres de hauteur sur environ 400 mètres de longueur. Ce site est affecté par de nombreuses structures fragiles de type faille ou couloir de fracturation, d'extension apparente décamétrique. On observe également plusieurs intrusions filoniennes de nature acide et basique, dont les épaisseurs peuvent atteindre plusieurs mètres. La granodiorite du niveau sommital de cet affleurement est fortement affectée par les processus d'altération supergène et les filons basaltiques sub-verticaux sont également altérés. A nouveau, tous ces objets structuraux et volcaniques sont clairement identifiables à l'affleurement mais non-visibles sur le plateau érodé au-delà de cette coupe. Deux types de relevés structuraux ont été réalisés sur ce site (Fig. 3.41). Le premier correspond à un relevé uniquement des structures d'extension pluri-métriques dites « macros », qui sont mesurables à la base de cet affleurement sur une zone de 80 mètres de large. Le second relevé correspond à un profil de fracturation de type « scanline » de 6,50 mètres de longueur, réalisé au niveau d'un contact entre l'encaissant cristallin et un dyke rhyolitique de plus de 10 mètres d'épaisseur. Les deux types de relevés mettent en évidence une famille clairement dominante de structures

N-S sub-verticales, que l'on peut associer à l'orientation de la structure d'ordre C identifiée au niveau de ce site par l'analyse d'images satellite (Fig. 3.41). Deux autres familles mineures d'orientation NE-SW et ESE-WNW sont également présentes. Une analyse détaillée de la densité de fracturation de ce site a été réalisée à partir d'un montage de photographies de l'affleurement le long d'un axe subhorizontal de plus de 70 mètres de longueur, sur lequel ont été relevées toutes les fractures visibles (Fig. 3.42). Ce long profil permet de réaliser plusieurs observations sur les variations de densité de fractures, malgré quelques interruptions le long du profil à cause de zones particulièrement altérées et de petits éboulements. (i) On identifie un comportement mécanique différent entre le matériau encaissant et les intrusions volcaniques. Les densités de fracturation sont très différentes entre la granodiorite encaissante (moy. : 13,6 frac./m) et le dyke de nature rhyolitique (moy. : 33,0 frac./m). (ii) Une augmentation de cette densité de fracturation est également observée au niveau du contact entre ces différentes unités, en particulier dans la roche encaissante. (iii) De la même manière que pour les différents affleurements précédents, les valeurs de densité observées entre les structures dites « macros » sont relativement faibles, généralement autour de 10 frac./m. (iv) Les fortes valeurs de densité sont mesurées à proximité de structures dites « macros », généralement supérieures à 30 frac./m. Une zone particulière, extrêmement déformée et « bréchifiée » est identifiée, avec une densité supérieure à 75 frac./m, que l'on peut corrélérer avec le tracé de la structure N-S d'ordre C identifiée au niveau de ce site par l'image satellite (Fig. 3.41).

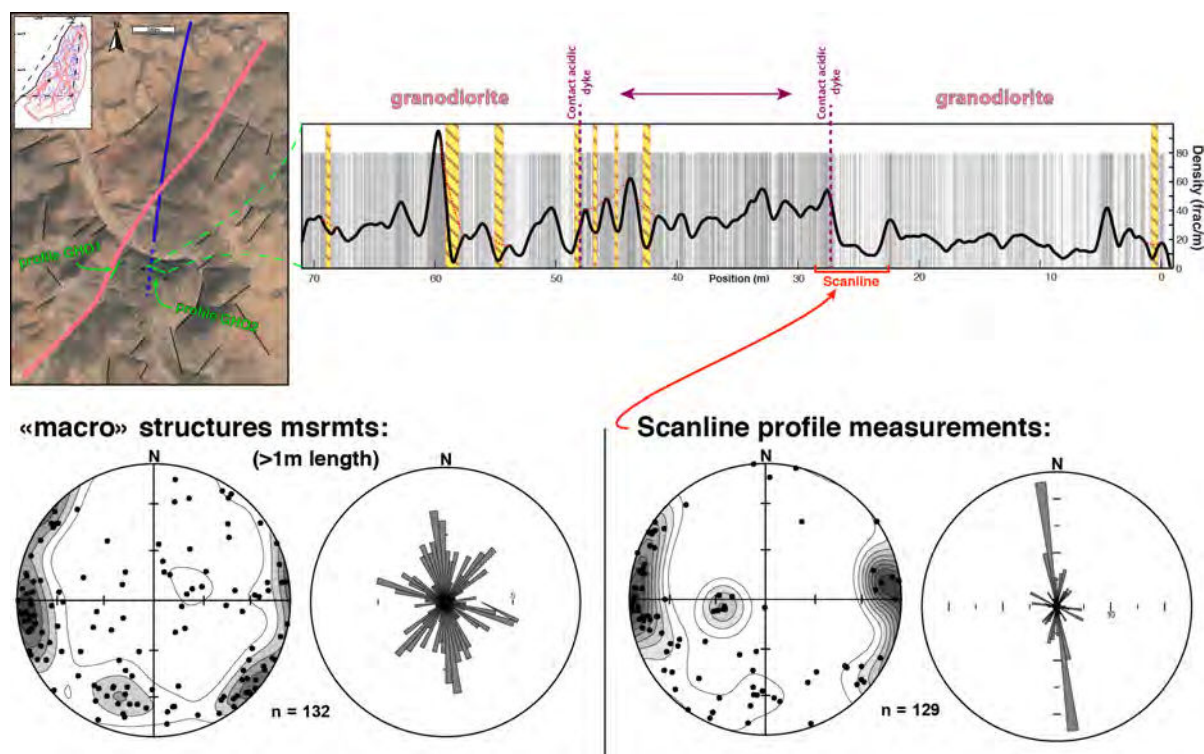
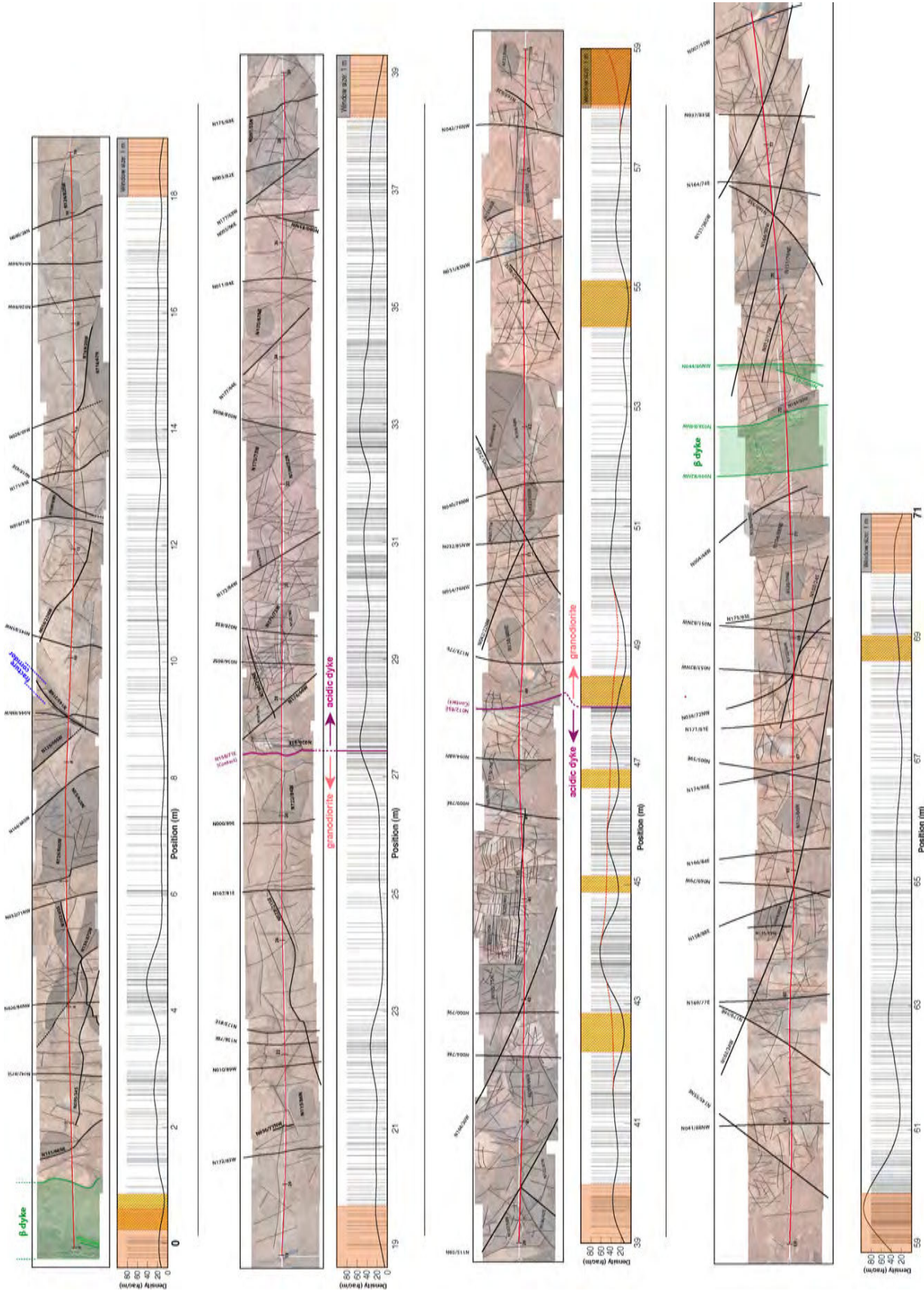


Figure 3.41 : L'image satellite localise les deux structures d'ordre B (rouge) et C (bleu) et les principales structures pluri-décamétriques qui affectent la zone à proximité des deux sites GHO1 et GHO2. La densité de fracturation du site GHO2 est calculée le long d'un profil de plus de 70 mètres (cf. Fig. 3.42). Les projections stéréographiques (pôles des plans de fractures) et les diagrammes de rose représentent respectivement les résultats des profils de fracturation du relevé des structures dites « macros » et du relevé de type « scanline » le long de ce profil.

Ainsi, en bordure de bloc structural et à proximité directe d'une structure majeure d'ordres B ou C, la fracturation dominante est contrôlée par cette structure. Cette fracturation dominante peut être considérée comme un élément de la zone endommagée de cette structure majeure, dont l'épaisseur peut être estimée à une centaine de mètres de part et d'autre de la structure. On remarque également que les zones de contacts sub-verticaux des intrusions volcaniques, par l'augmentation de fracturation que celles-ci génèrent, peuvent représenter une zone favorable de drain pour les circulations de fluides. D'une certaine manière, ces contacts reflètent à petite échelle le rôle que peuvent avoir les interfaces entre différentes unités pour les transferts de fluides, tels que les contacts entre blocs structuraux à plus grande échelle.

Un dernier type de réseau de fractures est identifié sur plusieurs affleurements, situés en position centrale ou en périphérie des blocs structuraux. Les données de fracturation issues de l'analyse de terrain de ces différents sites corroborent la présence d'une famille de structures d'orientation ESE-WNW qui est identifiée sur les images satellite uniquement à l'échelle 1/20000 (*voir section III.2.1.4*). Le système de fractures du site *GHO3*, situé à proximité de la faille bordière NE-SW du bloc principal de la zone d'étude, est composé de plusieurs familles directionnelles (Fig. 3.39). La famille dominante que représentent les fractures orientées NE-SW est directement corrélable avec la faille d'ordre B à proximité de ce site mais plusieurs autres familles secondaires sont également identifiées, dont une famille de structures d'orientation ESE-WNW. Le site *GHO1* est situé à proximité du site *GHO2* précédemment décrit, c'est-à-dire dans l'axe d'une structure majeure d'orientation N-S et à proximité (~500m) de la bordure occidentale du bloc principal (Fig. 3.41). Celui-ci montre une importante famille de fractures N-S, similaires à celles de l'affleurement *GHO2*, ainsi que d'autres familles en proportions équivalentes selon des orientations ENE-WSW et ESE-WNW (Fig. 3.39). Enfin, le site *GHO4* situé en position plus centrale d'un bloc structural présente une fracturation dominée par des structures d'orientation ESE-WNW (Fig. 3.39). L'existence de ces structures observées en différentes positions structurales à travers la zone d'étude semble donc bien confirmer la présence de structures d'orientation ESE-WNW, uniquement développées selon des dimensions inférieures à celles de l'ordre C décrites précédemment, c'est-à-dire selon une extension infra-kilométrique. On trouve donc bien ces structures avec des extensions variables de quelques centimètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres.

Figure 3.42 : Résultats détaillés du profil de densité de fracturation du site GHO2 réalisé à partir de l'interprétation d'un montage de photographies. Le profil de densité est calculé avec une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur. Les traits pointillés rouges corrigent approximativement la diminution de densité au niveau des zones non-mesurées à cause d'éboulis. Les orientations des structures dites « macros » sont également indiquées sur la figure.



Les observations réalisées sur les profils des différents sites de ces unités cristallines suggèrent que la fracturation est généralement concentrée autour de structures fragiles dites « macros », d'extension pluri-métrique et qui consistent souvent en des plans de faille ou des couloirs de fracturation. Ces observations suggèrent que la fracturation au sein de ces unités de la boutonnière d'Ifni est organisée selon une distribution sous forme de « clusters », où la densité augmente localement. Entre de telles structures dites « macros », la densité est inférieure à 15 frac./m tandis que à proximité de celles-ci, la densité est généralement supérieure à 30 frac./m.

Afin de tenter de quantifier cette distribution, la méthode statistique proposée par Gillespie et al. (1999), basée sur l'espacement des fractures, a été utilisée sur les profils de fracturation réalisés sur les cinq sites *GHC1*, *GHE1* et *GHO1-2-4* (Tab. 3.4). Pour les quatre sites *GHC1*, *GHE1*, *GHO1-4*, cette distribution a été calculée à partir des relevés de terrain de type « scanline ». Pour le site *GHO2*, celle-ci a été calculée à partir des fractures identifiées sur le montage de photographies de cet affleurement, sur une section continue de granodiorite de ce profil, comprise entre 1,5 et 24 mètres. Pour les quatre premiers profils de type « scanline », une distribution en « clusters » est bien calculée ($C_v > 1$), bien que celle du site *GHE1* soit proche d'une distribution aléatoire ($C_v = 1$). A l'inverse, la distribution calculée à partir des images du site *GHO2* indique une fracturation organisée en « anti-clusters », c'est-à-dire une distribution plutôt régulière, sans concentration autour de structures particulières. Ce paramètre calculé se distingue donc de celui calculé sur les autres sites et par rapport aux observations générales de terrain. Cette différence pourrait néanmoins avoir pour origine une différence de méthodologie quant au relevé de fracturation.

En conclusion, les orientations de toutes les structures mesurées sur tous ces sites sont représentées sur un même diagramme ($n=1284$) (Fig. 3.43). Trois familles dominantes aux orientations N-S, NE-SW et ESE-WNW sont ainsi mises en évidence. Les deux directions majeures N-S et NE-SW sont associées aux familles de structures N-S et NE-SW identifiées à grande échelle à travers toute la boutonnière d'Ifni. Ces orientations dominantes communes aux échelles de terrain et satellite suggèrent bien une organisation structurale multi-échelles de type « self-similar » de la marge d'Ifni.

Néanmoins, la famille de structures ESE-WNW est uniquement développée selon une extension infra-kilométrique. Cette dernière montre donc que cette organisation multi-échelles n'est pas intégrale puisque cette orientation n'est pas identifiée parmi les structures d'ordres A, B et C qui affectent la marge d'Ifni.

Tableau 3.4 : Résultats de l'analyse de distribution spatiale de la fracturation le long de différents profils.

Spot	Length (m)	Density (frac./m)	Mean spacing (m)	StdDev spacing (m)	Cv	--> Distribution
GHC1	15	8,1	0,123	0,231	1,87	--> clustered
GHE1	7,5	22,3	0,044	0,045	1,03	--> clustered
GHO1	4	20	0,050	0,059	1,19	--> clustered
GHO4	14	14,4	0,069	0,088	1,28	--> clustered
GHO2	22,5	18,9	0,053	0,049	0,93	--> anti-clustered

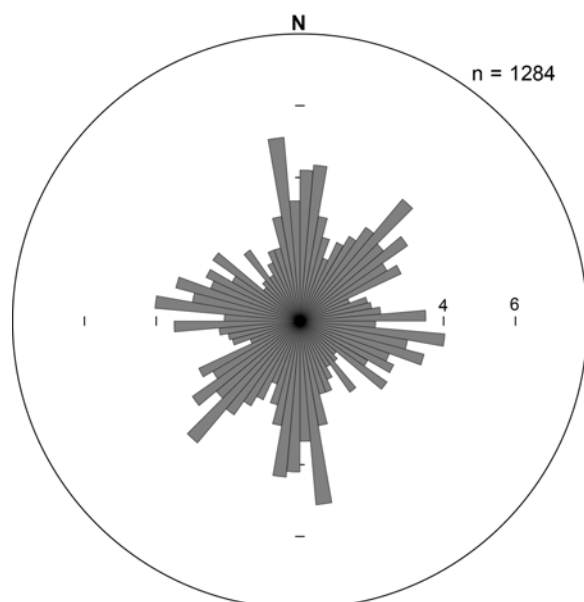


Figure 3.43 : Diagramme de rose de l'intégralité des fractures mesurées sur les différents sites des unités cristallines de l'épisode intrusif précoce du Néoprotérozoïque.

- Les données des granites de l'épisode intrusif tardif du Néoprotérozoïque

Les unités cristallines tardives du secteur, correspondant au deuxième groupe intrusif, sub-contemporain à postérieur aux unités $\rho XIII$ volcano-sédimentaires du SGO, ont été étudiées à l'extrémité nord du bloc principal. La tête de ce bloc structural, encadrée par les deux failles d'ordre B, orientées respectivement NE-SW à l'ouest et NNE-SSW à l'est, est constituée du syénogranite de Taoulecht, qui correspond à l'unité $\gamma XIIIa$ de la carte géologique de Ifni (Yazidi et al., 1986). Ces deux failles

constituent un contact structural entre cette unité cristalline et les unités volcano-détritiques $\rho XIII$ des blocs structuraux adjacents (Fig. 3.44). Plusieurs sites, tous situés au niveau d'incisions d'oueds ou en bordure du bloc, ont été décrits et analysés, le cœur du bloc ne permettant pas l'accès à des affleurements présentant des données de fracturation exploitables.

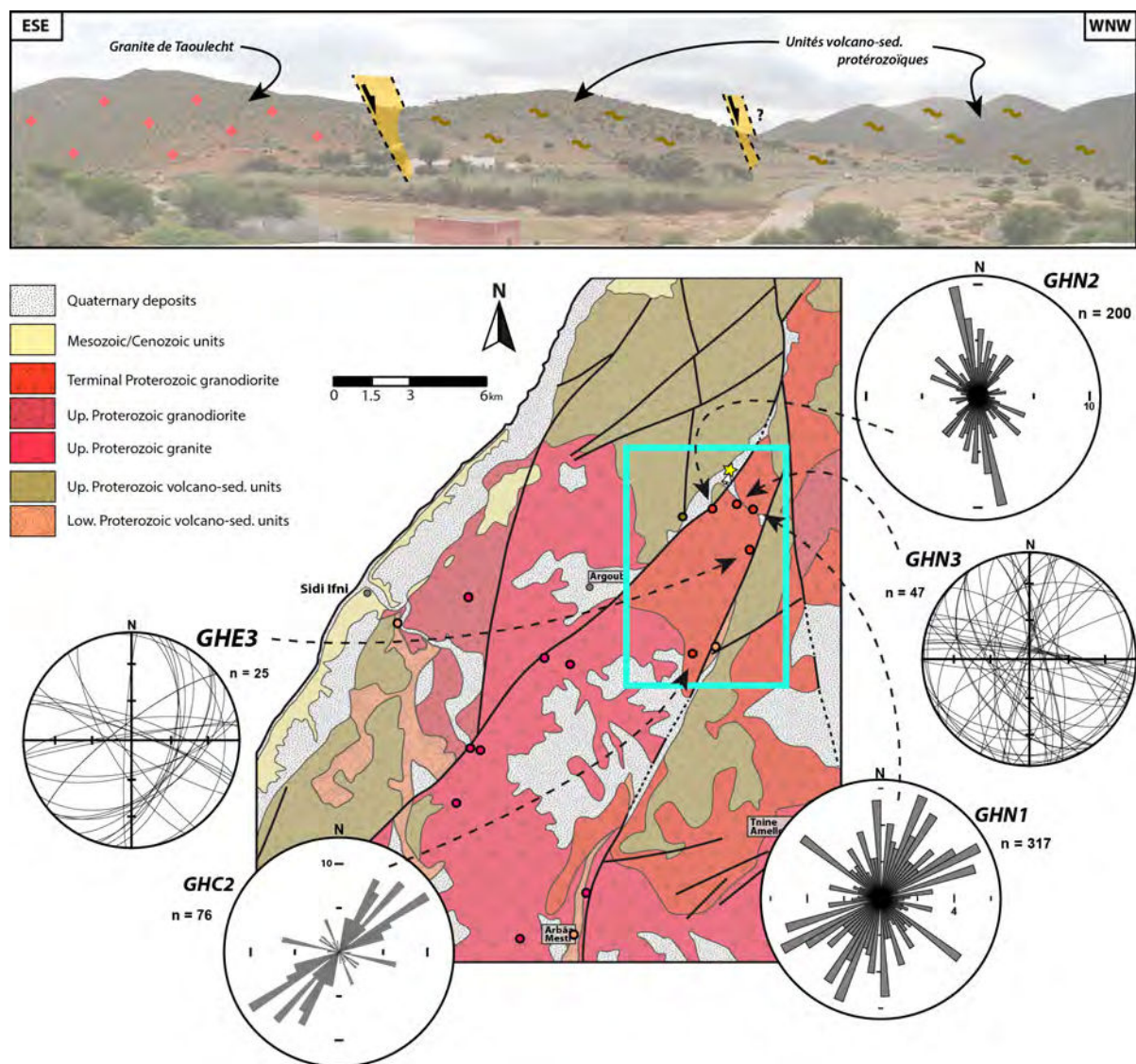


Figure 3.44 : Position et orientation de la fracturation mesurée sur les différents sites des unités cristallines de l'épisode intrusif tardif du Néoprotérozoïque, indiqués sur la carte géologique schématique du secteur central de la boutonnière d'Ifni (basée sur la carte géologique de Sidi Ifni, échelle 1/100000, Yazidi et al., 1986). Le panorama (cf. étoile jaune sur la carte) met en évidence les contacts structuraux par failles entre les unités lithologiques du massif.

Le syénogranite de Taoulecht se présente sous un aspect massif, leucocrate avec une légère teinte rougeâtre, pouvant présenter une importante déformation fragile. Ce syénogranite, homogène dans l'ensemble du bloc, présente une texture grenue à microgrenue. Il est composé de plagioclase (~20%), de feldspath potassique (orthose, microcline) (~30%), de quartz (~40%) et d'un assemblage de biotites déstabilisées et d'opagues (~10%), généralement sous forme d'agrégats de grains de quelques dizaines à plusieurs centaines de μm . Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et des minéraux opaques. Cette unité cristalline présente localement des figures magmatiques complexes telles qu'une texture granophyrique, ainsi que des figures de déformation ductile telles que des bandes de cisaillement, marquées par une nette réduction granulométrique et des processus de recristallisation dynamique des grains, pouvant être associées à une légère SPO des grains. Un important cortège de veines vertes, d'épaisseur millimétrique à pluri-centimétrique, est identifié dans le secteur. Ces veines peuvent présenter des extensions jusqu'à un mètre et sont organisées selon des orientations variables d'azimut N-S à E-W. Ces veines sont remplies par un assemblage d'épidote en phase dominante et de minéraux opaques et de quartz en phases mineures. On observe également de manière constante une fissuration pervasive, inter- et intra-grains, présentant fréquemment des remplissages de matériaux riches en fer (e.g. hydroxyde). Les niveaux les plus fracturés sont associés à des marqueurs de paléo-circulations dans les fractures, tels que la séricitisation des feldspaths, la précipitation d'hématites et d'autres opaques ou la déstabilisation des biotites. Malgré une faible abondance de critères permettant une chronologie relative entre ces différentes phases de fracturation et de circulation, les minéralisations d'épidote apparaissent comme un épisode précoce parmi les phases de déformation.

En terme d'analyse de fracturation, cinq sites ont été analysés dans le syénogranite de Taoulecht (Fig. 3.44). Quatre de ces sites sont situés à l'extrémité nord du bloc, tandis que le dernier (*GHC2*) est localisé plus au sud en partie interne du bloc, au fond d'un oued. Parmi ces quatre sites septentrionaux, deux de ces sites (*GHN1* ; *GHN2*) ont fait l'objet d'une analyse plus détaillée présentée ci-dessous.

Le site *GHN1* est localisé au niveau d'une falaise d'orientation NW-SE qui correspond au flanc d'un oued recoupant le bloc structural (Fig. 3.45). Il est situé à environ 400 mètres de la faille bordière orientale du bloc principal d'étude et est affecté par de nombreux linéaments structuraux d'orientation N-S à NE-SW. Sur ce large affleurement, deux types de relevés structuraux ont été réalisés (Fig. 3.45). Le premier correspond à un relevé uniquement des structures d'extension pluri-métriques dites « macros » selon deux profils subhorizontaux d'environ 30 mètres chacun. Sur le second profil de type « scanline » sont relevées toutes les fractures d'extension centimétrique ou supérieure, sur une longueur de 9,55 mètres. Les relevés des structures dites « macros » montre une forte densité de structures d'orientation N-S qui correspondent à deux familles de structures à faible pendage E ($\approx 30^\circ$) et à pendage W ($\approx 60^\circ$). Deux familles secondaires orientées NE-SW sub-verticales et NW-SE à fort pendage SW ($>60^\circ$) sont également identifiées. Le second relevé de fracturation de type « scanline » met en évidence deux segments aux caractéristiques différentes. Le segment situé entre 5,00 et 10,00 mètres sur ce profil présente une densité relativement faible, d'environ 20 frac./m. Ces fractures sont orientées N-S à NE-SW et NW-SE, sub-verticales et d'extension généralement pluri-décimétrique à pluri-métrique. Le segment situé entre 0,00 et 4,50 mètres montre une plus forte densité de fractures, entre 30 et 40 frac./m, et des orientations de fractures très dispersées. Ce segment correspond à une zone d'intersection entre plusieurs structures pluri-décimétriques d'orientation NE-SW et N-S, produisant une forte fracturation associée et qui permettent de développer une forte augmentation de la densité de fracture. Sur cet affleurement, de telles intersections de structures pluri-décimétriques semblent se reproduire latéralement le long de la paroi avec un intervalle d'une vingtaine de mètres. De plus, la comparaison de ces deux types de relevés montre une bonne corrélation entre l'orientation des structures dites « macros » et les fractures d'extension infra-métrique.

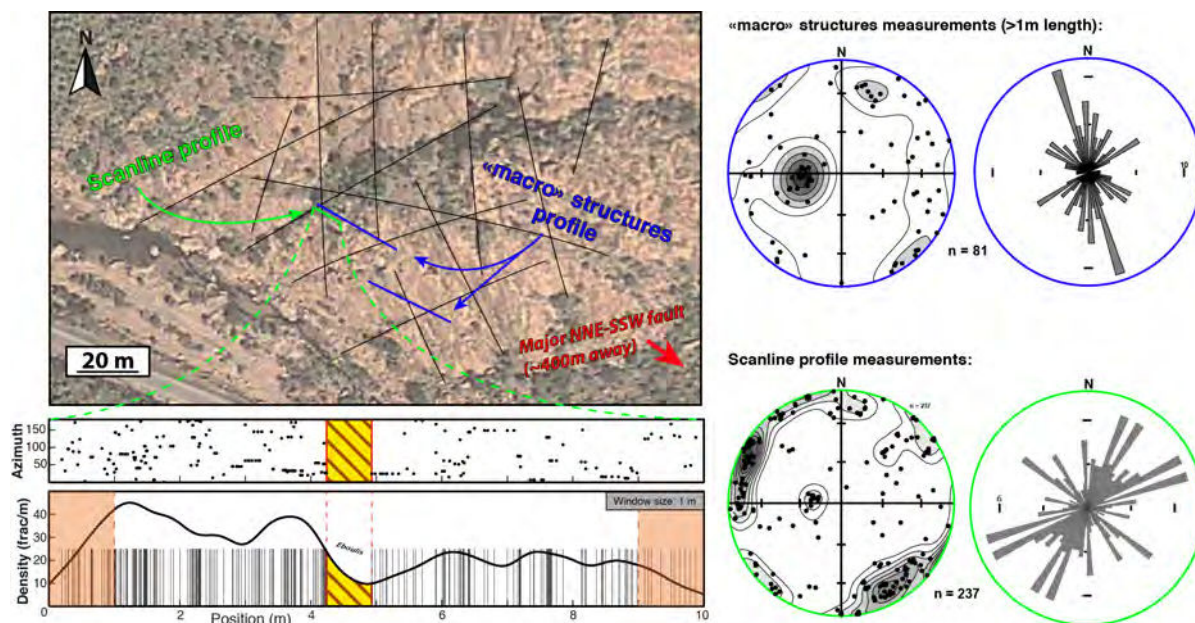


Figure 3.45 : Analyse de fracturation du site GHN1. L'image satellite localise les principales structures fragiles pluri-décamétriques et les trois profils de fracturation de ce site (voir texte). Les projections stéréographiques (pôles des plans de fractures) et les diagrammes de rose représentent respectivement les résultats des profils de fracturation des deux relevés de structures dites « macros » et du relevé de type « scanline ». La distribution des fractures (azimut, position) et la densité de fracturation calculée avec une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur le long du profil de type « scanline » sont également représentées.

Le site GHN2 est localisé à la base d'un rocher, situé à quelques centaines de mètres de la faille d'ordre B qui borde à l'ouest le bloc principal (Fig. 3.46). Ce rocher présente de nombreuses structures pluri-décamétriques dont deux d'orientation NNE-SSW et E-W qui délimitent ses flancs. Deux profils de fracturation ont été réalisés sur chacun de ces deux flancs quasi-orthogonaux, positionnés entre ces structures pluri-décamétriques, permettant un échantillonnage représentatif de la fracturation entre ces structures (Fig. 3.46). Le premier profil a été réalisé sur le flanc nord du site, sur un axe sub-horizontale de 11,80 mètres de longueur le long d'une paroi orientée N080. Ce profil met en évidence un ensemble homogène de fractures sub-verticales d'orientations variables entre NNW-SSE et NE-SW avec une famille dominante N-S. Cet ensemble est caractérisé par une densité de fracture relativement faible et homogène avec une densité de 8,3 frac./m. Le second profil a été réalisé sur le flanc ouest, à la base du rocher, sur un axe subhorizontal orienté N30 sur une longueur de 9 mètres. Ce profil montre clairement deux familles dominantes, avec des fractures NNW-SSE sub-verticales, et des fractures NW-SE à pendage NE fort à moyen. Cet ensemble est également caractérisé par une densité de fracture relativement faible et

homogène, similaire à celle du premier profil, de 7,6 frac./m. L'ensemble des données de fracturation acquises sur ce site montre donc la présence d'une famille dominante de fractures NNW-SSE sub-verticales, ainsi que des familles secondaires NW-SE, NNE-SSW et NE-SW. En comparant ces orientations avec celles des linéaments visibles par images satellite, aucun linéament majeur présent ne peut être corrélé avec les fractures d'orientation NNW-SSE dominantes à l'affleurement. Enfin, on note que malgré la proximité d'une faille majeure d'ordre B et la présence de structures pluridécamétriques visibles sur cet affleurement, les deux profils réalisés montrent de faibles densités de fractures.

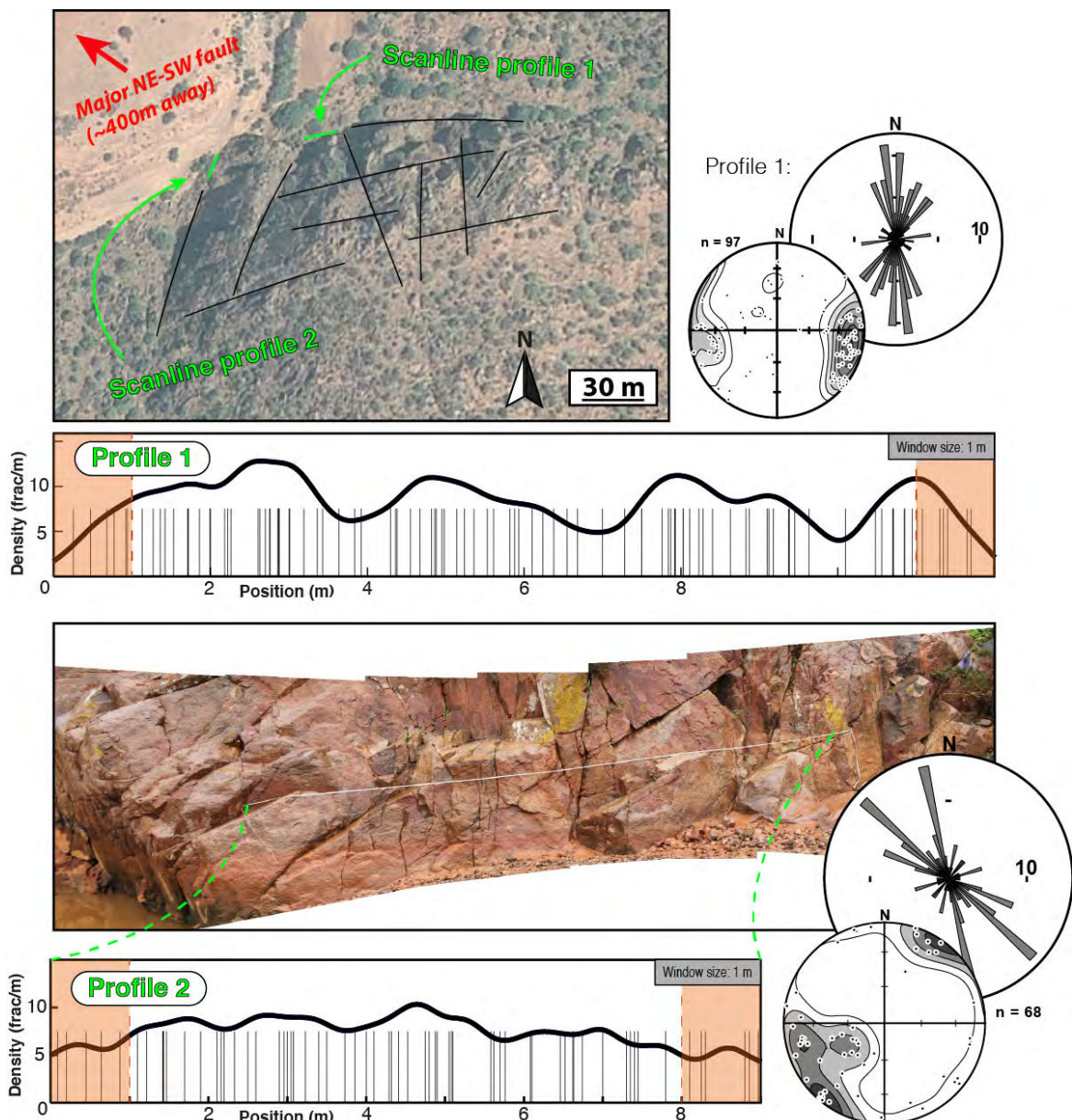


Figure 3.46 : Analyse de fracturation du site GHN2. L'image satellite localise les principales structures fragiles pluri-décamétriques et les deux profils de type « scanline » de ce site. La densité de fracturation calculée avec une fenêtre glissante de 1 mètre de largeur et l'orientation des fractures (pôles des plans de fractures sur les projections stéréographiques) de chacun de ces profils sont représentées.

L'ensemble de toutes les fractures mesurées de la partie nord du bloc central d'étude ($n=662$) montre donc une organisation comprenant de nombreuses familles directionnelles, où la majorité des structures est exprimée selon une orientation variant de NNW-SSE à ENE-WSW (Fig. 3.47). On observe également une famille secondaire d'orientation NW-SE présente sur tous les sites étudiés. Ces orientations identifiées à l'échelle du terrain sont en accord avec les quatre orientations principales identifiées à grande échelle à travers la boutonnière d'Ifni (N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW et NW-SE). Néanmoins, à l'échelle de chacun de ces sites, la distribution des orientations de fractures est difficilement corrélable à la position au sein du bloc structural ou à la proximité de structures majeures bordières.

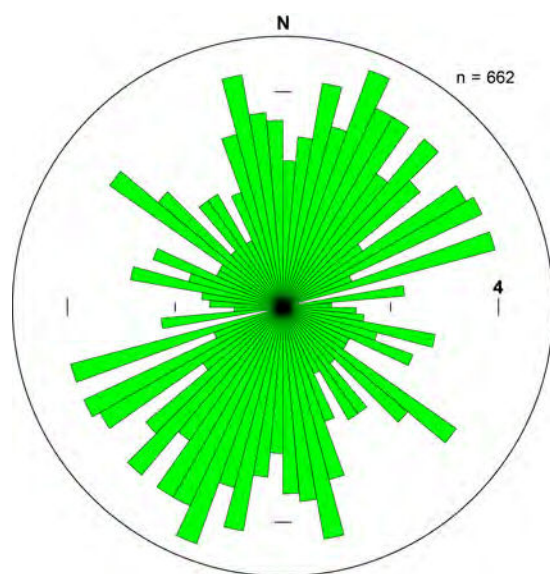


Figure 3.47 : Diagramme de rose de l'intégralité des fractures mesurées sur les différents sites des unités cristallines de l'épisode intrusif tardif du Néoprotérozoïque, dans la partie nord du bloc central d'étude.

2.3. Synthèse des éléments-clés issus des observations et de l'analyse structurale multi-échelles du socle protérozoïque de la marge d'Ifni

Les différents éléments-clés issus de l'analyse structurale des domaines « offshore » et « onshore » de la marge proximale d'Ifni sont synthétisés dans cette partie. L'acquisition de données structurales multi-échelles à partir de différents moyens d'investigation sur une zone d'une centaine de kilomètres de largeur depuis la rupture du talus continental jusqu'à la bordure orientale de la boutonnière d'Ifni permet de définir l'architecture structurale de la marge d'Ifni. Le traitement de données géophysiques (profils sismiques, cartes magnétiques) et d'images satellite, associé aux observations et analyses de terrain, permet de caractériser les éléments de fracturation de dimensions plurikilométriques à infra-métriques qui affectent le socle de la marge d'Ifni.

L'organisation multi-échelles de la fracturation de ce secteur présentée ci-dessous est principalement basée sur les caractéristiques dimensionnelles (extension, espacement) des structures qui la composent. Cette démarche est basée sur celle de l'étude menée par Le Garzic et al. (2011). Ces caractéristiques permettent de montrer à grande échelle dans le cas de la marge d'Ifni une organisation hiérarchisée de la fracturation, selon des dimensions caractéristiques qui correspondent à trois ordres de dimensions A, B et C (Tab. 3.2) (*voir section III.2.1.3*). Cette fracturation est également caractérisée par plusieurs familles directionnelles de structures qui délimitent un système de blocs structuraux. Les caractéristiques de l'organisation multi-échelles de ces blocs, ainsi que celles de leur structuration interne sont présentées ci-dessous.

2.3.1 Organisation structurale hiérarchisée à grande échelle du rifting orthogonal de la marge d'Ifni

La synthèse de l'histoire géologique de l'ouest de l'Anti-Atlas met en évidence une forte pré-structuration du socle précambrien de la marge d'Ifni selon une orientation NNE-SSW à NE-SW, développée et réactivée depuis l'orogénèse

panafricaine (*voir section III.1*). Cette pré-structuration correspond à un réseau dense de failles et de fractures, ainsi qu'à une fabrique structurale plus ou moins exprimée à travers les différentes formations de socle. Cette dernière est mise en évidence notamment par la carte d'anomalie magnétique résiduelle de la boutonnière d'Ifni (Fig. 3.21) ou par la schistosité des formations volcano-sédimentaires reconnue sur le terrain (Fig. 3.37). Cette pré-structuration NNE-SSW à NE-SW anté-rift du socle de la marge d'Ifni traduit donc un fort potentiel de réactivation tectonique durant la phase d'extension mésozoïque. En plus de cette anisotropie structurale, le socle précambrien de la boutonnière d'Ifni montre également d'importantes hétérogénéités lithologiques.

Les informations obtenues à grande échelle en domaines « onshore » et « offshore » sur la large zone d'investigations de la marge d'Ifni montrent que l'extension associée à l'ouverture de l'Atlantique est distribuée dans tout le domaine proximal de la marge, selon une direction apparente NW-SE (Fig. 3.25). Les structures majeures d'ordre A contrôlent l'architecture de la marge en accommodant un maximum de déformation (rejets plurikilométriques) et en délimitant un système de « super-blocs » d'environ 50 kilomètres de largeur. Ces structures correspondent à des failles normales NE-SW à pendage NW et à des structures de transfert orthogonales NW-SE, décalant les failles NE-SW selon un mouvement apparent dextre (Fig. 3.25a). L'organisation de ces structures d'ordre A est comparable à celle de la zone de dorsale océanique atlantique que l'on peut projeter au niveau de cette marge, et qui est découpée selon un mouvement apparent dextre par un système de failles transformantes.

Au sein des « super-blocs » d'ordre A, l'extension NW-SE se traduit par un système dominant de failles NNE-SSW à NE-SW d'ordres B et C, réparties régulièrement et qui sont notamment à l'origine d'une architecture de horsts, de grabens et de demi-grabens avec un remplissage de sédiments mésozoïques syn-rift (Fig. 3.16, 3.18, 3.25b). Le développement de ces horsts et grabens est contrôlé par le rejet de ces structures, où seules celles aux dimensions d'ordre B sont capables de produire des horsts et de former localement une architecture de « hauts topographiques de socle ». Cette architecture où le socle est situé

morphologiquement « au-dessus » de certains remplissages sédimentaires syn-rift dans le bassin est particulièrement importante pour le développement de réservoirs potentiels de socle.

L'orientation dominante des structures hiérarchisées selon les dimensions d'ordres A, B et C qui organisent la marge d'Ifni est NE-SW. Cette orientation est notamment en accord avec celle de l'héritage structural antérieur au rifting mésozoïque du socle précambrien de ce secteur. Selon les observations de cette étude et les modèles de rifting et d'ouverture océanique, l'architecture de la marge d'Ifni suggère que les structures d'ordre B et C ont été (ré)activées dans les phases précoces de rifting, durant lesquelles la déformation extensive aurait été largement distribuée à travers ce domaine (*Fossen and Rotevatn, 2016*). Cela est mis notamment en évidence par la position plus ou moins proximale des nombreuses failles normales NE-SW et des grabens syn-rift associés. Par la suite, le processus d'océanisation serait associé à une phase de localisation de la déformation extensive au niveau de certaines de ces structures, permettant de développer les structures d'ordre A qui sont principalement responsables de l'amincissement crustal au niveau de cette marge passive avec des rejets plurikilométriques. L'orientation dominante NE-SW des structures d'ordres A, B et C suggère donc que l'architecture structurale de la marge d'Ifni est contrôlée par une direction majeure d'extension NW-SE depuis les stades précoces de rifting jusqu'au stade d'une marge passive mature, après océanisation complète.

Finalement, l'ouverture de la marge d'Ifni correspond à un système de rift orthogonal, où la direction principale d'extension est perpendiculaire à l'orientation dominante de pré-structuration du socle anté-rift (*McClay et al., 2002*). Dans ce système, seules les structures avec une orientation directement liée à la direction d'extension NW-SE sont développées selon des dimensions d'ordre A (i.e. faille normales NE-SW et structures orthogonales de transfert NW-SE). Ainsi, la réactivation de structures bien orientées par rapport à la direction d'extension semble contribuer au développement de structures de très grandes dimensions. A partir de l'ordre B, on observe une distribution des structures tectoniques plus complexe avec différentes

familles directionnelles. Aux échelles inférieures à celle de l'ordre A, cette organisation peut résulter de l'interaction de structures néoformées ou réactivées par l'extension mésozoïque avec d'autres structures obliques préexistantes peu ou pas réactivées durant le rifting. Ainsi, l'ensemble de ces structures paraît plus complexe. La distribution spatiale de structures obliques peu ou pas réactivées durant le rifting est faiblement dépendante de l'ouverture de la marge. Cela semble notamment être le cas pour la famille oblique de structures N-S dont la distribution spatiale paraît plus aléatoire que à celle des structures bien orientées par rapport aux contraintes principales durant l'extension (Tab. 3.1). A grande échelle, l'organisation des différentes familles directionnelles de structures de la marge d'Ifni fortement préstructurée dépend donc du potentiel de réactivation de structures préexistantes en fonction de leur orientation par rapport au champ de contraintes principales.

2.3.2 Limite à l'organisation structurale hiérarchisée de la marge d'ifni

A grande échelle, les structures d'extension kilométrique à plurikilométrique qui composent la fracturation de la marge d'Ifni sont donc organisées de manière hiérarchique selon des dimensions caractéristiques de trois ordres de grandeur A, B et C (Tab. 3.2). Au sein des « super-blocs » structuraux délimités par les structures d'ordre A, les structures d'ordres B et C sont organisées selon quatre familles directionnelles (N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW, NW-SE), avec une forte connectivité permettant un système de blocs structuraux de différentes dimensions (Fig. 3.23, 3.25). Ces structures présentent toutes une distribution des longueurs similaire, ainsi qu'une organisation spatiale plutôt régulière, dite en « anti-clusters ». Leur développement et leur distribution spatiale ne semblent pas influencés par les hétérogénéités pétrographiques du socle précambrien. Enfin, selon les différentes méthodes d'analyses de la marge d'Ifni, les structures orientées NE-SW sont les plus nombreuses par rapport aux autres familles directionnelles.

La limite inférieure de l'organisation multi-échelles hiérarchisée de la marge d'Ifni correspond aux structures de dimensions de l'ordre C. Les données structurales issues du traitement d'images satellite et de l'analyse de terrain ne permettent pas

d'identifier pour les structures d'extension infra-kilométrique une organisation hiérarchisée de structures délimitant des blocs selon des dimensions caractéristiques inférieures (i.e. ordre D, etc.).

Plusieurs effets peuvent expliquer cette limite inférieure d'organisation. Un premier effet est lié à la méthodologie et à la résolution des surfaces d'investigation. La résolution des images utilisées dans cette étude, liée à la qualité des images et aux conditions d'affleurement, peut être insuffisante pour distinguer clairement et mesurer toutes les structures de faibles dimensions. De plus, les analyses de terrain ne permettent pas une résolution spatiale suffisamment importante pour corriger ce défaut des images satellite. Les analyses de terrain permettent généralement de caractériser les structures fragiles de dimensions infra-métrique à pluri-décamétrique tandis que les meilleures images satellite permettent de caractériser celles de dimensions pluri-décamétrique à pluri-hectométrique. Ces différents types de données ne permettent donc pas de d'identifier de dimensions caractéristiques pour cette fracturation d'extension infra-kilométrique.

Le deuxième effet pouvant expliquer l'existence d'une limite inférieure à l'organisation hiérarchisée de ce secteur est lié à l'origine des structures. Les extensions plurikilométriques des structures d'ordres A, B et C suggèrent que celles-ci possèdent toutes une origine tectonique avec une organisation hiérarchisée commune. En revanche, la structuration interne des blocs que les structures d'ordre C délimitent semble être composée de structures de différentes origines. Cela est suggéré notamment par la présence aux échelles inférieures à celles de l'ordre C de familles directionnelles secondaires de structures (e.g. E-W, ESE-WNW) qu'on ne peut pas associer aux orientations tectoniques dominantes des éléments d'ordres A, B et C. Cela est également suggéré par une distribution cumulée des longueurs selon une loi optimale en « log-normal » pour les zones affectées par de telles familles secondaires (*voir section III.2.1.4*). Ce type de distribution est décrite dans le cas de structures mises en place par des processus mécaniques ou thermiques, autres que tectoniques (*Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001*). De telles familles secondaires de structures peuvent donc être formées par d'autres processus tels que la fracturation primaire du

socle cristallin ou les processus d'altération supergène avec le phénomène de décompression en surface (« unloading joints »). Ce type de fracturation, de dimensions infra-métrique à hectométrique peut alors interférer à ces échelles sur l'organisation hiérarchisée des structures dominantes d'origine tectonique.

Finalement, le dimensionnement hiérarchisé des structures de la marge d'Ifni ne peut donc être étendu à des dimensions caractéristiques inférieures à celles de l'ordre C. Néanmoins, la fracturation du socle depuis l'échelle centimétrique jusqu'aux échelles des structures d'ordres A, B et C montre des familles directionnelles dominantes communes (*voir section III.2.2.2*). Ainsi, malgré l'absence d'une continuité infra-kilométrique de la hiérarchisation structurale et l'existence de structures non-tectoniques comme décrites ci-dessus, le développement tectonique de la marge d'Ifni contrôle de manière dominante la fracturation du socle à toutes les échelles.

2.3.3 Habillage structural infra-kilométrique des blocs structuraux

Toutes les informations présentées ci-dessus indiquent que la fracturation multi-échelles du socle de la marge d'Ifni résulte principalement de sa longue évolution tectonique depuis le Protérozoïque, et en particulier de l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque. Les structures hiérarchisées de dimensions caractéristiques d'ordres A, B et C délimitent grâce à une forte connectivité et avec un espacement régulier un système de blocs structuraux (Fig. 3.25). La structuration interne de ces blocs, composée de fractures centimétriques à pluri-métriques et de plans de faille et des couloirs de fracturation d'extension pluri-métrique à hectométrique, ne répond pas au même type d'organisation hiérarchisée et régulière. Cette fracturation de dimensions inférieures à celles de l'ordre C est généralement concentrée (« clusterisée ») au niveau des bordures de blocs et autour des zones de déformation fragile pluri-métriques à hectométriques qui affectent ces blocs. Deux types de densité de fracturation sont alors reconnues : (i) une densité supérieure à 30 frac./m dans les zones endommagées de ces différentes structures et (ii) une densité inférieure à 15 frac./m en dehors de l'influence directe de ces zones de déformation (*voir section III.2.2.2*). De plus, les orientations dominantes de la fracturation interne de ces blocs, et notamment celles

des structures d'extension hectométrique identifiées sur les images satellites de plus haute résolution analysées dans cette étude, sont essentiellement contrôlées par les structures d'ordre C qui affectent directement ces blocs (Fig. 3.26). Les structures majeures autrement orientées et présentes dans les blocs adjacents n'influencent pas cette fracturation interne. Les structures bordières d'un bloc permettent donc de produire un « effet tampon » sur la déformation externe à ce bloc. Ainsi, ces blocs structuraux compartimentent la fracturation infra-kilométrique de la marge d'Ifni et donc les réservoirs de socle potentiels que celle-ci peut abriter.

En termes de réservoir, en plus de ces zones endommagées à forte densité de fracturation, l'étude de terrain de la boutonnière d'Ifni permet de mettre en évidence plusieurs zones qui peuvent être particulièrement favorables pour les transferts de fluides au sein d'un réservoir de socle fracturé. Les intersections de structures de déformation fragile décrites précédemment (failles, couloirs de fracturation) permettent de développer un réseau de fracturation dense et très fortement connecté pour les circulations de fluides. Les intrusions volcaniques sub-verticales observées à travers le secteur d'étude représentent également des zones favorables d'écoulements. Ce type d'objets de nature acide et basique sont par ailleurs particulièrement abondants en contexte de marge passive. Ces matériaux sont généralement fortement fracturés du fait de leur mise en place intrusive et de leur refroidissement. Leur mise en place est également à l'origine d'une forte fracturation du matériau encaissant au niveau des épontes. Les zones de contact entre le socle et ces intrusions représentent donc localement des zones favorables pour les transferts de fluides.

3. Modèle conceptuel de réservoir de socle développé dans le domaine proximal d'une marge passive

L'ensemble des informations multi-échelles issues de l'analyse des domaines « offshore » et « onshore » de la marge proximale d'Ifni est utilisé pour construire un modèle géologique conceptuel de réservoir de socle à hydrocarbures en contexte de marge passive.

L'architecture syn-rift de horsts et grabens de cette marge développe localement une géométrie de « hauts topographiques de socle », où le socle anté-rift qui constitue les horsts peut être situé morphologiquement « au-dessus » de remplissages sédimentaires syn-rift des grabens adjacents. Ces géométries de « hauts topographiques de socle » sont fréquemment reconnues dans le cas de systèmes pétroliers impliquant des réservoirs de socle (e.g. Sircar, 2004; Cuong and Warren, 2009; Gutmanis, 2009; Trice, 2014). Ce modèle est basé sur la géométrie d'un horst majeur, le horst d'Ifni, qui est identifié sur les deux profils sismiques « offshore » sp83-10 et -12 (Fig. 3.16, 3.18). Ce horst est délimité par deux failles NE-SW, d'extension apparente d'environ 25 kilomètres, espacées d'environ 10 kilomètres et qui correspondent à des structures d'ordre B (Tab. 3.2) (voir section III.2.1.3). En tenant compte d'une vitesse de propagation d'ondes moyenne de 2000 m.s⁻¹ dans les niveaux sédimentaires, ces profils sismiques indiquent une épaisseur supérieure à 1000 mètres pour les remplissages sédimentaires des deux grabens syn-rift adjacents au horst d'Ifni, mis en place grâce au rejet important des deux structures bordières.

La résolution de ces profils sismiques ne permet pas de caractériser clairement la fracturation interne de ce bloc de socle anté-rift. Néanmoins, les formations analogues de socle de la boutonnière d'Ifni montrent qu'un tel bloc structural délimité par deux structures NE-SW d'ordre B est affecté par un dense réseau de fractures multi-échelles. Cette fracturation reconnue sur le domaine « onshore » de la marge d'Ifni et dont l'organisation multi-échelles est synthétisée dans la section III.2.3 est donc utilisée dans ce modèle comme analogue de la fracturation interne du horst d'Ifni.

Les deux éléments constitutifs d'un réservoir de socle classiquement décrits correspondent aux unités fortement fracturées et aux unités du toit du socle ayant subi une forte altération supergène antérieure à l'enfouissement de ces formations dans un bassin (e.g. *Areshev et al., 1992; Koning, 2013; Trice, 2014*). Les observations de terrain de la boutonnière d'Ifni (non-présentées dans ce manuscrit) montrent que l'altération supergène au toit du socle est développée sur une faible épaisseur. Le profil d'altération des unités volcano-sédimentaires est quasi-inexistant et celui des unités cristallines montre une transition verticale très rapide d'une arène granitique à un socle frais sur une épaisseur maximale de quelques mètres. De plus, ces profils d'altération ne présentent pas d'horizons de type « saprolite » qui sont généralement décrits comme ceux présentant des propriétés particulièrement favorables pour le stockage et le transfert de fluides (*Wright, 1992*). Ainsi, seuls les horizons plus faiblement altérés de type « saprock » sont observés en surface, sur une épaisseur généralement de 1 à 5 mètres. Si un tel profil d'altération est préservé au toit du socle anté-rift dans le bassin, ces faibles épaisseurs et propriétés réservoirs ne lui permettent donc pas de représenter une unité potentielle de réservoir. Bien que les conditions géomorphologiques et climatiques qui contrôlaient l'altération supergène de la marge d'Ifni durant la période de rifting mésozoïque aient pu être significativement différentes des conditions actuelles, on attribue donc par analogie de surface des caractéristiques similaires aux unités altérées du toit du socle anté-rift du horst d'Ifni. Ainsi, en l'absence de données de forages pouvant attester de l'existence d'un profil d'altération plus important que celui actuellement observé en surface, on néglige dans ce modèle ces horizons altérés de faible épaisseur.

Le réservoir de socle de ce modèle conceptuel correspond donc uniquement à un réservoir fracturé. Ces formations de socle ne contiennent aucune porosité matricielle et les transferts et le stockage de fluides sont uniquement contrôlés par l'ensemble des structures fragiles d'extension plurikilométrique à infra-métrique qui affectent ce bloc.

3.1 Le modèle de réservoir

Le réservoir de socle de ce modèle est constitué d'un dense réseau de failles et de fractures exprimées à différentes échelles et résultant de l'évolution tectonique de ces formations depuis le Protérozoïque, jusqu'à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque. Ce réseau de structures organisées en plusieurs familles directionnelles est fortement connecté, du fait de la longueur et de la densité des éléments. Cette organisation multidirectionnelle implique que certaines familles de structures sont plus susceptibles que d'autres d'être ouvertes pour les circulations de fluides en fonction de leur orientation par rapport au champ de contraintes qui s'exerce sur le réservoir. L'analyse structurale « onshore » de la marge d'Ifni montre que les hétérogénéités lithologiques du socle n'influencent peu ou pas l'organisation de la fracturation pour les objets de grandes dimensions. Ainsi, le socle anté-rift du horst d'Ifni de ce modèle conceptuel est donc considéré comme homogène.

Selon les modèles d'écoulements au niveau de failles, les fluides circulent grâce à la coalescence de la forte fracturation développée dans ces zones de déformation (e.g. *Bense et al., 2013; Seebeck et al., 2014*). L'étude de terrain de l'analogie de surface de la boutonnière d'Ifni montre que les zones de failles d'extension pluri-métrique à hectométrique sont caractérisées par une densité de fracturation supérieure à 30 frac./m dans toute l'épaisseur de la zone de failles, tandis qu'une densité inférieure à 15 frac./m est mesurée en dehors de la zone d'influence des failles. Dans ce modèle, cette forte densité de fracturation (>30 frac./m) est appliquée pour toutes les zones de failles, y compris celles de plus grandes dimensions (i.e. structures d'ordres B et C). Ainsi, ces deux valeurs de densité sont appliqués aux compartiments déformés ou non-déformés par l'ensemble des structures tectoniques multi-échelles qui composent le réservoir de socle. Ces compartiments fortement fracturés sont donc considérés comme les zones potentielles de transfert et de stockage d'hydrocarbures.

La fracturation du réservoir est exprimée à toutes les échelles selon quatre orientations N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW, NW-SE. Deux types d'organisation spatiale de ces failles et fractures se distinguent en fonction leurs dimensions : (i) les

structures avec une extension supérieure au kilomètre sont caractérisées par des dimensions caractéristiques hiérarchisées (ordres B et C) et des espacements réguliers avec des valeurs propres à chaque famille directionnelle. Ces structures constituent au sein du horst d'Ifni un maillage de blocs structuraux de largeur kilométrique ; (ii) les structures avec une extension inférieure au kilomètre correspondent à la structuration interne des blocs structuraux délimités par les failles majeures et consistent un système non-hiérarchisé de failles d'extension pluri-décamétrique à pluri-hectométrique, sans dimensions caractéristiques, avec une densité par unité de surface d'environ 15 failles/km². Les dimensions de ces différents types de structures sont synthétisées dans le tableau 3.5.

Tableau 3.5 : Tableau de synthèse des dimensions caractéristiques et de la distribution spatiale des trois types de structures intégrées au modèle conceptuel de réservoir de socle.

	Extension	Organisation spatiale	Épaisseur moy.
Failles d'ordre B	20 - 30 km	Distribution régulière ; Espacement moy. par famille directionnelle: N-S: 10-15 km ; NNE-SSW à NE-SW: 8-12 km ; NE-SW: 7-9 km ; NW-SE: 30-35 km	200 m
Failles d'ordre C	1 - 10 km	Distribution régulière ; Espacement moy. par famille directionnelle: N-S: 1,4 km ; NNE-SSW à NE-SW: 1,5 km ; NE-SW: 1,1 km ; NW-SE: 2,0 km	50 m
Failles intra-blocs	≈ 500 m	Distribution "clusterisée" ; Densité moy. 15 stru./km ² Orientations dépendent des structures qui délimitent le bloc	5 m

Dans ce modèle, l'épaisseur des compartiments déformés des différentes failles (structures d'ordres B et C et structures intra-blocs) est estimée à partir de données issues de la littérature. De nombreuses études basées sur des compilations de paramètres géométriques (longueur, déplacement, épaisseur, etc.) de failles développées dans différentes lithologies mettent en évidence l'existence de relations de proportionnalité entre ces paramètres (e.g. Kim and Sanderson, 2005; Childs et al., 2009; Torabi and Berg, 2011). Ces relations empiriques permettent alors d'estimer une épaisseur moyenne pour les failles de différentes extensions qui composent ce réservoir. Il est à noter que ces compilations correspondent majoritairement à des failles développées dans des formations sédimentaires et non de socle. Kolyukhin and Torabi (2012) proposent pour une sélection de failles normales développées en milieu silicoclastique deux relations extension-déplacement et déplacement-épaisseur de zone endommagée de ces structures (Fig. 3.48). Parmi les différentes relations empiriques observées dans la littérature, celles-ci paraissent les mieux adaptées pour

estimer une épaisseur moyenne des failles de ce réservoir de socle en contexte de marge passive.

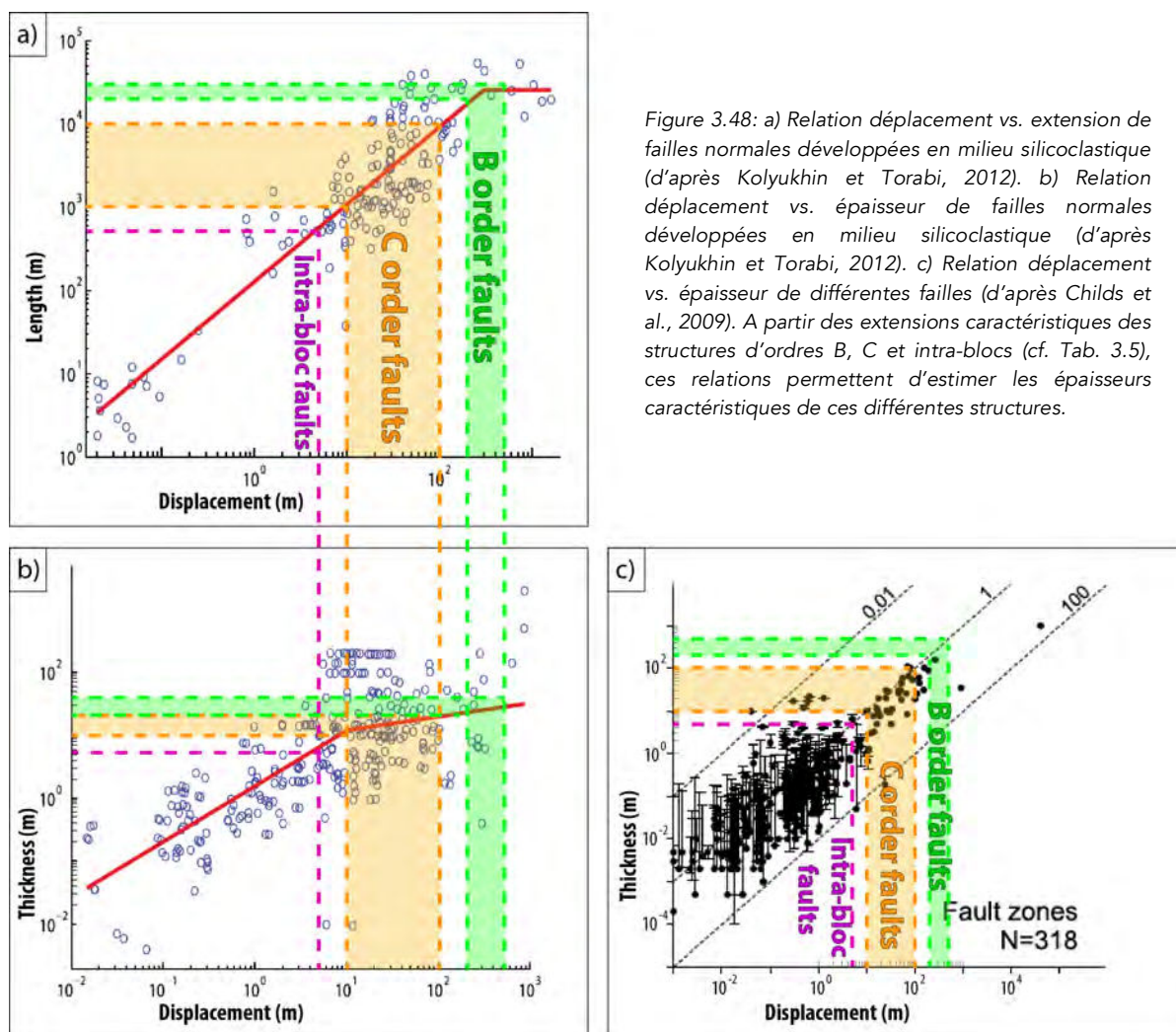


Figure 3.48: a) Relation déplacement vs. extension de failles normales développées en milieu silicoclastique (d'après Kolyukhin et Torabi, 2012). b) Relation déplacement vs. épaisseur de failles normales développées en milieu silicoclastique (d'après Kolyukhin et Torabi, 2012). c) Relation déplacement vs. épaisseur de différentes failles (d'après Childs et al., 2009). A partir des extensions caractéristiques des structures d'ordres B, C et intra-blocs (cf. Tab. 3.5), ces relations permettent d'estimer les épaisseurs caractéristiques de ces différentes structures.

A partir des longueurs caractéristiques des structures d'ordre B, C et intra-blocs (20-30 km ; 1-10 km ; ~500 m), cette première relation suggère pour ces failles des déplacements respectifs de 200-500, 10-100 et ~5 mètres (Fig. 3.48a). Ces valeurs de déplacement sont en accord avec le ratio longueur/déplacement d'environ 0,01 décrit pour les failles normales par Kim and Sanderson (2005), bien qu'elles semblent légèrement sous-estimées par rapport aux rejets apparents des deux structures bordières d'ordre B du horst d'Ifni (Fig. 3.16). La deuxième relation déplacement-épaisseur de Kolyukhin and Torabi (2012) montre une importante dispersion de ces deux paramètres, en particulier pour les failles avec un déplacement supérieur à 10 mètres (Fig. 3.48b). Selon cette relation, les trois types de structures décrites ci-dessus

sont caractérisées respectivement par une épaisseur de zone endommagée de 20-40, 10-20 et ~5 mètres. En comparaison des observations de terrain, ces épaisseurs paraissent sous-estimées. Par ailleurs, Childs et al. (2009) suggèrent l'existence pour les zones de failles avec un déplacement supérieur à 1 mètre d'une relation linéaire avec un ratio épaisseur/déplacement environ égal à 1, impliquant une épaisseur plus importante (Fig. 3.48c). Une épaisseur moyenne plus importante des différentes zones de failles est donc considérée ici. Cette différence d'épaisseur par rapport à celles de failles de roches silicoclastiques de la relation de Kolyukhin and Torabi (2012) peut notamment résulter de phénomènes de réactivation des mêmes structures durant l'évolution tectonique du socle du réservoir. Finalement, à partir de l'ensemble de ces informations, on considère dans ce modèle conceptuel une épaisseur moyenne de zone de failles pour les structures d'ordre B, C et intra-blocs respectivement de 300, 50 et 5 mètres. Ces valeurs semblent ainsi plus accord avec les observations réalisées sur le terrain.

L'ensemble des informations présentées ci-dessus, synthétisées dans le tableau (Tab. 3.5), permet l'habillage structural du réservoir de socle de ce modèle, suivant les caractéristiques des trois types de failles d'ordre B, C et intra-blocs. Cet habillage structural va permettre en une estimation des proportions de socle déformé ou non-déformé par l'ensemble des structures tectoniques qui composent le réservoir. Les dimensions des compartiments déformés correspondent à celles des zones de failles fortement fracturées (>30 frac./m) considérées comme les zones potentielles de stockage et de transfert.

A partir des caractéristiques du le tableau 3.5, une grille sur laquelle sont représentés schématiquement les failles bordières du horst d'Ifni et son habillage structural a été produite (Fig. 3.49). Les propriétés (orientation, extension, espacement, épaisseur) des failles d'ordre B et C qui affectent le socle de ce horst sont toutes représentées à l'échelle. Les quatre familles directionnelles N-S, NNE-SSW à NE-SW, NE-SW, NW-SE des structures d'ordres B et C sont représentées respectivement en couleur jaune, verte, bleue et orange (Fig. 3.49). L'extension des failles d'ordre C est

choisie arbitrairement dans l'intervalle de 1 à 10 km et aucune interaction dans l'organisation des différentes structures n'est considérée dans ce modèle. Quatre exemples de l'habillage structural de blocs structuraux délimités par les failles d'ordres B et C sont également représentés, avec une densité de 15 structures par km². Cette grille permet alors d'estimer par unité de surface la proportion des zones potentielles de réservoir dans ces formations de socle.

Une série d'estimations est réalisée sur cette grille au niveau d'une surface carrée de 25 km², dont une des bordures correspond à une faille NE-SW d'ordre B qui borde le horst (cf. carré rouge, (Fig. 3.49b)). Les extensions des différentes failles d'ordre B et C dans de cette surface d'analyse sont directement indiquées sur la figure. Selon ce schéma, trois failles d'ordre B (épaisseur : 300 mètres) affectent cette surface. Néanmoins, comme la structure NE-SW correspond à la structure bordière du horst, on considère que l'épaisseur du mur de cette faille en divisant son épaisseur de moitié. La surface totale calculée de zones déformées par les structures d'ordre B au sein de cette zone de 25 km² correspond finalement à 3 km², soit 12% de la surface totale. Douze failles d'ordre C (épaisseur : 50 mètres) affectent également cette surface. La surface totale calculée de zones déformées par ces structures d'ordre C correspond à 2 km², soit 8% de la surface totale. La structuration interne des blocs structuraux est caractérisée par une densité surfacique de 15 failles par km². Avec une extension moyenne de 500 mètres et une épaisseur de 5 mètres, ces failles développent une surface totale de zones déformées de 0,04 km² au sein d'un bloc structural de 1 km², soit 1 km² (4%) de la surface totale analysée de 25 km².

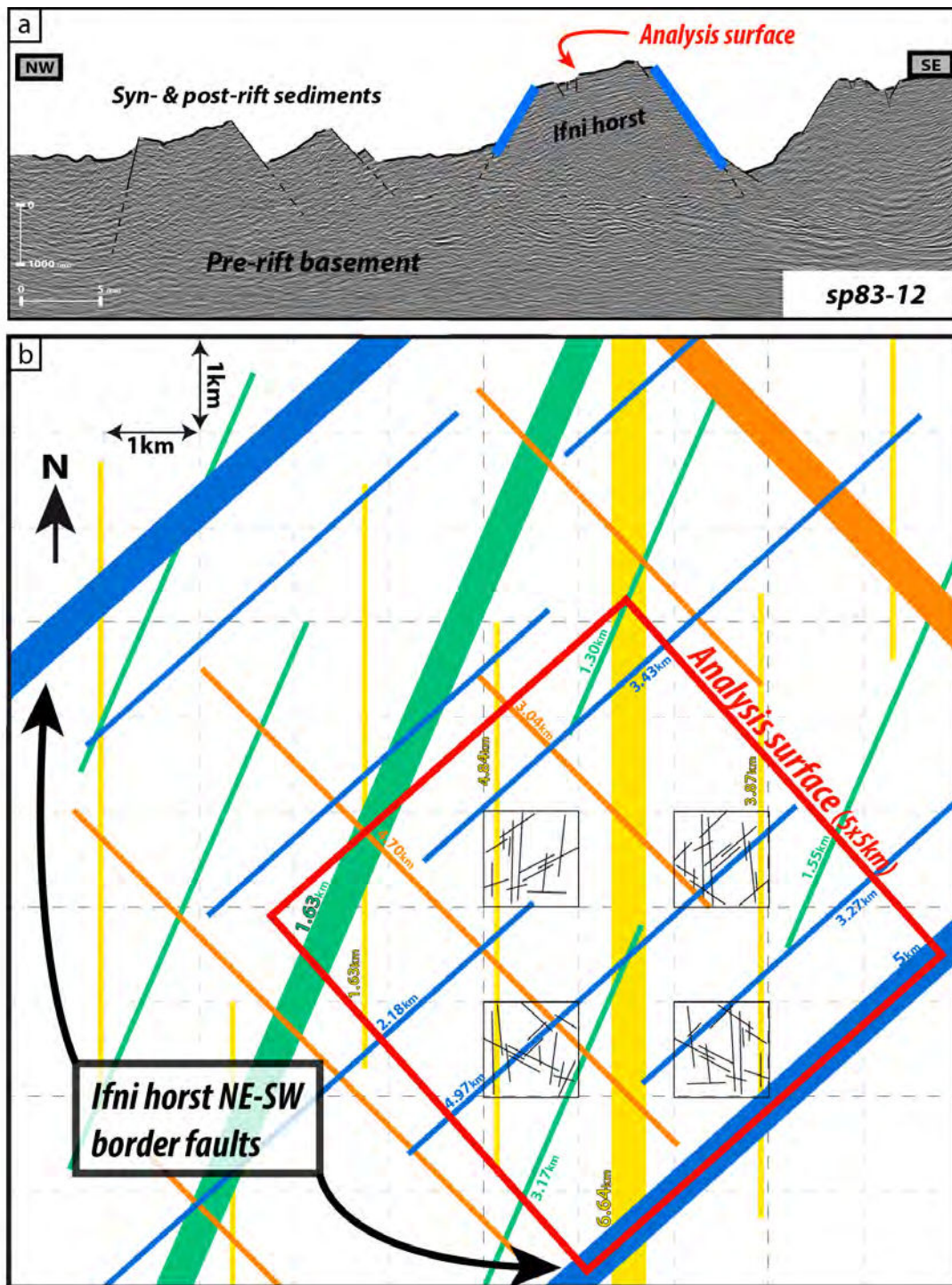


Figure 3.49 : a) : Interprétation structurale du toit du socle anté-rift sur le profil sismique sp83-12, mettant en évidence le horst d'Ifni dont la géométrie est intégrée au modèle conceptuel de réservoir de socle. b) Modèle conceptuel d'habillage structural du socle anté-rift du horst d'Ifni, construit à partir des dimensions caractéristiques et de la distribution spatiale des différentes structures d'ordres B, C et intra-blocs (cf. Tab. 3.5). (voir texte).

En cumulant la surface totale de zones déformées par les trois types de failles d'ordre B, C et intra-blocs, ce modèle indique alors une surface de 6 km², soit 24 % de la surface totale analysée de 25 km². Deux éléments n'ont cependant pas été pris en compte dans ce modèle et sont susceptibles de modifier ces valeurs. Le premier élément correspond aux structures de dimension infra-hectométrique non-considérées dans ce modèle et qui affectent également le socle anté-rift. Cela a pour effet de sous-estimer la surface totale calculée de zones déformées du socle de ce réservoir. Le second élément correspond à la superposition des épaisseurs de zones déformées au niveau des intersections des différentes failles. Pour ce point, deux hypothèses peuvent être formulées. Dans la première, un cumul de fracturation de ces zones d'intersection est exclu et dans ce cas la surface de la zone déformée est surestimée. Dans la seconde hypothèse, le cumul de fracturation est possible et ces zones d'intersections correspondent à des plus larges et plus fortement fracturées.

Finalement, en tenant compte de ces paramètres, cet habillage structural indique que 20 à 30 % des formations de socle anté-rift représentent des zones favorables pour le transfert et le stockage de fluides. En considérant les différentes failles comme des structures sub-verticales avec des dimensions homogènes en profondeur par rapport à celles observées en surface, ce modèle conceptuel permet de montrer qu'un tel horst développé selon une architecture de « haut topographique de socle » peut représenter un important volume de réservoir potentiel. Néanmoins, ce schéma ne tient pas compte de l'effet du champ de contrainte sur l'ouverture et la fermeture de certaines familles de fractures, ni de l'architecture interne des failles qui peuvent induire une forte anisotropie pour les circulations de fluides dans le réservoir. Ces éléments sont discutés dans la partie suivante qui propose d'intégrer ces résultats dans un schéma de fonctionnement de système pétrolier.

3.2 Positon du réservoir de socle dans un système pétrolier

Dans cette partie, le réservoir de socle caractérisé ci-dessus est replacé dans un schéma simple de système pétrolier pouvant fonctionner dans le cadre du domaine proximal d'une marge passive. En effet, l'architecture de « haut topographique de socle » de ce modèle conceptuel, basée sur la géométrie du horst « offshore » d'Ifni, est similaire à celle de plusieurs exemples de réservoirs de socle décrits dans la littérature (*voir section 1.2.2*).

Dans le cadre de la marge atlantique marocaine, au moins quatre roches-mères sont identifiées et datées du Silurien-Devonien-Carbonifère, du Trias, du Lias et du Turonien (*Morabet et al., 1998; Davison, 2005*). Selon l'évolution de la marge d'Ifni, certaines de ces roches-mères pourraient donc être en configuration favorable par rapport au développement de ces « hauts topographiques de socle » durant le rifting. De plus, la couverture de ce système pourraient correspondre aux importantes formations salifères ou argileuses du Trias et du Lias présentes sur cette marge (*Tari and Jabour, 2013*).

Avec tous les éléments potentiels pour constituer un système pétrolier à réservoir de socle, il convient maintenant de déterminer les conditions de migration de hydrocarbures dans le réservoir, c'est-à-dire d'identifier les chemins de circulation et les conditions de pression permettant leur drainage.

La zone de faille bordière du horst qui juxtapose le socle fracturé à l'unité de roche-mère représente donc le point d'entrée des hydrocarbures dans le réservoir. Au niveau de failles, les fluides circulent grâce à la forte fracturation « anastomosée » qui caractérise ces zones de déformation (*e.g. Bense et al., 2013; Seebeck et al., 2014*). Néanmoins, plusieurs paramètres peuvent influencer ces circulations.

Premièrement, l'architecture interne des zones de failles ayant un fort rejet est composée d'un compartiment de cœur de faille, classiquement décrit comme imperméable pour les circulations de fluides (*e.g. Bense et al., 2013*). Ce compartiment va donc « compartimenter » le réservoir et induire une forte anisotropie d'écoulement avec une direction préférentielle parallèle à celle du plan de faille. Dans ce modèle, on

peut ainsi considérer que les failles d'ordre B et C d'extension plurikilométrique présentent un rejet suffisant pour développer un tel cœur de faille imperméable. Elles auront dans notre modèle une fonction d'écran imperméable. Dans le cas de structures de dimensions inférieures à celles de l'ordre C, cette fonction pourra être discontinue du fait de leur faible épaisseur et le cœur de faille sera donc considéré comme absent.

Deuxièmement, l'orientation du champ de contraintes qui s'exerce sur le réservoir influence également les circulations à travers les différentes familles directionnelles de failles de fractures (e.g. *Sibson, 1996; Jolly and Cosgrove, 2003; Rogers, 2003*). Ce champ de contraintes va ainsi rendre favorables aux circulations les structures parallèles à la direction principale de contraintes horizontales et va avoir tendance à « fermer » les structures perpendiculaires à cette direction.

La figure 3.50 présente les différents éléments de ce modèle de système pétrolier à réservoir de socle, dans lequel on considère une direction principale d'extension NW-SE. Dans ce type de systèmes, les formations de roches-mères sont fréquemment décrites en « onlap » au niveau des flancs du bloc de socle qui constituent le réservoir. On considère donc dans ce modèle une formation de roche-mère au sein des séries syn-sédimentaires du graben adjacent au horst constitué de socle pré-rift. Cette formation est donc au contact de la zone de faille bordière du horst et se situe « topographiquement en dessous » du réservoir de socle. Les observations de terrain de la boutonnière d'Ifni ayant contribué à la construction de ce modèle ont montré que les structures d'ordre B sont également caractérisées par des zones extrêmement bréchifiées, associées à d'importantes précipitations de phases secondaires (Fig. 3.35a, b). La zone endommagée de la structure bordière du horst permet alors un drainage efficace et une migration verticale le long de cette faille vers la partie haute du horst. Ce transfert est renforcé par l'orientation NE-SW de cette zone de faille, subparallèle à la direction de la contrainte horizontale maximale qui tend à « ouvrir » ces structures. Les moteurs principaux de cette migration sont la flottabilité de ces fluides et la charge lithostatique qui s'exerce sur la formation de roche-mère connectée au réservoir par cette zone de faille.

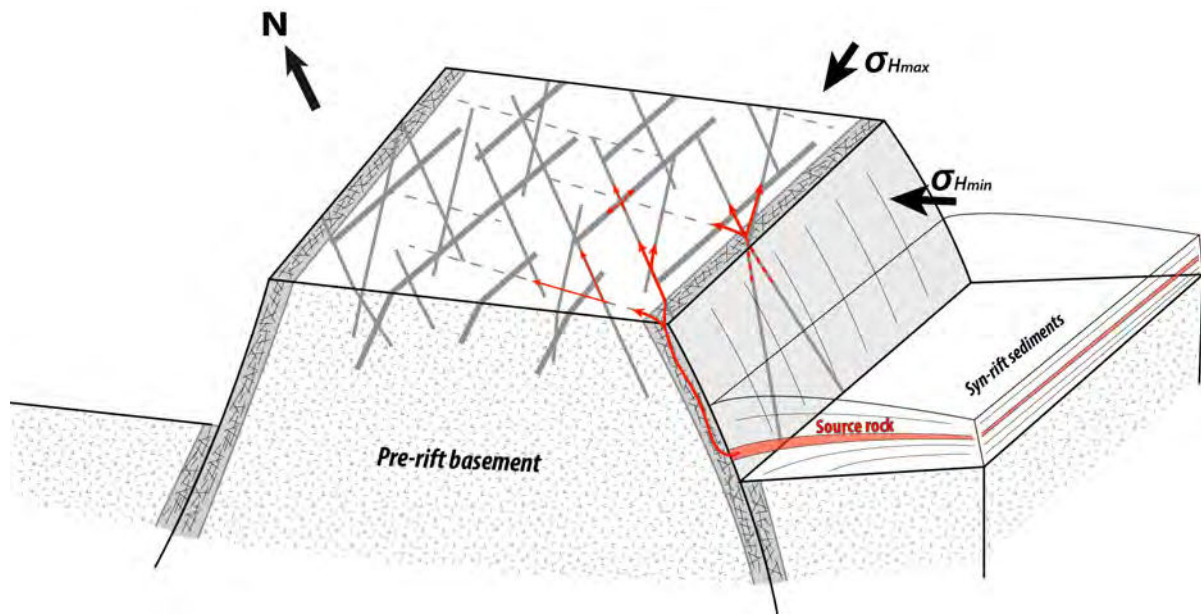


Figure 3.50 : Bloc structural 3D schématique d'un système pétrolier à réservoir de socle développé en domaine proximal d'une marge passive. L'extension permet de développer un horst de socle anté-rift avec une géométrie de « haut topographique » par rapport à une formation de roche-mère située dans les séries sédimentaires du graben adjacent. Les flèches rouges indiquent les chemins de percolations des hydrocarbures dans le réservoir (voir texte). L'habillage structural du horst de socle anté-rift est construit à partir des quatre familles directionnelles de structures identifiées sur la marge d'Ilni. L'épaisseur de ces structures est représentative du degré d'ouverture en fonction d'un champ hypothétique de contraintes appliqué au modèle (cf. directions de contraintes horizontales maximale et minimale σ_{Hmax} et σ_{Hmin}). Les structures sub-orthogonales à σ_{Hmax} et « fermées » sont représentées en pointillés.

Pour accéder à l'intégralité du réservoir de socle situé « derrière » le mur de la faille, les fluides doivent franchir le cœur de faille imperméable de la structure bordière. Ces transferts latéraux peuvent se produire localement à la faveur d'interruptions de cet écran imperméable ou au niveau de l'intersection de la structure bordière avec les différentes structures d'ordre C ou inférieures et d'orientation N-S, NNE-SSW (Fig. 3.49). Leur orientation par rapport au champ de contraintes implique que ces structures ont également tendance à fonctionner en tension et donc constituer des chemins de drainage. L'augmentation de la densité de fractures dans ces zones d'intersection va être un facteur supplémentaire de drainage sur toute la longueur d'intersection. Le rôle majeur des intersections de failles pour les transferts latéraux à travers un cœur de faille a en effet été reconnu dans cette étude en Ouganda (voir [section II.4](#)) ou également dans la littérature (e.g. Rowland and Sibson, 2004; Faulds and Hinz, 2015; Moeck et al., 2015 ; voir [section I.3.1.3](#)).

Ces intersections représentent donc précisément les points d'entrée des hydrocarbures dans le réservoir (Fig. 3.50). Au sein du réservoir, le grand nombre d'intersections de failles, liées à l'organisation structurale multidirectionnelle, permet d'irriguer l'ensemble de la fracturation. Parmi les quatre familles de fractures identifiées, trois sont orientées favorablement pour le drainage par rapport au champ de contraintes. L'autre famille NW-SE peut à l'inverse représenter une fonction de barrière, contribuant à la compartimentalisation du système pétrolier. Cette fonction de barrière peut néanmoins être épisodiquement interrompue par des phénomènes d'augmentation locale de pression fluide permettant « d'ouvrir » ces structures (Byerlee, 1978; Sibson, 2000). Ces phénomènes seront d'autant plus fréquents que les drainages seront efficaces grâce à la forte connectivité de l'organisation structurale multidirectionnelle qui permet aux structures drainantes d'amener des fluides jusqu'aux structures « fermées ».

Finalement, ce modèle géologique conceptuel suggère que la qualité de ce type de réservoirs de socle fracturé est fortement favorisée par un grand nombre de familles directionnelles de structures, permettant d'augmenter le nombre d'intersections structurales dans le réservoir.



Chapitre IV. Discussion générale et Conclusion

Cette dernière partie vise à ouvrir les résultats de cette étude à une discussion générale sur la thématique de caractérisation des réservoirs de socle, organisée en plusieurs sections. Notre étude a permis de construire deux modèles conceptuels de réservoir de socle à hydrocarbures en contexte de rift intracontinental et de marge passive, dont les éléments du système pétrolier (i.e architecture du réservoir, zones de stockage, chemins de migration) ont été présentés et précédemment discutés (*voir sections II.4 et III.3*). La section IV.1 propose de discuter à grande échelle du rôle de l'héritage structural et de l'effet de l'obliquité, de la maturité et de la localisation de la déformation des systèmes extensifs sur les dimensions et l'architecture d'un réservoir de socle potentiel. La section IV.2 présente plusieurs points de réflexion sur la méthodologie de caractérisation multi-échelles des propriétés structurales et pétrophysiques utilisée dans cette étude. Enfin, la section IV.3 met en avant les différents éléments reconnus dans le cadre de cette étude qui contribuent à améliorer la prospection des réservoirs de socle.

1. L'influence de l'héritage structural sur l'architecture à l'échelle régionale des réservoirs de socle

L'influence de l'héritage structural du socle sur le développement et la géométrie des systèmes de rift est aujourd'hui clairement reconnu. Le contrôle qu'il exerce sur la géométrie des systèmes extensifs a été largement étudié, grâce à l'analyse et la comparaison de nombreux exemples naturels (e.g. *Morley et al., 2004; Ahmadhadi et al., 2007; Gibson et al., 2013; Morley and Nixon, 2016*), ainsi qu'à l'aide de modélisations analogiques (e.g. *Tron and Brun, 1991; McClay and White, 1995; McClay et al., 2002; Michon and Sokoutis, 2005; Autin et al., 2013; Bonini et al., 2015*). Ces études montrent que cet héritage a une forte influence sur l'organisation des structures de grandes dimensions d'un rift, et à fortiori sur l'architecture des réservoirs de socle que ces structures peuvent potentiellement développer dans ces systèmes extensifs.

La revue de la littérature et l'analyse structurale du rift du lac Albert et de la marge passive d'Irfni ont montré que ces deux systèmes ont été développés selon une direction d'extension sub-orthogonale à l'orientation dominante des structures accommodant l'extension, ainsi que de la pré-structuration (fabrique minéralogique et failles préexistantes) du socle précambrien. Ces deux systèmes se distinguent par des degrés de maturité de l'extension. Ces deux cas d'étude représentent donc respectivement les stades précoce et mature d'un système extensif orthogonal, développé à travers un socle fortement pré-structuré (e.g. *McClay et al., 2002; Morley et al., 2004*).

L'analyse structurale à l'échelle régionale de la marge d'Irfni a permis d'identifier une distribution hiérarchisée de la fracturation selon plusieurs dimensions caractéristiques (*voir section III.2.1.3*). Cette démarche a été basée sur celle des travaux de Le Garzic (2010) et Le Garzic et al. (2011) menés sur la fracturation du socle protérozoïque des systèmes extensifs obliques et matures de la marge proximale du golfe d'Aden au Yémen et de la marge catalane en Espagne. Ces travaux montrent

pour ces deux cas d'étude une même distribution hiérarchisée de la fracturation, mais dont les dimensions caractéristiques sont différentes de celles observées dans notre étude de la marge d'Ifni. Dans le cas du rift du lac Albert, une telle distribution n'a pu être identifiée. Dans ce système, la déformation extensive est très fortement localisée au niveau des deux systèmes de failles bordières de part et d'autre du lac, composés de structures subparallèles de plusieurs dizaines de kilomètres d'extension. Des structures mineures sont observées dans le mur de faille à proximité de ces structures principales. Néanmoins, à partir des données disponibles dans cette étude et du fait des mauvaises conditions d'affleurements sur les épaules du rift, la distribution des dimensions de ces structures mineures n'a pu clairement être définie.

Les différentes dimensions caractéristiques des structures majeures identifiées au niveau de ces quatre zones (Ouganda, Maroc, Yémen, Catalogne) sont synthétisées dans le tableau 4.1. Les structures majeures de systèmes extensifs sont fortement contrôlées par différents paramètres tels que la distribution spatiale et la densité de structures préexistantes au rifting, le degré de maturité du système extensif ou encore l'obliquité de l'extension par rapport à l'héritage structural du socle (Morley et al., 2004; Fossen and Rotevatn, 2016). La comparaison de ces différentes organisations structurales permet ainsi de discuter de l'influence de ces paramètres sur la géométrie des réservoirs potentiels de socle développés dans différents contextes extensifs.

Tableau 4.1 : Tableau de synthèse des dimensions caractéristiques des ordres de grandeur de structures reconnues respectivement dans le cadre de cette étude sur le rift du lac Albert et sur la marge d'Ifni et par l'étude de Le Garzic (2010) au Yémen et en Catalogne.

		Rifting orthogonal			Rifting oblique		
		<i>Orientation(s)</i>	<i>Longueur</i>	<i>Espacement</i>	<i>Espacement</i>	<i>Longueur</i>	
Stades précoces							
Rift du Lac Albert	Ordre A	NE-SW (failles bordières)	> 100 km	≈ 50 km			
		Très forte localisation de la déf. sur failles bordières d'ordre A Pas de hiérarchisation structurale aux échelles inf.					
Stades matures							
Marge d'Ifni	Ordre A	NE-SW	> 100 km	≈ 50 km			
	Ordre B	N-S ; NNE-SWW NE-SW ; NW-SE	> 20 km	10 - 30 km	10 - 20 km	> 20 km	1^{er} ordre
	Ordre C	N-S ; NNE-SWW NE-SW ; NW-SE	1 - 10 km	1 - 2 km	2 - 5 km 0,7 - 1 km	5 - 20 km 1 - 3 km	2^{ème} ordre 3^{ème} ordre

YEMEN -
 CATALOGNE
 Le Garzic (2010)

Dans le cas des deux systèmes extensifs orthogonaux étudiés, les systèmes de failles bordières du rift du lac Albert présentent des dimensions similaires à celles des structures d'ordre A de la marge marocaine (Tab. 4.1). Ces dimensions permettent de les considérer comme des « méga-structures », systématiquement subparallèles à l'orientation dominante de pré-structuration du socle et sub-perpendiculaires à la direction principale d'extension du système. Dans le cas des deux systèmes extensifs obliques de la marge du golfe d'Aden au Yémen et de la marge catalane, aucune « mega-structure » de dimensions similaires n'est observée. Sur ces marges, les plus grandes structures (cf. 1^{er} ordre, Tab. 4.1) montrent des dimensions similaires à celles de l'ordre B de la marge orthogonale marocaine et sont organisées selon plusieurs orientations associées à la direction principale d'extension et à l'héritage structural oblique du socle.

Le paramètre d'obliquité est reconnu pour contrôler fortement le potentiel de réactivation des structures préexistantes et de segmentation d'un rift (*McClay et al., 2002*). Le degré d'obliquité d'un système extensif peut être représenté par un angle α (i.e. l'angle entre les structures réactivées et la direction principale d'extension). Plusieurs études montrent l'existence d'une valeur critique de cet angle α d'environ 30° (*Tron and Brun, 1991; Clifton et al., 2000; Le Garzic, 2010*). Au delà de cet angle critique ($\alpha > 30^\circ$), les structures préexistantes peuvent être réactivées en failles normales. Cette relation géométrique sub-orthogonale permet alors par réactivation et connexion de structures bien « orientées » de développer les systèmes faiblement segmentés de failles normales de très grandes dimensions, tel qu'on l'observe au Maroc et en Ouganda (cf. « méga-structures ») (*Fossen and Rotevatn, 2016; Morley and Nixon, 2016*). Dans le cas d'un angle α inférieur à 30° , les structures préexistantes ne sont pas réactivées ou uniquement selon un mouvement décrochant. Ces structures obliques représentent alors des discontinuités pour le développement de failles néoformées accommodant l'extension du rifting, les empêchant de se développer selon des dimensions similaires aux « méga-structures » observées dans le cadre des systèmes orthogonaux. Ces structures obliques permettent alors de jouer un rôle de

zones de transfert entre les failles normales et contribuent à segmenter fortement ce type de rifting oblique (*Fossen and Rotevatn, 2016*). Les différentes familles de structures majeures néoformées (i.e. extensives) et réactivées peuvent alors être caractérisées par des dimensions similaires, tel qu'on l'observe au Yémen et en Catalogne (*Le Garzic, 2010*).

L'obliquité d'un système extensif apparaît donc comme un paramètre déterminant pour l'architecture d'un réservoir de socle. Ce paramètre contrôle les caractéristiques géométriques (extension, épaisseur, etc.) des structures majeures néoformées et réactivées qui composent l'architecture du réservoir, influant notamment sur la présence de « méga-structures » ou le degré de segmentation des failles normales.

Les stades matures de systèmes orthogonaux et obliques que représentent respectivement la marge proximale d'Ifni et les marges yéménite et catalane sont caractérisés par une fracturation largement distribuée sur une zone de plus de 100 kilomètres de large. Sur l'ensemble de ces domaines, les réseaux de failles montrent une organisation hiérarchisée selon plusieurs dimensions caractéristiques, propres à chacun de ces cas d'étude. Plusieurs ordres de grandeur de structures sont ainsi définis et un espacement quasi-régulier est identifié pour les différentes failles appartenant à un même ordre de grandeur (Tab. 4.1). De nombreuses études ont permis de décrire ce type d'espacement régulier pour des structures de dimensions similaires et dont l'extension verticale est restreinte dans un niveau mécaniquement homogène, depuis l'échelle d'un banc sédimentaire à celle de la croûte entière (e.g. *Gillespie et al., 1993, 2001; Odling et al., 1999; Ackermann et al., 2001; Soliva and Benedicto, 2005; Soliva and Schultz, 2008*). Cependant, peu d'études similaires à celles de *Le Garzic (2010)* et *Le Garzic et al. (2011)* et celle présentée dans ce manuscrit ont permis d'identifier une hiérarchisation des failles selon plusieurs dimensions caractéristiques au sein d'un même système extensif. D'autres études multi-échelles devraient ainsi être réalisées sur d'autres exemples de systèmes orthogonaux et obliques afin de valider ou non de l'existence d'organisations structurales hiérarchisées similaires. Néanmoins, la

comparaison de ces systèmes matures des marges proximales d'Ifni, du golfe d'Aden et de Catalogne suggère finalement que l'organisation hiérarchisée et régulièrement espacée de la fracturation à l'échelle régionale est développée indépendamment du degré d'obliquité du système extensif. Seules les dimensions caractéristiques des failles au sein même de ce type d'organisation sont contrôlées par ce paramètre.

La déformation du système extensif orthogonal et précoce du rift du lac Albert est très fortement localisée au niveau des deux systèmes de failles bordières du bassin. Ce caractère localisé est mis en évidence par la faible fracturation observée dans le mur de ces failles et par la géométrie quasi-symétrique et plane de ce bassin décrite par Karp et al. (2012). Ces observations indiquent que l'essentiel de déformation extensive de ce rift est concentrée dans des zones de quelques kilomètres d'épaisseur de part et d'autre du lac.

Différentes études montrent que la distribution et la localisation des structures extensives d'un rift sont contrôlées par plusieurs paramètres tels que la distribution spatiale et la densité des structures préexistantes dans le socle (*Fossen and Rotevatn, 2016*), leur degré de résistance mécanique (*Morley, 2010*) ou encore les propriétés mécaniques et géométriques du milieu fracturé (*Soliva and Schultz, 2008*). L'étude de Morley et Nixon (2016), basée sur l'analyse d'une dizaine d'exemples de rifts, montre que la distribution spatiale des structures accommodant l'extension dépend du type de pré-structuration présente dans le socle. Dans le cas d'un héritage structural composé de structures « discrètes » (i.e. zones de failles), la déformation aura tendance à être localisée au niveau de ces structures, tandis que si cet héritage correspond à une fabrique structurale pervasive (i.e. foliation), la déformation sera plus largement distribuée sur la zone affectée par l'extension.

L'existence d'une fabrique magnétique pervasive est identifiée dans le socle précambrien de l'épaule orientale du rift du lac Albert (*Katumwehe et al., 2015*). Néanmoins, les observations de terrain du système de failles bordières de Toro-Bunyoro ont également montré une concentration de faciès de socle para-dérivé et

d'intrusions basiques au niveau de cette zone de failles par rapport aux granitoïdes homogènes qui constituent l'épaule de ce rift, suggérant la localisation de cette structure au niveau d'un objet représentant une hétérogénéité mécanique.

McClay et al. (2002) proposent un modèle analogique de système extensif orthogonal avec une géométrie similaire à celle du rift du lac Albert. Ce modèle analogique montre pour les stades précoces une extension initialement localisée au niveau de deux systèmes majeurs de failles bordières parallèles. Au cours du temps, ce modèle montre une migration de la déformation et du développement de structures extensives vers l'intérieur du bassin. Peu de failles normales sont développées par la suite à l'extérieur du bassin délimité par les deux systèmes de structures majeures initiales.

En accord avec ce modèle, on considère que très peu de structures extensives ne seront développées à l'extérieur des deux systèmes actuels de failles bordières du rift du lac Albert au cours de son évolution vers une future océanisation. Si on considère que le domaine proximal de la marge passive de Nouvelle-Ecosse associée à celle d'Ifni soit caractérisé une organisation structurale similaire, la fracturation associée à la phase de rifting de ce système extensif peut être reconnue en domaine continental sur une zone de plus de 200 kilomètres de large. Avec une largeur totale actuelle d'environ 40 kilomètres, l'extension du rift du lac Albert ne semble alors pas pouvoir développer jusqu'à la phase d'ouverture océanique potentielle une organisation structurale aussi largement distribuée que celle observées sur le système extensif de la marge d'Ifni.

Cette différence d'organisation structurale entre ces deux systèmes extensifs permet alors de suggérer que la déformation extensive distribuée de la marge d'Ifni est contrôlée par un héritage structural de type foliation structurale pervasive, (cf. schistosité des formations volcano-sédimentaires protérozoïques de la boutonnière d'Ifni), tandis que la déformation extensive localisée du rift du lac Albert est contrôlée par une ou plusieurs structures « discrètes » préexistantes et fortement réactivées (Morley and Nixon, 2016). Finalement, le degré de maturité de ces deux exemples de

systemes extensifs orthogonaux ne semble pas suffisant pour expliquer leur différent type de distribution de la déformation. Les conditions initiales de l'héritage structural du socle précambrien représentent un facteur plus important.

2. Réflexions à propos de la méthodologie

Afin de contraindre tous les paramètres qui contrôlent le fonctionnement du réservoir, ces travaux mettent en avant la nécessité d'une méthodologie de caractérisation multi-échelles des propriétés structurales et pétrophysiques des réservoirs de socle, depuis l'échelle régionale des structures qui contrôlent l'architecture du réservoir jusqu'à l'échelle infra-millimétrique de la microporosité secondaire des zones fracturées et altérées. Pour réaliser cela, différentes techniques d'investigations ont été utilisées et permettent une continuité d'échelle d'analyse. Néanmoins, plusieurs difficultés liées aux transitions d'échelle entre les différents jeux de données utilisés dans cette étude sont discutées ci-dessous.

La caractérisation structurale multi-échelles d'un analogue de surface repose sur l'analyse d'images satellite et d'affleurements. Cette méthode, grâce à une approche statistique, a permis de montrer dans de nombreuses études l'existence de lois de distribution des paramètres géométriques de la fracturation (longueur, orientation, etc.) sur plusieurs ordres de grandeur (*e.g. Gillespie et al., 2001; Kim and Sanderson, 2005; Childs et al., 2009; Le Garzic et al., 2011; Torabi and Berg, 2011; Kolyukhin and Torabi, 2012; Bertrand et al., 2015*).

En revanche, la description de l'organisation spatiale de la fracturation (densité, distribution, etc.) selon une continuité d'échelle d'analyses est plus complexe à réaliser. La principale difficulté liée à cela réside dans la transition d'une analyse d'une surface « 2D » des images satellite à une analyse de terrain avec des morphologies d'affleurements très complexes, qui permettent rarement des analyses sur de surfaces planes « 2D ». Cette transition implique également un écart important entre la résolution des images satellite de celle du terrain, en particulier pour les zones avec une forte couverture végétale ou caillouteuse.

Dans cette étude, les analyses réalisées sur le terrain au Maroc ont permis de montrer une distribution spatiale concentrée (« clusterisée ») de la fracturation au

niveau des zones de déformation fragile pluri-métriques à hectométriques (*voir section III.2.3*). A l'inverse, l'analyse des images satellite suggère une distribution régulière (« anti-clusterisée ») des structures d'extension kilométrique à plurikilométrique. Plusieurs questions restent en suspens suite à l'identification de ces différents types d'organisation: A quelle échelle est-il possible d'identifier la transition entre ces deux types de distribution ? Quelle est la distribution spatiale des « clusters » de fracturation observés à l'échelle du terrain ? Sont-ils identifiables à l'aide d'images satellite de très haute résolution ou existe-t-il une limite absolue inhérente à l'utilisation des deux méthodes d'analyses d'image satellite et de terrain ? Ces questions mettent ainsi en évidence la nécessité de réduire au maximum l'écart entre la résolution des images satellite de celle du terrain.

Afin de décrire au mieux l'organisation spatiale de la fracturation multi-échelles d'une zone considérée comme analogue d'un réservoir de socle, cette étude montre que cette zone doit présenter idéalement de très bonnes conditions d'affleurements pour permettre le traitement d'images satellites de très haute résolution et l'analyse sur le terrain de profils continus de une à plusieurs centaines de mètres de longueur. Les deux types de données acquises sur ces images et sur de tels profils de fracturation de terrain permettront alors une réelle continuité des échelles d'analyses en représentant des structures de dimensions similaires. L'analyse de ces longs profils de fracturation nécessitera d'innover dans les méthodes d'acquisition et de mesures rapides sur le terrain, tels que cela a été abordé dans cette étude par l'analyse de densité de fracturation d'un profil de 70 mètres de longueur à partir d'un montage de photographies (*voir section II.2.2.2*).

En ce qui concerne la caractérisation pétrophysique des différentes zones fracturées et altérées d'un réservoir, les mesures de cette étude ont été réalisées en laboratoire sur des fragments d'échantillons de quelques cm³. Les outils utilisés, associés à différentes techniques d'observation microscopique, permettent de caractériser les propriétés de la porosité « matricielle » du socle, composée de

microfissures et de pores développés par déformation fragile et altération du matériau. Au vu des dimensions des échantillons analysés, ces outils de caractérisation pétrophysique tiennent cependant difficilement compte de la fracturation macroscopique, généralement d'échelle centimétrique à métrique, et d'autres méthodes nécessiteront d'être améliorées afin de pallier à ce problème d'échelle.

Plusieurs lois empiriques mettent en relation la porosité d'un milieu à différents paramètres géophysiques, tels que la vitesse de propagation d'une onde (e.g. loi de Wyllie et al. (1958)) ou la résistivité électrique (e.g. loi d'Archie (1942)). Ces paramètres géophysiques sont mesurables à différentes échelles, au laboratoire mais également « in-situ » grâce aux outils de mesures en puits et de prospection géophysique de surface. L'utilisation de ces différentes lois à partir de données géophysiques 1D (diagraphie) ou 2D (coupes géophysiques de terrain) acquises dans d'importants volumes rocheux permet d'augmenter l'échelle d'analyse par rapport à celle des mesures en laboratoire. Cette démarche permet ainsi d'estimer une porosité totale (fractures et « matricielle ») sur plusieurs mètres cubes. Cette approche a notamment été utilisée dans cette étude pour caractériser les unités altérées au toit du socle métasédimentaire du secteur nord du lac Albert (*voir section II.3.2.2*). En calibrant ces lois à partir d'échantillons de référence prélevés en surface, il est possible de caractériser les propriétés réservoirs des différents compartiments identifiés grâce aux variations du signal géophysique. Cette méthode peut permettre une caractérisation multi-échelles du volume poreux disponible dans le réservoir, en fournissant des données à une échelle supérieure à celles uniquement obtenues par les mesures en laboratoire.

Néanmoins, cette approche nécessite encore d'être développée, et la base de données doit être augmentée en particulier pour les analyses réalisées dans des formations de socle. En effet, la plupart de ces lois empiriques trouvées aujourd'hui dans la littérature sont basées sur des données acquises dans les milieux sédimentaires (e.g. Glover, 2016). Les différents facteurs et constantes régissant ces lois peuvent ainsi ne pas être adaptés pour ce type de formations et pourront certainement être améliorés. En marge de cette étude, des analyses de plusieurs profils sismiques et de

résistivité électrique réalisés sur le terrain dans la zone d'étude du Maroc sont encore en cours d'interprétation. A terme, cette méthode de couplage de données pétrophysiques de laboratoire et de données géophysiques de terrain ou de puits permettra d'améliorer la caractérisation des propriétés de stockage et de transfert de fluides au sein même d'un réservoir de socle ou d'un analogue de surface en intégrant les propriétés associées aux éléments de porosité observés aux différentes échelles.

3. Réflexion sur la prospection des réservoirs de socle

Cette étude a contribué à mettre en évidence le rôle majeur que possède la longue évolution géodynamique du socle sur les processus de fracturation et d'altération supergène qui permettent de développer un réservoir dans ce type de formations. La prospection des systèmes pétroliers avec un réservoir de socle est complexe puisqu'elle doit nécessairement tenir compte de l'évolution antérieure des formations de socle qui représenteront les futurs réservoirs, ainsi que la dynamique de mise en place du bassin qui constituera le système pétrolier.

3.1 Prospection du réservoir fracturé

Dans le cas des réservoirs de socle développés en contexte extensif, cette étude suggère que la prospection doit être focalisée sur les failles normales affectant le socle avec un rejet de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Ces structures à fort rejet représentent une cible principale pour la prospection de ces réservoirs pour deux raisons : (i) leur capacité à développer une architecture de « haut topographique de socle » ; (ii) l'important volume de porosité secondaire de fractures qu'elles développent dans les formations de socle pour le drainage et le piégeage d'hydrocarbures.

Les différences d'organisation structurale à grande échelle des systèmes extensifs orthogonaux et obliques discutées dans la section IV.2 indiquent que l'obliquité du système par rapport à l'héritage structural de la zone prospectée nécessite également d'être prise en compte. Ce paramètre implique un « taux de segmentation » plus important des structures extensives majeures dans le cas des systèmes obliques. Ce « taux de segmentation » va donc avoir une influence sur les dimensions et la compartimentalisation des réservoirs de socle, avec des segments de failles généralement plus courts et des blocs structuraux de plus faibles dimensions pour les systèmes obliques. La déformation accommodée le long des failles normales

de très grande extension (> 20 km, cf. « méga-structures ») des systèmes orthogonaux permettrait donc de développer un volume fracturé plus important au sein de blocs structuraux de plus grandes dimensions.

Une attention particulière doit également être portée sur les zones d'intersections entre les failles principales délimitant les « hauts topographiques de socle » avec d'autres failles obliques. Ces intersections permettent de modifier localement les propriétés hydrauliques des structures principales et favorisent les transferts latéraux à travers ces failles et le piégeage des fluides dans le réservoir.

Au sein des réservoirs de socle, les études d'analogues de surface présentées dans cette thèse et dans les travaux de Le Garzic (2010) et Le Garzic et al. (2011) permettent deux observations majeures quant à l'organisation multi-échelles de la fracturation: (i) les différentes familles directionnelles de structures d'extension kilométrique montrent une organisation hiérarchisée selon des dimensions caractéristiques, permettant de définir plusieurs ordres de grandeur de blocs structuraux ; (ii) les orientations structurales dominantes à l'échelle régionale (i.e. extension > 10 km) correspondent généralement aux directions dominantes des réseaux de fractures à petite échelle dans le réservoir.

Ces deux observations suggèrent que la prospection et l'imagerie géophysique de réservoirs de socle, limitées aux structures de dimensions kilométriques et proches de l'interface socle-couverture, permettent malgré tout de contraindre le fonctionnement multi-échelles du réservoir fracturé.

En effet, la recherche et l'identification des dimensions caractéristiques des structures majeures permettront de déterminer les dimensions de blocs structuraux qui compartimentent le réservoir. Par ailleurs, ces dimensions caractéristiques pourront contribuer pour la modélisation du réservoir à déterminer à plus petite échelle l'organisation de la fracturation grâce à une procédure de « downscaling » (e.g. Walsh et al., 1998). Celle-ci consiste à extrapoler les paramètres géométriques (longueur, espacement, épaisseur, orientation, etc.) des structures « infra-résolution sismique » à

partir de ceux reconnus sur les structures majeures et de lois de distribution sur plusieurs ordres de grandeur de ces paramètres (e.g. *Kim and Sanderson, 2005; Childs et al., 2009; Torabi and Berg, 2011; Bertrand et al., 2015*). La présente étude indique cependant que cette procédure de « downscaling » n'est pas suffisante pour une caractérisation intégrale de l'habillage structural interne du réservoir. Dans le cadre de la marge d'Ifni, cette étude montre une distribution spatiale de la fracturation à l'échelle du terrain différente de celle des structures tectoniques majeures (distributions « clustered » vs. « anti-clustered »), ou encore l'existence de familles directionnelles de structures uniquement développées à faibles dimensions (e.g. fracturation primaire). Ainsi, l'identification de tous les éléments de fracturation du réservoir de socle nécessite une analyse détaillée à toutes les échelles d'investigations, qui peut être complexe et onéreuse à réaliser avec les moyens actuels (e.g. imagerie de puits).

La reconnaissance des familles directionnelles de structures majeures permettra également de déterminer par rapport au champ de contraintes d'un réservoir quelles seront les familles de failles et de fractures jusqu'à l'échelle infra-métrique qui joueront un rôle de conduit ou de barrière pour les circulations de fluides dans le réservoir (e.g. *Sibson, 1996; Jolly and Cosgrove, 2003; Rogers, 2003*).

Afin d'optimiser les chances de cibler un réservoir de socle fracturé avec des caractéristiques idéales pour le transfert et le stockage de fluides, plusieurs critères peuvent également être pris en compte pour la prospection de ces réservoirs. Si les conditions s'y prêtent, ces critères peuvent être estimés en surface à proximité de la zone prospectée.

Les systèmes où le socle possède un héritage structural particulièrement complexe devraient être privilégiés. Une évolution tectonique polyphasée à l'origine d'une dense pré-structuration (e.g. failles, fractures, veines, schistosité) va permettre d'augmenter le nombre de structures préexistantes qui seront favorablement orientées par rapport au champ de contraintes pour le drainage et le stockage des fluides. Cette

forte pré-structuration permettra également de maximiser la densité et la connectivité de l'ensemble des structures héritées et néoformées durant la mise en place du système pétrolier.

Par ailleurs, le phénomène d'altération hydrothermale dans les zones fracturées, durant un ou plusieurs épisodes antérieurs à la mise en place du système pétrolier, peut permettre d'augmenter significativement les propriétés réservoirs. Ce phénomène n'a pas été abordé dans cette étude mais est reconnu dans de nombreux cas pour augmenter la porosité et la perméabilité au niveau des réseaux percolés de failles et fractures (e.g. *Géraud et al., 2010; Nishimoto and Yoshida, 2010; Trice, 2014; Stober and Bucher, 2015*). Des indices de circulations hydrothermales peuvent ainsi indiquer un meilleur potentiel de réservoir pour des formations de socle.

De plus, la présence de nombreux filons intrusifs au sein de formations est également favorable pour améliorer le potentiel du réservoir. Les dykes volcaniques sont généralement reconnus pour représenter des zones favorables aux circulations de fluides et sont particulièrement sensibles aux phénomènes d'altération hydrothermale et supergène (e.g. *Degnan et al., 2003; Jamtveit et al., 2011*). Les observations de cette étude montrent que ces objets sont généralement très fracturés du fait de leur mise en place intrusive et de leur refroidissement. Leur mise en place est également à l'origine d'une forte fracturation du matériau encaissant aux épontes, qui représentent donc également une zone favorable de circulations de fluides. Ces filons intrusifs représentent un intérêt particulier pour les réservoirs de socle développés en contexte extensif, où ils peuvent être produits en importantes quantités grâce au phénomène d'amincissement crustal associé à ce type de contexte géodynamique.

3.2 Prospection du toit du socle altéré

La présence d'une unité de réservoir altéré au toit du socle, formée par altération supergène avant enfouissement telle qu'on a pu l'observer en Ouganda, ne peut être généralisée comme pour la fracturation.

L'existence de ces formations superficielles altérées dépend de nombreux facteurs : la nature pétrographique du socle, la paléogéographie et les conditions climatiques et géomorphologiques durant les phases d'exhumation, ainsi que la durée de ces phases d'expositions aux agents météoriques, le régime hydraulique et le taux d'érosion de ces formations durant la phase de subsidence avant l'enfouissement, etc. (Tardy, 1993; Taylor and Howard, 2000; Oliva et al., 2003; Meunier et al., 2007). Dans une zone de prospection, les informations sur l'ensemble de ces paramètres ne sont pas toutes disponibles, en particulier si le socle est enfouit depuis une longue période par rapport aux analogues de surface actuels (cf. Maroc). A moins d'un enfouissement récent d'un réservoir de socle, l'analogie avec les formations de socle altéré situées à proximité et soumises aux conditions de surface actuelles paraît mal adaptée. La présence d'une unité de réservoir altéré au toit du socle doit donc être systématiquement testée « in situ », notamment grâce aux outils de forage et de diaggraphie.

3.3 Les « proxies »

Cette étude a permis d'identifier différentes caractéristiques et variations microstructurales, minéralogiques et pétrophysiques significatives pour les différents compartiments de zones de failles et pour les unités superficielles altérées par rapport à celles du protolithe. Certaines de ces caractéristiques et variations peuvent représenter des « proxies » de reconnaissance pour ces différentes unités fracturées et altérées. Ces « proxies » définis par analogie de surface peuvent ainsi contribuer à améliorer l'interprétation des données géophysiques et diaggraphiques, ainsi que l'identification des échantillons de forage (carottes, « cuttings ») du réservoir prospecté.

Dans le cas des zones de failles, trois types de « proxies » peuvent permettre de d'identifier les différents compartiments de ces structures, et en particulier ceux de zone endommagée (DZ) considérés comme des unités potentielles de réservoir. Le premier « proxy » consiste en l'analyse du taux de déformation à partir des figures

microstructurales (i.e. cataclase, bandes de cisaillement, fissuration) observées sur les échantillons de forage. Ce taux de déformation permet donc d'identifier la présence de compartiments imperméables de type cœur de faille (FC) par rapport aux compartiments de DZ favorables aux transferts et stockage de fluides. Le second « proxy » correspond à une signature minéralogique définie par une concentration de phases secondaires précipitées sous forme de transformation authigène de phases primaires et en remplissage de fractures. Les compartiments de DZ étant des zones favorables de circulations de fluides par rapport au compartiments de FC et de socle non-déformé (e.g. *Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013*), la présence de telles phases secondaires peut donc indiquer l'existence de ces unités potentielles de réservoir. Le troisième « proxy » correspond aux variations de vitesses de propagation d'ondes du matériau des compartiments de failles par rapport au protolithe. Les compartiments de FC sont caractérisés par de fortes valeurs ($> 5500\text{m.s}^{-1}$), associées au phénomène de « strain hardening » de la cataclasite (e.g. *Morrow et al., 1982*). A l'inverse, l'augmentation de fracturation des compartiments de DZ induit une diminution des vitesses de propagation d'ondes ($< 4000\text{m.s}^{-1}$) par rapport à celles mesurées de le socle non-déformée généralement comprises entre 4500 et 5500 m.s^{-1} .

Dans le cas des horizons formés par altération supergène, deux types de « proxies » peuvent permettre de montrer l'existence ou non de ces horizons au toit du socle dans le bassin et d'estimer son épaisseur. Le premier correspond à une signature minéralogique définie par une forte teneur en phases secondaires argileuses (kaolinite, illite) et d'oxydes et d'hydroxydes de fer, qui représentent un total de plus de 5-10% de la composition minéralogique de la roche. Ces horizons peuvent ainsi être directement identifiés par l'analyse d'échantillons de forage grâce à ces minéraux caractéristiques de l'altération supergène (*Meunier et al., 2007*). Le second « proxy » correspond à une signature pétrophysique, définie par les faibles densités apparentes ($< 2.5\text{ g.cm}^{-3}$) et les faibles vitesses de propagation d'ondes ($< 2000\text{ m.s}^{-1}$) des horizons altérés par rapport à celles du socle frais ($< 2.65\text{ g.cm}^{-3}$; $> 4000\text{ m.s}^{-1}$). L'évolution verticale de ces propriétés mesurées en diagraphies peut cependant être progressive,

avec des contrastes plus ou moins nets aux interfaces entre la couverture et le socle non-altéré. Les mesures de résistivité électrique peuvent également permettre de distinguer le socle frais ($> 10 \text{ ohm.m}$) du socle altéré ($< 10 \text{ ohm.m}$), mais ne sont pas adaptées pour identifier le contact entre le socle altéré et sa couverture, du fait de leurs porosités et saturations en eaux similaires. D'autres données, telles que la vitesse de pénétration du forage, pourraient également être un indicateur de la présence de ces unités de socle altéré. Ces paramètres peuvent notamment être corrélés avec les vitesses de propagation d'ondes mesurées (e.g. *Bery and Saad, 2012*) et par extension avec la porosité du milieu calculé grâce à la loi d'Archie (*Archie, 1942; Glover, 2016*). Enfin, les résultats de diagraphie analysés dans le socle méta-sédimentaire du lac Albert suggèrent que les outils de mesures de gamma-ray sont peu adaptés pour la reconnaissance des horizons altérés au toit du socle.

Conclusion

L'ensemble des travaux présentés dans ce manuscrit de thèse s'inscrit dans le cadre de la problématique de caractérisation des réservoirs de socle. Ce type de réservoirs, généralement considérés comme non-conventionnels de par la nature lithologique de ces formations (magmatique, métamorphique) et l'absence quasi-totale de porosité primaire, est aujourd'hui largement reconnu pour abriter d'importantes ressources en hydrocarbures, minérales, géothermales et en eaux souterraines. La reconnaissance et la gestion de ces ressources résident en grande partie dans la caractérisation des différents processus (ex : fracturation, altération) capables de développer une porosité secondaire et des propriétés hydrauliques suffisantes pour que ces formations puissent représenter un réservoir.

Cette étude a été focalisée sur la thématique des réservoirs de socle à hydrocarbures. Les objectifs principaux de ce travail consistaient en une identification et une caractérisation structurale et pétrophysique des chemins de circulations et des zones potentielles de stockage pour un réservoir développé en contexte extensif. Deux cas d'étude ont été analysés selon une approche multi-échelles et multi-méthodes d'analogie de surface : le socle précambrien du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et le socle anté-rift du domaine proximal de la marge d'Ifni (Maroc).

Les principaux résultats obtenus sur ces deux zones d'étude sont résumés ci-dessous. Ces travaux ont permis la construction de deux modèles conceptuels de réservoirs de socle à hydrocarbures en contexte de bordure de rift et en domaine proximal de marge passive, depuis la zone de maturation de roches-mères jusqu'aux zones de stockage formées par fracturation et altération du socle.

L'analyse structurale multi-échelles du rift du lac Albert a permis de mettre en évidence la forte localisation de la déformation au niveau de zones de quelques kilomètres d'épaisseur qui correspondent aux deux systèmes de failles bordières de part et d'autre du bassin.

Les travaux de caractérisation pétro-structurale et pétrophysique du système de failles bordières orientales de ce rift ont permis de montrer que l'architecture interne de ces structures majeures est constituée de deux compartiments de zone endommagée et de cœur de faille. Ces deux types de compartiments de failles se distinguent notamment par le taux de déformation de la roche (fracturation ou cataclase) et par les différentes propriétés hydrogéologiques qui en résultent. Les compartiments de zone endommagée sont caractérisés par une importante fracturation fortement connectée et correspondent à des zones potentielles de transferts et de stockage de fluides ($\phi \approx 3\%$, $k \geq 10 \text{ mD}$). Ces compartiments développés sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sont cloisonnés entre les deux écrans imperméables que représentent les roches non-poreuses et imperméables ($\phi < 1\%$, $k \leq 10^{-3} \text{ mD}$) de cœur de faille et de socle non-déformé. L'architecture de ces failles majeures permet ainsi de compartimenter les réservoirs de socle, en induisant une forte anisotropie des circulations de fluides avec une direction préférentielle d'écoulement parallèle à celle du plan de faille.

Plusieurs phases de circulations de fluides fossiles et actuelles ont été identifiées dans le socle fracturé de la zone des failles bordières orientales et ont été analysées. Les différentes analyses minéralogiques et géochimiques permettent de montrer que des fluides hydrothermaux d'origine profonde et des hydrocarbures d'origine lacustre circulent à travers ces structures majeures. La position structurale des résurgences d'hydrocarbures dans le socle fracturé indique que la connexion et les transferts latéraux de fluides depuis le bassin jusqu'au mur de la zone de failles bordières est permise par les zones d'intersections de failles secondaires obliques par rapport au système de failles principales.

La caractérisation minéralogique et pétrophysique de profils d'altération supergène du socle de la bordure du rift du lac Albert a permis de mettre en évidence le fort potentiel de ces formations altérées pour un réservoir de socle. Ces profils ont été analysés à partir de différentes données de surface et de forage. Les propriétés de stockage et de transfert mesurées dans les différents horizons altérés (saprock, saprolite) montrent de fortes porosités jusqu'à 30 % et de fortes perméabilités pouvant dépasser 500 mD. Ces formations altérées sont développées sur une épaisseur de une à plusieurs dizaines de mètres et peuvent s'étendre sur une très large superficie de plusieurs dizaines de kilomètres carrés au toit du socle. Dans un système pétrolier, ces dimensions indiquent que ce profil d'altération peut permettre d'augmenter considérablement les capacités d'un réservoir de socle.

Enfin, un modèle conceptuel de réservoir composite a été construit à partir de l'ensemble des éléments de fracturation et d'altération supergène relevés dans le socle précambrien de ce cas d'étude. Ce modèle a permis de proposer différentes zones de stockages et différents chemins de migration pour les hydrocarbures à travers les formations fracturées et altérées de socle en bordure de rift.

L'analyse structurale multi-échelles de la fracturation du socle anté-rift (i.e. anté-atlantique) des domaines « offshore » et « onshore » de la marge d'Ifni a permis de montrer que la déformation du domaine proximal de cette marge est distribuée sur une zone de plus de 100 kilomètres de large. Deux types d'organisation de la fracturation ont pu être reconnus sur ce domaine, qui dépendent des dimensions de structures qui composent la fracturation.

Les structures d'extension supérieure au kilomètre montrent une organisation hiérarchisée, dont les paramètres géométriques (longueur, espacement, orientation, etc.) permettent de déterminer trois ordres de grandeur A, B et C. Les structures appartenant à un même ordre de grandeur sont distribuées selon un espacement régulier, permettant de délimiter différentes tailles de blocs structuraux. Les structures majeures d'ordre A contrôlent la géométrie de la marge en accommodant un

maximum de déformation (rejets plurikilométriques) et en délimitant un système de « super-blocs » d'environ 50 kilomètres de largeur. Au sein des « super-blocs » structuraux délimités par les structures d'ordre A, les structures d'ordres B et C sont organisées selon quatre familles directionnelles. Ces différentes structures avec une forte connectivité permettent de composer un système complexe de blocs structuraux de différentes dimensions. De plus, la famille dominante NE-SW de failles normales d'ordres B et C associée à l'extension du rifting permet le développement d'une architecture de horsts, de grabens et de demi-grabens avec un remplissage de sédiments mésozoïques syn-rift. Le rejet important (plusieurs centaines de mètres) de certaines failles d'ordre B produit des « hauts topographiques de socle » par rapport aux formations sédimentaires syn-rift et permet de développer une architecture favorable pour les réservoirs de socle dans le domaine proximal de la marge.

La fracturation de dimensions infra-kilométriques qui composent l'habillage structural des différents blocs structuraux ne répond pas au même type d'organisation hiérarchisée et régulière que les structures d'ordres A, B et C. L'organisation de cette fracturation est généralement concentrée (« clusterisée ») au niveau des bordures de blocs et autour des zones de failles pluri-métriques à hectométriques qui affectent ces blocs. De plus, les orientations de cet habillage structural sont fortement contrôlées par les orientations des structures d'ordres B et C qui délimitent directement ces blocs. L'ensemble de ces informations indique que le maillage des blocs structuraux hiérarchiquement organisés compartimentent la fracturation infra-kilométrique de la marge d'Ifni et donc les réservoirs de socle potentiels que celle-ci peut abriter.

Finalement, à partir de la synthèse de tous les éléments de fracturation relevés dans le socle anté-rift de la marge d'Ifni, un modèle conceptuel de réservoir de socle fracturé en contexte de marge passive a été proposé. Ce modèle permet d'estimer que dans un horst représentant un « haut topographique de socle », 20 à 30 % des formations de socle anté-rift peuvent représenter des zones potentielles de réservoir.

Il ressort de ces travaux de thèse que la longue évolution géodynamique des formations de socle représente le facteur majeur qui contrôle le développement et la géométrie de ce type de réservoirs. Ce paramètre contrôle notamment l'héritage structural et la dynamique de mise en place des réservoirs de socle. Les effets de cette évolution sur les éléments constitutifs d'un réservoir sont observés à toutes les échelles :

(i) l'organisation et les dimensions des structures tectoniques majeures qui définissent l'architecture d'un réservoir sont contrôlées par le degré de localisation et d'obliquité du système extensif. Ces deux paramètres sont directement dépendants de la distribution et de l'orientation dominante de la pré-structuration du socle.

(ii) l'évolution tectonique polyphasée du socle contrôle la complexité des réseaux de failles et de fractures, dont la forte connectivité permet de favoriser les circulations et le stockage de fluides dans la porosité secondaire de fractures du réservoir.

(iii) l'évolution géodynamique conditionne la nature des faciès pétrographiques du socle (ex : intrusions volcaniques, schistosité). Ces différents faciès peuvent permettre localement d'améliorer les capacités d'un réservoir.

(iv) l'évolution géomorphologique et la dynamique de mise en place du réservoir de socle dans le bassin conditionnent le développement de formations altérées au toit du socle lors de phases d'exhumation anté-rift et leur préservation durant la phase d'enfouissement. La présence de formations altérées au toit du socle peut permettre d'augmenter considérablement les capacités du réservoir en développant un important volume de porosité matriciel.

Cette étude met également en évidence la très grande variabilité des dimensions des structures qui contrôlent les circulations internes et le volume poreux des réservoirs de socle. Les dimensions de ces structures s'étendent sur plus de dix ordres de grandeur, depuis l'échelle plurikilométrique des failles majeures jusqu'à l'échelle infra-millimétrique des éléments de porosité de fissures et de matrice.

Les caractéristiques hydrogéologiques des zones de failles majeures, liées à leur architecture interne induisent une anisotropie des écoulements de fluides dans le réservoir. En délimitant un ensemble de blocs structuraux, ces zones de failles permettent ainsi le piégeage d'hydrocarbures et la compartimentalisation des réservoirs. Le rôle majeur des intersections de failles est également reconnu dans ces travaux pour permettre la connexion et les transferts de fluides entre les différents blocs structuraux du réservoir. Au sein de ces blocs, les zones favorables pour le stockage de fluides correspondent aux compartiments de zones endommagées des failles, ainsi qu'aux niveaux altérés au toit du socle. La présence de ces formations de socle altéré dans le réservoir nécessite cependant leur développement lors d'une phase d'exhumation anté-rift, ainsi que leur préservation durant leur enfouissement dans le bassin. Ces conditions impliquent que ces niveaux altérés ne sont pas systématiquement présents dans les systèmes de réservoirs de socle.

Finalement, dans le cas des réservoirs de socle développés en contexte extensif, cette étude suggère que la prospection doit être focalisée sur des systèmes de failles normales permettant grâce à un rejet de l'ordre de plusieurs centaines de mètres de développer une architecture de « hauts topographiques de socle ». Ces structures doivent être privilégiées pour l'important volume de porosité secondaire de fractures qu'elles développent et pour les chemins de migration jusqu'aux réservoirs qu'elles permettent aux hydrocarbures.

En conclusion, cette étude confirme la nécessité d'une approche multi-échelles et multi-méthodes pour contraindre l'ensemble des propriétés structurales et pétrophysiques des réservoirs de socle à hydrocarbures. Ainsi, ces travaux ont contribué à améliorer les connaissances générales de ce type de réservoir, en identifiant notamment plusieurs critères qualitatifs de prospection et de reconnaissance de ces réservoirs.

Par la suite, le développement d'une méthodologie de quantification à grande échelle des volumes de porosité de fractures et matricielle permettrait d'améliorer considérablement la prospection de ces réservoirs. Les outils de caractérisation pétrophysique classiquement utilisés en laboratoire ne permettent pas de tenir compte de tous les éléments macroscopiques (failles, fractures) qui composent le réseau poreux des formations de socle. Une approche basée sur le couplage de données pétrophysiques de laboratoire et de données géophysiques de terrain ou de puits permettrait d'intégrer tous les éléments du réseau poreux de différentes dimensions et d'estimer une porosité totale sur de larges volumes. Cette méthodologie plus quantitative permettrait ainsi d'améliorer la reconnaissance des compartiments avec le meilleur potentiel pour les transferts et de stockage de fluides dans le réservoir.

Références bibliographiques

-
- Aanyu, K., and D. Koehn, 2011, Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: Analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System: *Journal of African Earth Sciences*, v. 59, no. 2–3, p. 168–184, doi:10.1016/j.jafrearsci.2010.10.003.
- Abeinomugisha, D., and R. Kasande, 2013, Tectonic control on hydrocarbon accumulation in the intracontinental Albertine Graben of the East African Rift system: *AAPG Memoir*, v. 100, p. 209–228.
- Abou Ali, N., M. Nahim, and E. H. Chellaie, 2004, Anatomie d'une marge passive hybride. Marge Ifni/Tan-Tan (sud du Maroc) au Mesozoique: apports des donnees geophysiques: *Estudios Geológicos*, v. 60, no. 3–6, p. 111–121.
- Abou Ali, N., M. Hafid, E. H. Chellaï, M. Nahim, and M. Zizi, 2005, Structure de socle, sismostratigraphie et héritage structural au cours du rifting au niveau de la marge d'Ifni/Tan-Tan (Maroc sud-occidental): *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, no. 14, p. 1267–1276, doi:10.1016/j.crte.2005.07.003.
- Ackermann, R. V., R. W. Schlische, and M. O. Withjack, 2001, The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws: *Journal of Structural Geology*, v. 23, no. 11, p. 1803–1819, doi:10.1016/S0191-8141(01)00028-1.
- Acworth, R. I., 1987, The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment: *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 20, no. 4, p. 265–272.
- Ahmadhadi, F., O. Lacombe, and J.-M. Daniel, 2007, Early Reactivation of Basement Faults in Central Zagros (SW Iran): Evidence from Pre-folding Fracture Populations in Asmari Formation and Lower Tertiary Paleogeography, in O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, and J. Vergés, eds., *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 205–228.
- Ahn, J. H., and D. R. Peacor, 1987, Kaolinitization of biotite; TEM data and implications for an alteration mechanism: *American Mineralogist*, v. 72, no. 3–4, p. 353–356.
- Alai, R., A. A. Aqrawi, A. B. Mohamed, and M. T. A. Taha, 2014, Fracture characterization in basement reservoirs through seismic attributes: *First Break*, v. 32, no. 10, p. 83–92.
- Angerer, T., R. O. Greiling, and D. Avigad, 2011, Fabric development in a weathering profile at a basement–cover interface, the sub-Cambrian peneplain, Israel: Implications for decollement tectonics: *Journal of Structural Geology*, v. 33, no. 5, p. 819–832, doi:10.1016/j.jsg.2011.03.010.

- Angerer, E., P. Neff, I. Abbasi, and G. Ghiglione, 2011, Integrated reservoir characterization of a fractured basement reservoir: Leading Edge [Tulsa, OK], v. 30, no. 12, p. 1408–1413, doi:10.1190/1.3672486.
- Appel, P., V. Schenk, and A. Schumann, 2005, P-T path and metamorphic ages of pelitic schists at Murchison Falls, NW Uganda: Evidence for a Pan-African tectonometamorphic event in the Congo Craton: *European Journal of Mineralogy*, v. 17, no. 5, p. 655–664, doi:10.1127/0935-1221/2005/0017-0655.
- Archie, G. E., 1942, The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics: *Transactions of the AIME*, v. 146, no. 1, p. 54–62, doi:10.2118/942054-G.
- Areshev, E. G., T. L. Dong, N. T. San, and O. A. Shnip, 1992, Reservoirs in fractured basement on the continental shelf of southern Vietnam: *Journal of Petroleum Geology*, v. 15, no. 4, p. 451–464, doi:10.1111/j.1747-5457.1992.tb01045.x.
- Austin, J. A., S. J. C. Cannon, and D. Ellis, 2014, Hydrocarbon exploration and exploitation West of Shetlands: Geological Society, London, Special Publications, v. 397, no. 1, p. 1–10, doi:10.1144/SP397.13.
- Autin, J., N. Bellahsen, S. Leroy, L. Husson, M.-O. Beslier, and E. d’Acremont, 2013, The role of structural inheritance in oblique rifting: Insights from analogue models and application to the Gulf of Aden: *Tectonophysics*, v. 607, p. 51–64, doi:10.1016/j.tecto.2013.05.041.
- Babuska, V., 1984, P-wave velocity anisotropy in crystalline rocks: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 76, no. 1, p. 113–119.
- Babuska, V., and Z. Pros, 1984, Velocity anisotropy in granodiorite and quartzite due to the distribution of microcracks: *Geophysical journal of the Royal Astronomical Society*, v. 76, no. 1, p. 121–127.
- Bahat, D., K. Grossenbacher, and K. Karasaki, 1999, Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park: *Journal of Structural Geology*, v. 21, no. 1, p. 85–96, doi:10.1016/S0191-8141(98)00069-8.
- Bahati, G., 2012, Geothermal Energy Development in Uganda: A Country Update 2012, in *Proceedings of the 4th African Rift Geothermal Conference*, Nairobi, Kenya.
- Bahati, G., Z. Pang, H. Ármannsson, E. M. Isabirye, and V. Kato, 2005, Hydrology and reservoir characteristics of three geothermal systems in western Uganda: *Geothermics*, v. 34, no. 5, p. 568–591, doi:10.1016/j.geothermics.2005.06.005.

-
- Barbey, P., F. Oberli, J.-P. Burg, H. Nachit, J. Pons, and M. Meier, 2004, The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification: *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, no. 3–5, p. 239–245, doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.044.
- Batte, A. G., A. Muwanga, P. W. Sigrist, and M. Owor, 2008, Vertical electrical sounding as an exploration technique to improve on the certainty of groundwater yield in the fractured crystalline basement aquifers of eastern Uganda: *Hydrogeology Journal*, v. 16, no. 8, p. 1683–1693, doi:10.1007/s10040-008-0348-4.
- Baudon, C., J. Redfern, and J. Van Den Driessche, 2012, Permo-Triassic structural evolution of the Argana Valley, impact of the Atlantic rifting in the High Atlas, Morocco: *Journal of African Earth Sciences*, v. 65, p. 91–104, doi:10.1016/j.jafrearsci.2012.02.002.
- Begonha, A., and M. A. Sequeira Braga, 2002, Weathering of the Oporto Granite; geotechnical and physical properties: *Catena [Giessen]*, v. 49, no. 1–2, p. 57–76.
- Bense, V. F., T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour, and J. Scibek, 2013, Fault zone hydrogeology: *Earth-Science Reviews*, v. 127, p. 171–192, doi:10.1016/j.earscirev.2013.09.008.
- Benziane, F., 1974, Etude pétrologique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc): Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Benziane, F., and A. Yazidi, 1982, Géologie de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas occidental, Maroc): *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, v. 312, p. 114 p.
- Bernabe, Y., 1986, The effective pressure law for permeability in Chelmsford granite and Barre granite: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, v. 23, no. 3, p. 267–275, doi:10.1016/0148-9062(86)90972-1.
- Bernabé, Y., C. Bruderer-Weng, and A. Mainault, 2003, Permeability fluctuations in heterogeneous networks with different dimensionality and topology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, no. B7, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2002JB002326.
- Bernabé, Y., M. Li, and A. Mainault, 2010, Permeability and pore connectivity: A new model based on network simulations: *Journal of Geophysical Research*, v. 115, no. B10, doi:10.1029/2010JB007444.

- Bertrand, J. M., and E. F. J. de Sa, 1990, Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 27, no. 10, p. 1382–1393.
- Bertrand, H., J. Dostal, and C. Dupuy, 1982, Geochemistry of early mesozoic tholeiites from Morocco: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 58, no. 2, p. 225–239, doi:10.1016/0012-821X(82)90196-0.
- Bertrand, L., Y. Géraud, E. Le Garzic, J. Place, M. Diraison, B. Walter, and S. Haffen, 2015, A multiscale analysis of a fracture pattern in granite: A case study of the Tamariu granite, Catalunya, Spain: *Journal of Structural Geology*, v. 78, p. 52–66, doi:10.1016/j.jsg.2015.05.013.
- Bery, A. A., and R. Saad, 2012, Correlation of seismic P-wave velocities with engineering parameters (N value and rock quality) for tropical environmental study.: *international journal of geosciences*, v. 3, p. 749–757.
- Binks, R. M., and J. D. Fairhead, 1992, A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa: *Tectonophysics*, v. 213, no. 1–2, p. 141–151.
- Birch, A. F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars--Part 1: *Journal of Geophysical Research*, v. 65, no. 4, p. 1083–1102.
- Bisdom, E. B. A., G. Stoops, J. Delvigne, P. Curmi, and H. J. Altemüller, 1982, Micromorphology of weathering biotite and its secondary products: *Pédologie*, v. 32, no. 2, p. 225–252.
- Bishop, W. W., and A. F. Trendall, 1967, Erosion-surfaces, tectonics and volcanic activity in Uganda: *Proceedings of the Geological Society of London*, v. 1635, p. 154–159.
- Bjolykke, K., 1975, Mineralogical and chemical changes during weathering of acid and basic rocks in Uganda: *Norsk Geologisk Tidsskrift. Supplement*, v. 55, no. 1, p. 81–89.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential theory in gravity & magnetic applications*: United Kingdom, Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom.
- Bodnar, R. J., 2003, Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*: Mineral. Assoc. Canada, v. Short Course 32, p. 1–8.
- Bonini, L., R. Basili, G. Toscani, P. Burrato, S. Seno, and G. Valensise, 2015, The role of pre-existing discontinuities in the development of extensional faults: An analog modeling perspective: *Journal of Structural Geology*, v. 74, p. 145–158, doi:10.1016/j.jsg.2015.03.004.

-
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz, 2001, Scaling of fracture systems in geological media: *Reviews of Geophysics*, v. 39, no. 3, p. 347–383, doi:10.1029/1999RG000074.
- Brace, W. F., J. B. Walsh, and W. T. Frangos, 1968, Permeability of granite under high pressure: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, no. 6, p. 2225–2236.
- Braun, J.-J. et al., 2012, Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 99, p. 243–270, doi:10.1016/j.gca.2012.09.024.
- Bronger, A., 2007, Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration of kaolinites: *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, v. 24, no. 3, p. 510–523.
- Burkhard, M., 1993, Deformation mechanisms and fabric: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 351–368.
- Burkhard, M., S. Caritg, U. Helg, C. Robert-Charrue, and A. Soulimani, 2006, Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 338, no. 1–2, p. 11–24, doi:10.1016/j.crte.2005.11.012.
- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks: *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, v. 116, no. 4–5, p. 615–626, doi:10.1007/BF00876528.
- Caine, J. S., J. P. Evans, and C. B. Forster, 1996, Fault zone architecture and permeability structure: *Geology [Boulder]*, v. 24, no. 11, p. 1025–1028, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2.
- Calais, E., C. J. Ebinger, C. Hartnady, and J. M. Nocquet, 2006, Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data: *Geological Society Special Publications*, v. 259, p. 9–22.
- Carvalho, I. de S., J. C. Mendes, and T. Costa, 2013, The role of fracturing and mineralogical alteration of basement gneiss in the oil exsudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 47–54, doi:10.1016/j.jsames.2013.06.001.
- Cathelineau, M., M.-C. Boiron, S. Fourcade, G. Ruffet, N. Clauer, O. Belcourt, Y. Coulibaly, D. A. Banks, and F. Guillocheau, 2012, A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context: *Chemical Geology*, v. 322–323, p. 99–120, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.06.008.

- Cavaroc, V. V., G. Padgett, D. G. Stephens, W. H. Kanés, A. Boudda, and I. D. Woolen, 1976, Late Paleozoic of the Tindouf Basin-North Africa: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 46, doi:10.1306/212F6EC4-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Chaki, S., M. Takarli, and W. p. Agbodjan, 2008, Influence of thermal damage on physical properties of a granite rock: Porosity, permeability and ultrasonic wave evolutions: *Construction and Building Materials*, v. 22, p. 1456–1461, doi:10.1016/j.conbuildmat.2007.04.002.
- Chandra, S., B. Dewandel, S. Dutta, and S. Ahmed, 2010, Geophysical model of geological discontinuities in a granitic aquifer: Analyzing small scale variability of electrical resistivity for groundwater occurrences: *Journal of Applied Geophysics*, v. 71, no. 4, p. 137–148, doi:10.1016/j.jappgeo.2010.06.003.
- Chang, J. M., 2009, Basement reservoir and related references (doc. en ligne).
- Charlot, R., 1982, Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain; apport de la méthode géochronologique Rb-Sr: *Characterization of Eburnean and Pan-African events in the Moroccan Anti-Atlas; use of Rb/Sr geochronologic m*, v. 313.
- Cheilletz, A., D. Gasquet, F. Filali, D. A. Archibald, and M. Nespolo, 2010, A late Triassic $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Mineralium Deposita*, v. 45, no. 4, p. 323–329, doi:10.1007/s00126-010-0282-y.
- Chester, F. M., J. P. Evans, and R. L. Biegel, 1993, Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 98, no. B1, p. 771–786, doi:10.1029/92JB01866.
- Chester, F. M., and J. M. Logan, 1987, Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California.: *Journal of structural geology*, v. 9, p. 621–634.
- Childs, C., T. Manzocchi, J. J. Walsh, C. G. Bonson, A. Nicol, and M. P. J. Schöpfer, 2009, A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations: *Journal of Structural Geology*, v. 31, no. 2, p. 117–127, doi:10.1016/j.jsg.2008.08.009.
- Chilton, P. J., and S. S. D. Foster, 1995, Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa: *Applied Hydrogeology*, v. 3, no. 1, p. 36–49.
- Chilton, P. J., and A. K. Smith-Carington, 1984, Characteristics of the weathered basement aquifer in Malawi in relation to rural water supplies: *IAHS-AISH Publication*, v. 144, p. 57–72.

-
- Choi, J. H., P. Edwards, K. Ko, and Y.-S. Kim, 2016, Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach: *Earth-Science Reviews*, v. 152, p. 70–87.
- Chorowicz, J., 2005, The East African rift system: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, no. 1–3, p. 379–410, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.
- Choubert, G., 1963, Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas: *Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires du Service Géologique* 162, 352 p.
- Clarke, S. F., R. B. Moore, E. W. Ferguson, and M. Z. Picard, 1996, Criteria and methods for fracture-trace analysis of the New Hampshire bedrock aquifer: U.S. Geological Survey, v. Open-File Report 96-479.
- Clifton, A. E., R. W. Schlische, M. O. Withjack, and R. V. Ackermann, 2000, Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models: *Journal of Structural Geology*, v. 22, no. 10, p. 1491–1509, doi:10.1016/S0191-8141(00)00043-2.
- Coplen, T. B., C. Kendall, and J. Hopple, 1983, Comparison of stable isotope reference samples: *Nature*, v. 302, no. 5905, p. 236–238, doi:10.1038/302236a0.
- Craw, D., 2000, Fluid flow at fault intersections in an active oblique collision zone, Southern Alps, New Zealand: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69–70, p. 523–526, doi:10.1016/S0375-6742(00)00094-7.
- Crider, J. G., 2015, The initiation of brittle faults in crystalline rock: *Journal of Structural Geology*, v. 77, p. 159–174, doi:10.1016/j.jsg.2015.05.001.
- Cuong, T. X., and J. K. Warren, 2009, Bach Ho Field, a fractured granitic basement reservoir, Cuu Long Basin, offshore SE Vietnam, a “buried hill” play: *Journal of Petroleum Geology*, v. 32, no. 2, p. 129–156, doi:10.1111/j.1747-5457.2009.00440.x.
- Curewitz, D., and J. A. Karson, 1997, Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 79, no. 3–4, p. 149–168, doi:10.1016/S0377-0273(97)00027-9.
- Darcy, H., 1856, *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau... / par Henry Darcy,...*

- Davison, I., 2005, Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea): *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, no. 1–3, p. 254–274, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.018.
- De Waele, B., S. P. Johnson, and S. A. Pisarevsky, 2008, Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle: *Precambrian Research*, v. 160, no. 1–2, p. 127–141, doi:10.1016/j.precamres.2007.04.020.
- Dearman, W. R., 1995, Description and classification of weathered rocks for engineering purposes: the background to the BS5930:1981 proposals: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 28, no. 3, p. 267–276, doi:10.1144/GSL.QJEGH.1995.028.P3.05.
- Debschütz, W., U. S. Kruckel, and J. R. Schopper, 1989, Effects of Geostatic Stress and Pore Pressure On The Klinkenberg Permeability Factor And Other Fluid Flow Parameters, *in* ISRM International Symposium, Pau, France: International Society of Rock Mechanics.
- Deenen, M., C. Langereis, W. Krijgsman, H. E. Hachimi, and E. H. Chellai, 2011, Palaeomagnetic results from Upper Triassic red-beds and CAMP lavas of the Argana Basin, Morocco: Geological Society, London, Special Publications, v. 357, no. 1, p. 195–209, doi:10.1144/SP357.10.
- Degnan, P. J., A. K. Littleboy, U. M. Michie, C. P. Jackson, and S. P. Watson, 2003, Fracture-dominated flow in the Borrowdale Volcanic Group at Sellafield, NW England: the identification of potential flowing features, development of conceptual models and derivation of effective parameters: Geological Society, London, Special Publications, v. 214, no. 1, p. 197–219, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.12.
- Delvaux, D., and A. Barth, 2010, African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data: *Tectonophysics*, v. 482, no. 1–4, p. 105–128, doi:10.1016/j.tecto.2009.05.009.
- Delvigne, J. E., 1998, Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering (English): Mineralogical association of Canada Orstom éditions, Ottawa ON, Paris.
- Destombes, J., 1991, Carte géologique du Maroc : Tiznit: Notes et Mémoires.
- Destombes, J., and R. Feist, 1987, Decouverte du Cambrien superieur en Afrique (anti-atlas central, Maroc): *The Upper Cambrian in Africa; central Anti-Atlas, Morocco*, v. 304, no. 13, p. 719–724.

-
- Dewandel, B., P. Lachassagne, R. Wyns, J. C. Maréchal, and N. S. Krishnamurthy, 2006, A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering: *Journal of Hydrology*, v. 330, no. 1–2, p. 260–284, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.
- Dewandel, B., P. Lachassagne, F. K. Zaidi, and S. Chandra, 2011, A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India: *Journal of Hydrology*, v. 405, no. 3–4, p. 474–487, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.050.
- Deyassa, G., S. Kebede, T. Ayenew, and T. Kidane, 2014, Crystalline basement aquifers of Ethiopia: Their genesis, classification and aquifer properties: *Journal of African Earth Sciences*, v. 100, p. 191–202, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.06.002.
- Dou, L., D. Cheng, J. Wang, E. N. T. Rubondo, R. Kasande, A. Byakagaba, and F. Mugisha, 2004, Geochemical significance on seepage oils and bituminous sandstones in the Albertine Graben, Uganda: *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, no. 3, p. 299–312.
- Dou, L., J. Wang, D. Cheng, X. Ran, E. N. T. Rubondo, R. Kasande, A. Byakagaba, and F. Mugisha, 2004, Geological Conditions and Petroleum Exploration Potential of the Albertine Graben of Uganda: *Acta Geologica Sinica - English Edition*, v. 78, no. 4, p. 1002–1010, doi:10.1111/j.1755-6724.2004.tb00222.x.
- Doval, M., R. Martín-García, á. La Iglesia, and A. M. Alonso-Zarza, 2012, Clay minerals associations in palaeoweathering profiles from Central Spain: genesis and implications: *Clay Minerals*, v. 47, no. 1, p. 117–129, doi:10.1180/claymin.2012.047.1.117.
- Ebert, K., 2009, Terminology of long-term geomorphology: a Scandinavian perspective: *Progress in Physical Geography*, v. 33, no. 2, p. 163–182, doi:10.1177/0309133309338138.
- Ebinger, C. J., 1989, Tectonic development of the western branch of the East African rift system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, no. 7, p. 885–903, doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0885:TDOTWB>2.3.CO;2.
- Eggleston, W. S., 1947, Summary of Production from Fractured Rock Reservoirs in California: *AAPG Bulletin*, v. 31, doi:10.1306/3D933AA6-16B1-11D7-8645000102C1865D.
- Ehlen, J., 2002, Some effects of weathering on joints in granitic rocks: *Catena [Giessen]*, v. 49, no. 1–2, p. 91–109.

- El Arabi, E. H., J. Ferrandini, and R. Essamoud, 2003, Triassic stratigraphy and structural evolution of a rift basin: the Eç Çour basin, High atlas of Marrakech, Morocco: *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, no. 1–2, p. 29–39, doi:10.1016/S0899-5362(03)00020-4.
- El Bahat, A., M. Ikenne, U. Söderlund, B. Cousens, N. Youbi, R. Ernst, A. Soulaïmani, M. El Janati, and A. Hafid, 2013, U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380Ma event in the West African Craton: *Lithos*, v. 174, p. 85–98, doi:10.1016/j.lithos.2012.07.022.
- El Khatib, J., E. Ruellan, A. El Foughali, and A. M. El Morabet, 1995, Evolution de la marge atlantique sud marocaine: bassin de Tarfaya-Laayoune (Evolution of the southern Morocco Atlantic margin: Tarfaya-Laayoune Basin): *Oceanographic Literature Review*, v. 42, no. 9, p. 747.
- Ennih, N., and J.-P. Liégeois, 2001, The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton: *Precambrian Research*, v. 112, p. 289–302.
- Evans, J. P., C. B. Forster, and J. V. Goddard, 1997, Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 19, no. 11, p. 1393–1404, doi:10.1016/S0191-8141(97)00057-6.
- Faulds, J. E., and N. H. Hinz, 2015, Favorable Tectonic and Structural Settings of Geothermal Systems in the Great Basin Region, Western USA: Proxies for Discovering Blind Geothermal Systems, in *Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia*: p. 6.
- Faulds, J. E., N. H. Hinz, M. F. Coolbaugh, P. H. Cashman, C. Kratt, G. Dering, J. Edwards, B. Mayhew, and H. McLachlan, 2011, Assessment of Favorable Structural Settings of Geothermal Systems in the Great Basin, Western USA, in *GRC Transactions, San Diego, CA*: p. 777–783.
- Faulkner, D. R., C. A. L. Jackson, R. J. Lunn, R. W. Schlische, Z. K. Shipton, C. A. J. Wibberley, and M. O. Withjack, 2010, A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones: *Journal of Structural Geology*, v. 32, no. 11, p. 1557–1575, doi:10.1016/j.jsg.2010.06.009.
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology*. Second edition: United States, John Wiley and Sons Inc., New York, NY.
- Fernandez-Alonso, M., H. Cutten, B. De Waele, L. Tack, A. Tahon, D. Baudet, and S. D. Barritt, 2012, The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): The result of prolonged extensional intracratonic basin

-
- development punctuated by two short-lived far-field compressional events: *Precambrian Research*, v. 216–219, p. 63–86, doi:10.1016/j.precamres.2012.06.007.
- Ferrill, D. A., 1991, Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone: *Journal of Structural Geology*, v. 13, no. 6, p. 667–675.
- Ferrill, D. A., A. P. Morris, M. A. Evans, M. Burkhard, R. H. Groshong, and C. M. Onasch, 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer: *Journal of Structural Geology*, v. 26, no. 8, p. 1521–1529, doi:10.1016/j.jsg.2003.11.028.
- Ferry, J. M., 1979, Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 68, no. 2, p. 125–139, doi:10.1007/BF00371895.
- Fiechtner, L., H. Friedrichsen, and K. Hammerschmidt, 1992, Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco: *Geologische Rundschau*, v. 81, no. 1, p. 45–62, doi:10.1007/BF01764538.
- Fischer, C., C. Schmidt, A. Bauer, R. Gaupp, and K. Heide, 2009, Mineralogical and geochemical alteration of low-grade metamorphic black slates due to oxidative weathering: *Chemie der Erde - Geochemistry*, v. 69, no. 2, p. 127–142, doi:10.1016/j.chemer.2009.02.002.
- Fossen, H., and A. Rotevatn, 2016, Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review: *Earth-Science Reviews*, v. 154, p. 14–28, doi:10.1016/j.earscirev.2015.11.014.
- Foster, A. N., and J. A. Jackson, 1998, Source parameters of large African earthquakes: implications for crustal rheology and regional kinematics: *Geophysical Journal International*, v. 134, no. 2, p. 422–448.
- Friedman, I., and J. R. O’Neil, 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, Report 440KK: Professional Paper.
- Frizon De Lamotte, D. et al., 2004, TRANSMED-transect I (Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P. A. Ziegler (eds). *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean region from crust to mantle*: Springer, v. Berlin Heidelberg.

- Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracene, and E. Mercier, 2000, The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean: *Tectonics*, v. 19, no. 4, p. 740–761.
- Frizon de Lamotte, D., M. Zizi, Y. Missenard, M. Hafid, M. E. Azzouzi, R. C. Maury, A. Charrière, Z. Taki, M. Benammi, and A. Michard, 2008, The Atlas System, in A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, and D. de F. Lamotte, eds., *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 133–202.
- Gabrielsen, R. H., A. Braathen, J. Dehls, and D. Roberts, 2002, Tectonic lineaments of Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 82, no. 3, p. 153–174.
- Gardner, R., and N. Walsh, 1996, Chemical weathering of metamorphic rocks from low elevations in the southern Himalaya: *Chemical Geology*, v. 127, no. 1–3, p. 161–176, doi:10.1016/0009-2541(95)00089-5.
- Gartrell, A., Y. Zhang, M. Lisk, and D. Dewhurst, 2004, Fault intersections as critical hydrocarbon leakage zones: integrated field study and numerical modelling of an example from the Timor Sea, Australia: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, no. 9, p. 1165–1179, doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.08.001.
- Gasquet, D., P. Chevremont, T. Baudin, F. Chalot-Prat, C. Guerrot, A. Cocherie, J. Roger, B. Hassenforder, and A. Cheilletz, 2004, Polycyclic magmatism in the Tagragra d’Akka and Kerdous–Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco): *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, no. 3–5, p. 267–275, doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.062.
- Gasquet, D., N. Ennih, J.-P. Liégeois, A. Soulaïmani, and A. Michard, 2008, The Pan-African Belt, in A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, and D. de F. Lamotte, eds., *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 33–64.
- Gasquet, D., G. Levresse, A. Cheilletz, M. R. Azizi-Samir, and A. Mouttaqi, 2005, Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition: *Precambrian Research*, v. 140, no. 3–4, p. 157–182, doi:10.1016/j.precamres.2005.06.009.
- Gaviglio, P., 1989, Longitudinal waves propagation in a limestone; the relationship between velocity and density: *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v. 22, no. 4, p. 299–306.

-
- Géraud, Y., 1994, Variations of connected porosity and inferred permeability in a thermally cracked granite: *Geophysical Research Letters*, v. 21, no. 11, p. 979–982, doi:10.1029/94GL00642.
- Géraud, Y., J.-M. Caron, and P. Faure, 1995, Porosity network of ductile shear zone.: *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 12, p. 1757–1769.
- Géraud, Y., M. Diraison, and N. Orellana, 2006, Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece): *Tectonophysics*, v. 426, no. 1–2, p. 61–76, doi:10.1016/j.tecto.2006.02.023.
- Geraud, Y., F. Mazerolle, and S. Raynaud, 1993, Essai de quantification de la porosité d'un granite alteré; utilisation du scanner médical (tomodensiomètre X): *Measuring porosity of weathered granite; using a medical scanner, the tomodensimeter X*, v. 164, no. 2, p. 243–253.
- Géraud, Y., M. Rosener, F. Surma, J. Place, E. le Garzic, and M. Diraison, 2010, Physical properties of fault zones within a granitic body: example of the Soutz-sous-Forêts geothermal site: *C.R. geoscience*, v. 342, p. 566–574.
- Gibson, G. M., J. M. Totterdell, L. T. White, C. H. Mitchell, A. R. Stacey, M. P. Morse, and A. Whitaker, 2013, Pre-existing basement structure and its influence on continental rifting and fracture zone development along Australia's southern rifted margin: *Journal of the Geological Society*, v. 170, no. 2, p. 365–377, doi:10.1144/jgs2012-040.
- Giesche, H., 2006, Mercury Porosimetry: A General (Practical) Overview: *Particle & Particle Systems Characterization*, v. 23, no. 1, p. 9.
- Gillespie, P. A., C. B. Howard, J. J. Walsh, and J. Watterson, 1993, Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures: *Tectonophysics*, v. 226, no. 1–4, p. 113–141, doi:10.1016/0040-1951(93)90114-Y.
- Gillespie, P. A., J. D. Johnston, M. A. Loriga, K. J. W. McCaffrey, J. J. Walsh, and J. Watterson, 1999, Influence of layering on vein systematics in line samples: *Geological Society Special Publications*, v. 155, p. 35–56.
- Gillespie, P. A., J. Walsh, J. Watterson, C. Bonson, and T. Manzocchi, 2001, Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland: *Journal of Structural Geology*, v. 23, no. 2–3, p. 183–201, doi:10.1016/S0191-8141(00)00090-0.
- Glover, P. W. J., 2016, Archie's law – a reappraisal: *Solid Earth*, v. 7, no. 4, p. 1157–1169, doi:10.5194/se-7-1157-2016.

- Gueguen, Y., and J. Dienes, 1989, Transport properties of rocks from statistics and percolation: *Mathematical Geology*, v. 21, no. 1, p. 1–13, doi:10.1007/BF00897237.
- Gueguen, Y., and V. Palciauskas, 1992, *Introduction à la physique des roches*: Paris, Hermann.
- Gupta, A. S., and K. Seshagiri Rao, 2000, Weathering effects on the strength and deformational behaviour of crystalline rocks under uniaxial compression state: *Engineering Geology*, v. 56, no. 3–4, p. 257–274.
- Gutmanis, J. C., 2009, Basement reservoirs - a review of their geological and production characteristics.: *International Petroleum Technology Conference*, Doha, Qatar (7-9 December), p. 7.
- Gutmanis, J. C., T. Batchelor, S. Doe, and E. Pascual-Cebrian, 2015, Hydrocarbon production from fractured basement formations: Public report, version 11, p. 45.
- Hassenforder, B., and A. (Directeur de thèse / A. (for a thesis or dissertation)) Michard, 1987, *La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc) (French)*: Université de Strasbourg 1, France.
- Helg, U., M. Burkhard, S. Caritg, and C. Robert-Charrue, 2004, Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco: FOLDING AND INVERSION TECTONICS IN THE ANTI-ATLAS OF MOROCCO: *Tectonics*, v. 23, no. 4, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2003TC001576.
- Hepworth, J. V., and R. Macdonald, 1966, Orogenic belts of the northern Uganda basement: *Nature [London]*, v. 210, no. 5037, p. 726–727.
- Hewawasam, T., F. von Blanckenburg, J. Bouchez, J. L. Dixon, J. A. Schuessler, and R. Maekeler, 2013, Slow advance of the weathering front during deep, supply-limited saprolite formation in the tropical Highlands of Sri Lanka: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 118, p. 202–230, doi:10.1016/j.gca.2013.05.006.
- Hinz, N. H., M. F. Coolbaugh, J. E. Faulds, D. L. Siler, and G. Dering, 2015, Building the Next Generation of Regional Geothermal Potential Maps: Examples from the Great Basin Region, Western USA, *in Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia: p. 12.
- Hoefs, J., 2009, *Stable Isotope Geochemistry*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, 286 p.
- Hoepffner, C., A. Soulimani, and A. Piqué, 2005, The Moroccan Hercynides: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, no. 1–3, p. 144–165, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002.

-
- Holtzapffel, T., 1985, Les minéraux argileux; preparation, analyse diffractometrique et determination: Clay minerals; preparation, diffractometric analysis and determination, v. 12.
- Holzhausen, G. R., 1989, Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions: *Engineering Geology*, v. 27, no. 1–4, p. 225–278, doi:10.1016/0013-7952(89)90035-5.
- Hower, J., 1981, Shale diagenesis: *Short Course Handbook*, v. 7, p. 60–80.
- Huon, S., J. J. Cornee, A. Pique, N. Rais, N. Clauer, N. Liewig, and R. Zayane, 1993, Mise en evidence au Maroc d'évenements thermiques d'age triasico-liasique lies a l'ouverture de l'Atlantique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 164, no. 2, p. 165–176.
- Jamtveit, B., M. Kobchenko, H. Austrheim, A. Malthe-Sørenssen, A. Røyne, and H. Svensen, 2011, Porosity evolution and crystallization-driven fragmentation during weathering of andesite: *Journal of Geophysical Research*, v. 116, no. B12, doi:10.1029/2011JB008649.
- Jayawardena, U. de S., and E. Izawa, 1994, A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: A study from Sri Lanka: *Engineering Geology*, v. 36, no. 3–4, p. 303–310, doi:10.1016/0013-7952(94)90011-6.
- Jeannette, D., F. Benziane, and A. Yazidi, 1981, Research paper: Lithostratigraphie et datation du Proterozoique de la boutonniere d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc): *Precambrian Research*, v. 14, p. 363–378.
- Jinghong, W., Z. Caineng, J. Jiuqiang, and Z. Rukai, 2011, Characteristics and controlling factors of fractures in igneous rock reservoirs: *Shiyou Kantan yu Kaifa = Petroleum Exploration and Development*, v. 38, no. 6, p. 708–715.
- Jolly, R. J. H., and J. W. Cosgrove, 2003, Geological evidence of patterns of fluid flow through fracture networks: examination using random realizations and connectivity analysis: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 209, no. 1, p. 177–186, doi:10.1144/GSL.SP.2003.209.01.15.
- Kamineni, D. C., R. Kerrich, and A. Brown, 1993, Effects of differential reactivity of minerals on the development of brittle to semi-brittle structures in granitic rocks: Textural and oxygen isotope evidence: *Chemical Geology*, v. 105, no. 1–3, p. 215–232, doi:10.1016/0009-2541(93)90127-5.
- Karner, G. D., B. R. Byamungu, C. J. Ebinger, A. B. Kampunzu, R. K. Mukasa, J. Nyakaana, E. N. T. Rubondo, and N. M. Upcott, 2000, Distribution of crustal

- extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 10, p. 1131–1150.
- Karp, T., C. A. Scholz, and M. M. McGlue, 2012, Structure and stratigraphy of the Lake Albert Rift, East Africa; observations from seismic reflection and gravity data: *AAPG Memoir*, v. 95, p. 299–318, doi:10.1306/13291394M952903.
- Katsura, S. 'ya, K. 'ichirou Kosugi, T. Mizutani, and T. Mizuyama, 2009, Hydraulic Properties of Variously Weathered Granitic Bedrock in Headwater Catchments: *Vadose Zone Journal*, v. 8, no. 3, p. 557, doi:10.2136/vzj2008.0142.
- Katumwehe, A. B., M. G. Abdelsalam, and E. A. Atekwana, 2015, The role of pre-existing Precambrian structures in rift evolution: The Albertine and Rhino grabens, Uganda: *Tectonophysics*, v. 646, p. 117–129, doi:10.1016/j.tecto.2015.01.022.
- Kennedy, L. A., and J. C. White, 2001, Low-temperature recrystallization in calcite; mechanisms and consequences: *Geology [Boulder]*, v. 29, no. 11, p. 1027–1030.
- Kim, Y.-S., and D. J. Sanderson, 2005, The relationship between displacement and length of faults: a review: *Earth-Science Reviews*, v. 68, no. 3–4, p. 317–334, doi:10.1016/j.earscirev.2004.06.003.
- King, B. C., M. J. Le Bas, and D. S. Sutherland, 1972, The history of the alkaline volcanoes and intrusive complexes of eastern Uganda and western Kenya: *Journal of the Geological Society of London*, v. 128, no. Part 2, p. 173–205.
- Kipata, M. L., D. Delvaux, M. N. Sebagenzi, J. Cailteux, and M. Sintubin, 2013, Brittle tectonic and stress field evolution in the Pan-African Lufilian Arc and its foreland (Katanga, DRC); from orogenic compression to extensional collapse, transpressional inversion and transition to rifting: *Geologica Belgica*, v. 16, no. 1–2, p. 1–17.
- Klerkx, J., K. Theunissen, and D. Delvaux, 1998, Persistent fault controlled basin formation since the Proterozoic along the western branch of the East African Rift: *Journal of African Earth Sciences*, v. 26, no. 3, p. 347–361.
- Klinkenberg, L. J., 1941, The permeability of porous media to liquids and gases., in *Drilling and Production Practice*, New York: American Petroleum Institute.
- Klitgord, K. D., and H. Schouten, 1986, Plate kinematics of the central Atlantic, in *The Geology of North America: vol. M, The Western North Atlantic Region*: Geological Society of America, p. 351–378.

-
- Koehn, D., K. Aanyu, S. Haines, and T. Sachau, 2008, Rift nucleation, rift propagation and the creation of basement micro-plates within active rifts: *Tectonophysics*, v. 458, no. 1–4, p. 105–116, doi:10.1016/j.tecto.2007.10.003.
- Koehn, D., M. Lindenfeld, G. Rumpker, K. Aanyu, S. Haines, C. W. Passchier, and T. Sachau, 2010, Active transection faults in rift transfer zones: evidence for complex stress fields and implications for crustal fragmentation processes in the western branch of the East African Rift: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1633–1642, doi:10.1007/s00531-010-0525-2.
- Kolyukhin, D., and A. Torabi, 2012, Statistical analysis of the relationships between faults attributes: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, no. B5, doi:10.1029/2011JB008880.
- Koning, T., 2013, *Fractured and Weathered Basement Reservoirs: Best Practices for Exploration and Production - Examples from USA, Venezuela and Brasil: Search and Discovery*, no. Article # 41250, p. 29.
- Koning, T., 2003, Oil and gas production from basement reservoirs: examples from Indonesia, USA and Venezuela: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 214, no. 1, p. 83–92, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.05.
- Kowallis, B. J., and H. F. Wang, 1983, Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH 3: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, no. B9, p. 7373–7380, doi:10.1029/JB088iB09p07373.
- Kuva, J., M. Voutilainen, P. Kekäläinen, M. Siitari-Kauppi, J. Timonen, and L. Koskinen, 2015, Gas Phase Measurements of Porosity, Diffusion Coefficient, and Permeability in Rock Samples from Olkiluoto Bedrock, Finland: *transport in porous media*, v. 107, p. 187–204.
- Labails, C., J.-L. Olivet, D. Aslanian, and W. R. Roest, 2010, An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, no. 3–4, p. 355–368, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.024.
- Lachassagne, P., R. Wyns, and B. Dewandel, 2011, The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes: *Weathering and permeability of Hard Rock Aquifers: Terra Nova*, v. 23, no. 3, p. 145–161, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x.
- Lacombe, O., J. Malandain, N. Vilasi, K. Amrouch, and F. Roure, 2009, From paleostresses to paleoburial in fold–thrust belts: Preliminary results from calcite twin analysis in the Outer Albanides: *Tectonophysics*, v. 475, no. 1, p. 128–141, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.023.

- Lahmam, M., and E. . Beraaouz, 1999, Les granitoïdes panafricains de la boutonnière d'Ifni: Marqueurs de la transition d'un contexte de collision à un autre anorogénique.: Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, no. 408, p. 205–210.
- Lan, H. ., R. . Hu, Z. . Yue, C. . Lee, and S. . Wang, 2003, Engineering and geological characteristics of granite weathering profiles in South China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 353–364, doi:10.1016/S1367-9120(02)00020-2.
- Landes, K. K., J. J. Amoruso, L. J. Charlesworth Jr., F. Heany, and P.-J. Lesperance, 1960, Petroleum resources in basement rocks: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 44, no. 10, p. 1682–1691.
- Le Garzic, E., 2010, Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural. Exemples des marges obliques proximales du golfe d'Aden et de Catalogne: Université de Strasbourg, 273 p.
- Le Garzic, E., T. de L'Hamaide, M. Diraison, Y. Géraud, J. Sausse, M. de Urreiztieta, B. Hauville, and J.-M. Champanhet, 2011a, Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications: *Journal of Structural Geology*, v. 33, no. 4, p. 519–536, doi:10.1016/j.jsg.2011.01.012.
- Le Roy, P., F. Guillocheau, A. Piqué, and A. M. Morabet, 1998, Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, no. 4, p. 476–493, doi:10.1139/e97-111.
- Le Roy, P., and A. Piqué, 2001, Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening: *Marine Geology*, v. 172, no. 3–4, p. 359–381, doi:10.1016/S0025-3227(00)00130-4.
- Leggo, P. J., 1974, A geochronological study of the basement complex of Uganda: *Journal of the Geological Society of London*, v. 130, no. Part 3, p. 263–277.
- Li, Z. X. et al., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis: *Precambrian Research*, v. 160, no. 1–2, p. 179–210, doi:10.1016/j.precamres.2007.04.021.
- Lindenfeld, M., G. Rumpker, K. Link, D. Koehn, and A. Batte, 2012, Fluid-triggered earthquake swarms in the Rwenzori region, East African Rift—Evidence for rift initiation: *Tectonophysics*, v. 566–567, p. 95–104, doi:10.1016/j.tecto.2012.07.010.
- Link, K., D. Koehn, M. G. Barth, J. V. Tiberindwa, E. Barifajjo, K. Aanyu, and S. F. Foley, 2010, Continuous cratonic crust between the Congo and Tanzania blocks in western Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1559–1573, doi:10.1007/s00531-010-0548-8.

-
- Luthi, S. M., 2005, Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques; application to basement reservoirs in Vietnam: Geological Society Special Publications, v. 240, p. 95–106.
- Macgregor, D., 2015, History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time: *Journal of African Earth Sciences*, v. 101, p. 232–252, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.09.016.
- Magoon, L. B. [editor], and W. G. [editor] Dow, 1994, The petroleum system; from source to trap: AAPG Memoir, v. 60.
- Makris, J., A. Demnati, and J. Klusmann, 1985, Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data: *Annales Geophysicae* [1983], v. 3, no. 3, p. 369–380.
- Malek, H. A., D. Gasquet, J.-M. Bertrand, and J. Leterrier, 1998, Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 327, no. 12, p. 819–826, doi:10.1016/S1251-8050(99)80056-1.
- Malusà, M. G., R. Polino, A. C. Feroni, A. Ellero, G. Ottria, L. Baidder, and G. Musumeci, 2007, Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco): *Terra Nova*, v. 19, no. 6, p. 481–489, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00775.x.
- Marques, E. A. G., E. V. Barroso, A. P. Menezes Filho, and E. do A. Vargas, 2010, Weathering zones on metamorphic rocks from Rio de Janeiro—Physical, mineralogical and geomechanical characterization: *Engineering Geology*, v. 111, no. 1–4, p. 1–18, doi:10.1016/j.enggeo.2009.11.001.
- Marzoli, A., P. R. Renne, E. M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellieni, and A. De Min, 1999, Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Provinc: *Science*, v. 284, p. 616–618.
- McCaffrey, K. J. W., J. M. Sleight, S. Pugliese, and R. E. Holdsworth, 2003, Fracture formation and evolution in crystalline rocks: Insights from attribute analysis: Geological Society, London, Special Publications, v. 214, no. 1, p. 109–124, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.07.
- McClay, K. R., T. Dooley, P. Whitehouse, and M. Mills, 2002, 4-D evolution of rift systems; insights from scaled physical models: *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 6, p. 935–959, doi:10.1306/61EEDBF2-173E-11D7-8645000102C1865D.

- McClay, K. R., and M. J. White, 1995, Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, no. 2, p. 137–151, doi:10.1016/0264-8172(95)92835-K.
- McConnell, R. B., 1972, Geological Development of the Rift System of Eastern Africa: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, no. 9, p. 2549–2572, doi:10.1130/0016-7606(1972)83[2549:GDOTRS]2.0.CO;2.
- McFarlane, M. J., 1983, A low level laterite profile from Uganda and its relevance to the question of parent material influence on the chemical composition of laterites: *Special Publication - Geological Society of London*, v. 11, p. 69–76.
- McFarlane, M. J., 1991, Mechanisms for lateritisation and the formation of erosion surfaces in parts of east and southern Africa: *BSGLg [En ligne]*, v. 27.
- Mellini, M., F. Nieto, F. Alvarez, and M. T. Gomez-Pugnaire, 1991, Mica-chlorite intermixing and altered chlorite from the Nevado-Filabride micaschists, southern Spain: *European Journal of Mineralogy*, v. 3, no. 1, p. 27–38.
- Meunier, A., 2006, Why are clay minerals small? *Clay Minerals*, v. 41, no. 2, p. 551–566, doi:10.1180/0009855064120205.
- Meunier, A., P. Sardini, J. C. Robinet, and D. Prêt, 2007, The petrography of weathering processes: facts and outlooks: *Clay Minerals*, v. 42, no. 4, p. 415–435, doi:10.1180/claymin.2007.042.4.01.
- Michard, A., O. Saddiqi O., Chalouan A., and D. Frizon de Lamotte, 2008, *Continental Evolution: The Geology of Morocco Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*: Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, 444 p.
- Michard, A., A. Soulaïmani, C. Hoepffner, H. Ouanaimi, L. Baidder, E. C. Rjimati, and O. Saddiqi, 2010, The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco: *Tectonophysics*, v. 492, no. 1–4, p. 1–24, doi:10.1016/j.tecto.2010.05.021.
- Michon, L., and D. Sokoutis, 2005, Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach: *Tectonophysics*, v. 409, no. 1–4, p. 125–146, doi:10.1016/j.tecto.2005.08.020.
- Micklethwaite, S., and S. F. Cox, 2004, Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization: *Geology*, v. 32, no. 9, p. 813, doi:10.1130/G20559.1.

-
- Miguel, A. F., and A. Serrenho, 2007, On the experimental evaluation of permeability in porous media using a gas flow method: *Journal of Physics: D Applied Physics*, v. 40, no. 21, p. 6824.
- Missenard, Y., H. Zeyen, D. Frizon de Lamotte, P. Leturmy, C. Petit, M. Sébrier, and O. Saddiqi, 2006, Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco: Origin of relief in Atlas mountains: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, no. B3, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2005JB003708.
- Moeck, I., S., S. Uhlig, B. Loske, A. Jentsch, R. Ferreira Mählmann, and S. Hild, 2015, Fossil Multiphase Normal Faults - Prime Targets for Geothermal Drilling in the Bavarian Molasse Basin?, in *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia: p. 7.
- Mohd-Nordin, M. M., and Z. Mohamed, 2014, Empirical Correlation of P-wave Velocity to the Density of Weathered Granite: *INCIEC 2013: Proceedings of the International Civil & Infrastructure Engineering Conference 2013*, p. 489.
- Morabet, A. M., R. Bouchta, and H. Jabour, 1998, An overview of the petroleum systems of Morocco: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 132, no. 1, p. 283–296, doi:10.1144/GSL.SP.1998.132.01.16.
- Moretti, I., P. Labaume, S. Sheppard, and J. Boulègue, 2000, Compartmentalisation of fluid flow by thrust faults, Sub-Andean Zone, Bolivia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69–70, p. 493–497, doi:10.1016/S0375-6742(00)00103-5.
- Morley, C. K. (ed.), 1999, *Geoscience of rift systems: evolution of East Africa*: Tulsa, Okla, American Assoc. of Petroleum Geologists, AAPG studies in geology 44.
- Morley, C. K., 2010, Stress re-orientation along zones of weak fabrics in rifts: An explanation for pure extension in “oblique” rift segments? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, no. 3–4, p. 667–673, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.022.
- Morley, C. K., C. Haranya, W. Phoosongsee, S. Pongwapee, A. Kornawan, and N. Wonganan, 2004, Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand: *Journal of Structural Geology*, v. 26, no. 10, p. 1803–1829, doi:10.1016/j.jsg.2004.02.014.
- Morley, C. K., and C. W. Nixon, 2016, Topological characteristics of simple and complex normal fault networks: *Journal of Structural Geology*, v. 84, p. 68–84, doi:10.1016/j.jsg.2016.01.005.

- Morrow, C. A., L. Q. Shi, and J. D. Byerlee, 1982, Strain hardening and strength of clay-rich fault gouges: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 87, no. B8, p. 6771–6780, doi:10.1029/JB087iB08p06771.
- Morse, D. G., 1994, Siliciclastic reservoir rocks: *AAPG Memoir*, v. 60, p. 121–139.
- Mortaji, A., D. Gasquet, M. Ikenne, E. H. Beraaouz, P. Barbey, M. Lahmam, and E. H. El Aouli, 2007, The tardi-Pan-African granitoids of South-Westerner Anti-Atlas (Morocco): Evolution from magnesian to ferroan type. Example of the Ifni inlier: *Estudios Geológicos*, v. 63, no. 1, doi:10.3989/egeol.07631186.
- Mortaji, A., M. Ikenne, D. Gasquet, P. Barbey, and J. M. Stussi, 2000, Les granitoïdes paléoprotozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc): un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain: *Journal of African Earth Sciences*, v. 31, no. 3/4, p. 523–538.
- Munz, I. A., B. W. D. Yardley, and S. A. Gleeson, 2002, Petroleum infiltration of high-grade basement, South Norway; pressure-temperature-time-composition (P-T-t-X) constraints: *Geofluids*, v. 2, no. 1, p. 41–53.
- Murray, A., and D. W. Montgomery, 2014, Characterization of highly fractured basement, Say'un Masila Basin, Yemen: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 374, no. 1, p. 289–310, doi:10.1144/SP374.1.
- Nelson, R. A., 2001, *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*: Boston, Gulf Professional Pub, 332 p.
- Nieto, F., N. Velilla, D. R. Peacor, and M. Ortega Huertas, 1994, Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 115, no. 3, p. 243–252.
- Nishimoto, S., and H. Yoshida, 2010, Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation: *Lithos*, v. 115, no. 1–4, p. 153–162, doi:10.1016/j.lithos.2009.11.015.
- North, F. K., 1985, *Petroleum geology*: Boston, Allen & Unwin, 607 p.
- Nur, A., and G. Simmons, 1969, The effect of saturation on velocity in low porosity rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, no. 2, p. 183–193.
- Nyakairu, G. W. A., H. Kurzweil, and C. Koeberl, 2002, Mineralogical, geochemical, and sedimentological characteristics of clay deposits from central Uganda and their applications: *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, no. 1, p. 123–134.

-
- Nyblade, A. A., and R. A. Brazier, 2002, Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system: *Geology*, v. 30, no. 8, p. 755, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0755:PLCOTD>2.0.CO;2.
- Nyende, J., G. van Tonder, and D. Vermeulen, 2014, Geological evolution of low lying areas in Uganda: Impacts of climate variability on rock weathering and consequences on groundwater quality and availability - a review: *Journal of Environmental Science and Water Resources*, v. 3, no. 8, p. 163–183.
- Odling, N. E. et al., 1999, Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs: *Petroleum Geoscience*, v. 5, no. 4, p. 373–384, doi:10.1144/petgeo.5.4.373.
- Okazaki, K., H. Noda, S. Uehara, and T. Shimamoto, 2014, Permeability, porosity and pore geometry evolution during compaction of Neogene sedimentary rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 62, p. 1–12, doi:10.1016/j.jsg.2013.12.010.
- Oliva, P., J. Viers, and B. Dupré, 2003, Chemical weathering in granitic environments: *Chemical Geology*, v. 202, no. 3–4, p. 225–256, doi:10.1016/j.chemgeo.2002.08.001.
- Olona, J., J. A. Pulgar, G. Fernández-Viejo, C. López-Fernández, and J. M. González-Cortina, 2010, Weathering variations in a granitic massif and related geotechnical properties through seismic and electrical resistivity methods: *Near Surface Geophysics*, v. 8, no. 1750, doi:10.3997/1873-0604.2010043.
- Oukassou, M., O. Saddiqi, J. Barbarand, S. Sebti, L. Baidder, and A. Michard, 2013, Post-Variscan exhumation of the Central Anti-Atlas (Morocco) constrained by zircon and apatite fission-track thermochronology: *Terra Nova*, v. 25, no. 2, p. 151–159, doi:10.1111/ter.12019.
- Owen, R., A. Maziti, and T. Dahlin, 2007, The relationship between regional stress field, fracture orientation and depth of weathering and implications for groundwater prospecting in crystalline rocks: *Hydrogeology Journal*, v. 15, no. 7, p. 1231–1238, doi:10.1007/s10040-007-0224-7.
- Pagel, M., V. Barbin, P. Blanc, and D. Ohnenstetter (eds.), 2000, *Cathodoluminescence in Geosciences*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg.
- P'an, C.-H., 1982, Petroleum in basement rocks: *AAPG Bulletin*, v. 66, no. 10, p. 1597–1643, doi:10.1306/03B5A994-16D1-11D7-8645000102C1865D.
- Parnell, J., 1988, Migration of biogenic hydrocarbons into granites; a review of hydrocarbons in British plutons: *Marine and Petroleum Geology*, v. 5, no. 4, p. 385–396.

- Passchier, C. W., and R. A. J. Trouw, 2005, *Microtectonics*: Berlin/Heidelberg, Springer-Verlag.
- Peacock, D. C. P., R. J. Knipe, and D. J. Sanderson, 2000, Glossary of normal faults: *Journal of Structural Geology*, v. 22, no. 3, p. 291–305, doi:10.1016/S0191-8141(00)80102-9.
- Peacock, D. C. P., and A. Mann, 2005, Evaluation of the controls on fracturing in reservoir rocks: *Journal of Petroleum Geology*, v. 28, no. 4, p. 385–396, doi:10.1111/j.1747-5457.2005.tb00089.x.
- Petford, N., and K. McCaffrey, 2003, *Hydrocarbons in crystalline rocks; an introduction*: Geological Society Special Publications, v. 214, p. 1–5.
- Petroleum Exploration and Production Department, Ministry of Energy and Mineral Development, 2008, *Brochure PEPD* (en ligne).
- Piqué, A., and E. Laville, 1996, The central Atlantic rifting: Reactivation of Palaeozoic structures? *Journal of Geodynamics*, v. 21, no. 3, p. 235–255, doi:10.1016/0264-3707(95)00022-4.
- Place, J., 2010, *Caractérisation des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique : application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts*, Characterisation of fluid flow paths within a granitic batholith: application to the Soultz-sous-Forêts geothermal site: Université de Strasbourg, 368 p.
- Place, J., Y. Géraud, M. Diraison, G. Herquel, J.-B. Edel, M. Bano, E. Le Garzic, and B. Walter, 2016, Structural control of weathering processes within exhumed granitoids: Compartmentalisation of geophysical properties by faults and fractures: *Journal of Structural Geology*, v. 84, p. 102–119, doi:10.1016/j.jsg.2015.11.011.
- Potter, J., and J. Konnerup-Madsen, 2003, *A review of the occurrence and origin of abiogenic hydrocarbons in igneous rocks*: Geological Society, London, Special Publications, v. 214, no. 1, p. 151–173, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.10.
- Price, N. J., and J. W. Cosgrove, 1990, *Analysis of geological structures*: Cambridge ; New York, Cambridge University Press, 502 p.
- Price, D. G., M. H. [editor] de Freitas, H. R. G. K. Hack, I. E. Higginbottom, J. L. Knill, and M. Maurenbrecher, 2009, *Engineering geology; principles and practice*: Federal Republic of Germany, Springer-Verlag: Berlin, Federal Republic of Germany.

-
- Pros, Z., T. Lokajicek, R. Prikryl, A. Spicak, V. Vajdova, and K. Klima, 1998, Elastic parameters of West Bohemian granites under hydrostatic pressure: Pure and Applied Geophysics, v. 151, no. 2–4, p. 631–646.
- Raddi, Y., L. Baidder, M. Tahiri, and A. Michard, 2007, Variscan deformation at the northern border of the West African Craton, eastern Anti-Atlas, Morocco: compression of a mosaic of tilted blocks: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 178, no. 5, p. 343–352, doi:10.2113/gssgfbull.178.5.343.
- Riebe, C. S., J. W. Kirchner, D. E. Granger, and R. C. Finkel, 2001, Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates: Geology, v. 29, no. 6, p. 511, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0511:STAWCC>2.0.CO;2.
- Rogers, S. F., 2003, Critical stress-related permeability in fractured rocks: Geological Society, London, Special Publications, v. 209, no. 1, p. 7–16, doi:10.1144/GSL.SP.2003.209.01.02.
- Roques, C. et al., 2014, Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs: Journal of Hydrology, v. 509, p. 42–54, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.023.
- Rosener, M., 2007, Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts: Université Louis Pasteur de Strasbourg, 207 p.
- Rowland, J. V., and R. H. Sibson, 2004, Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Geofluids, v. 4, no. 4, p. 259–283, doi:10.1111/j.1468-8123.2004.00091.x.
- Ruiz, G. M. H., U. Helg, F. Negro, T. Adatte, and M. Burkhard, 2008, Illite crystallinity patterns in the Anti-Atlas of Morocco: Swiss Journal of Geosciences, v. 101, no. 2, p. 387–395, doi:10.1007/s00015-008-1267-z.
- Ruiz, G. M. H., S. Sebti, F. Negro, O. Saddiqi, D. Frizon de Lamotte, D. Stockli, J. Foeken, F. Stuart, J. Barbarand, and J.-P. Schaer, 2011, From central Atlantic continental rift to Neogene uplift - western Anti-Atlas (Morocco): From central Atlantic continental rift to Neogene uplift: Terra Nova, v. 23, no. 1, p. 35–41, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00980.x.
- Ruotoistenmäki, T., 2014, Geophysical characteristics of Aswa shear, Nagasongola discontinuity and ring dyke complex in Uganda: Journal of African Earth Sciences, v. 93, p. 23–41, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.01.010.
- Rybacki, E., C. Janssen, R. Wirth, K. Chen, H.-R. Wenk, D. Stromeier, and G. Dresen, 2011, Low-temperature deformation in calcite veins of SAFOD core samples (San Andreas Fault) — Microstructural analysis and implications for fault

- rheology: *Tectonophysics*, v. 509, no. 1–2, p. 107–119, doi:10.1016/j.tecto.2011.05.014.
- Sahabi, M., D. Aslanian, and J.-L. Olivet, 2004, Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 336, no. 12, p. 1041–1052, doi:10.1016/j.crte.2004.03.017.
- Salah, M. G., and A. S. Alsharhan, 1998, The Precambrian basement: A major reservoir in the rifted basin, Gulf of Suez (English): *J. pet. sci. eng.*, v. 19, no. 3–4, p. 201–222.
- Sardini, P., M. Siitari-Kauppi, D. Beaufort, and K.-H. Hellmuth, 2006, On the connected porosity of mineral aggregates in crystalline rocks: *American Mineralogist*, v. 91, no. 7, p. 1069–1080, doi:10.2138/am.2006.1939.
- Saria, E., E. Calais, D. S. Stamps, D. Delvaux, and C. J. H. Hartnady, 2014, Present-day kinematics of the East African Rift: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, no. 4, p. 3584–3600, doi:10.1002/2013JB010901.
- Sarout, J., 2012, Impact of pore space topology on permeability, cut-off frequencies and validity of wave propagation theories: Pore space topology and wave propagation: *Geophysical Journal International*, v. 189, no. 1, p. 481–492, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05329.x.
- Scheidegger, A. E., 1974, *The physics of flow through porous media*: University of Toronto Press.
- Schild, M., S. Siefesmund, A. Vollbrecht, and M. Mazurek, 2001, Characterization of granite matrix porosity and pore-space geometry by in situ and laboratory methods: *geophys. J. Int.*, v. 146, p. 111–125.
- Schlueter, T., 2006, *Geological atlas of Africa; with notes on stratigraphy, tectonics, economic geology, geohazards and geosites of each country*: Federal Republic of Germany, Springer-Verlag : Berlin, Federal Republic of Germany.
- Schofield, D. I., and M. R. Gillespie, 2007, A tectonic interpretation of "Eburnean terrane" outliers in the Reguibat Shield, Mauritania: *Journal of African Earth Sciences*, v. 49, no. 4–5, p. 179–186, doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.08.006.
- Schowalter, T. T., 1979, *Mechanics of Secondary Hydrocarbon Migration and Entrapment*: AAPG Bulletin, v. 63, doi:10.1306/2F9182CA-16CE-11D7-8645000102C1865D.
- Schutter, S. R., 2003a, Hydrocarbon occurrence and exploration in and around igneous rocks: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 214, no. 1, p. 7–33, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.02.

-
- Schutter, S. R., 2003b, Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks: Geological Society, London, Special Publications, v. 214, no. 1, p. 35–68, doi:10.1144/GSL.SP.2003.214.01.03.
- Sebai, A., G. Feraud, H. Bertrand, and J. Hanes, 1991, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, no. 2–4, p. 455–472, doi:10.1016/0012-821X(91)90222-4.
- Sebti, S., O. Saddiqi, F. Z. El Haimer, A. Michard, G. Ruiz, R. Bousquet, L. Baidder, and D. Frizon de Lamotte, 2009, Vertical movements at the fringe of the West African Craton: First zircon fission track datings from the Anti-Atlas Precambrian basement, Morocco: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 341, no. 1, p. 71–77, doi:10.1016/j.crte.2008.11.006.
- Seebeck, H., A. Nicol, J. J. Walsh, C. Childs, R. D. Beetham, and J. Pettinga, 2014, Fluid flow in fault zones from an active rift: *Journal of Structural Geology*, v. 62, p. 52–64, doi:10.1016/j.jsg.2014.01.008.
- Segall, P., and D. D. Pollard, 1983, Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, no. 5, p. 563, doi:10.1130/0016-7606(1983)94<563:JFIGRO>2.0.CO;2.
- Sequeira Braga, M. A., H. Paquet, and A. Begonha, 2002, Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal); granitic saprolites and arenization: *Catena* [Giessen], v. 49, no. 1–2, p. 41–56.
- Sibson, R. H., 2000, Fluid involvement in normal faulting: *Journal of Geodynamics*, v. 29, no. 3–5, p. 469–499, doi:10.1016/S0264-3707(99)00042-3.
- Sibson, R. H., 1996, Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes: *Journal of Structural Geology*, v. 18, no. 8, p. 1031–1042, doi:10.1016/0191-8141(96)00032-6.
- Siler, D. L., J. E. Faulds, B. Mayhew, and D. D. McNamara, 2016, Analysis of the favorability for geothermal fluid flow in 3D: Astor Pass geothermal prospect, Great Basin, northwestern Nevada, USA: *Geothermics*, v. 60, p. 1–12, doi:10.1016/j.geothermics.2015.11.002.
- Simon, B., 2015, Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : Déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17 Ma: Université de Rennes 1, 418 p.
- Sircar, A., 2004, Hydrocarbon production from fractured basement formations: *Current Science*, v. 87, no. 2, p. 147–151.

- Slightam, C., 2014, Characterizing seismic-scale faults pre- and post-drilling; Lewisian Basement, West of Shetlands, UK: Geological Society, London, Special Publications, v. 374, no. 1, p. 311–331, doi:10.1144/SP374.6.
- Smets, B., D. Delvaux, K. A. Ross, S. Poppe, M. Kervyn, N. d'Oreye, and F. Kervyn, 2016, The role of inherited crustal structures and magmatism in the development of rift segments: Insights from the Kivu basin, western branch of the East African Rift: *Tectonophysics*, v. 683, p. 62–76, doi:10.1016/j.tecto.2016.06.022.
- Smith, M., and P. Mosley, 1993, Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa: *Tectonics*, v. 12, no. 2, p. 591–606, doi:10.1029/92TC01710.
- Smyth, J. R., and T. C. McCormick, 1995, Crystallographic data for minerals, in T. J. Ahrens, ed., *AGU Reference Shelf: Washington, D. C.*, American Geophysical Union, p. 1–17.
- Soden, A. M., Z. K. Shipton, R. J. Lunn, S. I. Pytharouli, J. D. Kirkpatrick, A. F. Do Nascimento, and F. H. R. Bezerra, 2014, Brittle structures focused on subtle crustal heterogeneities: implications for flow in fractured rocks: *Journal of the Geological Society*, v. 171, no. 4, p. 509–524, doi:10.1144/jgs2013-051.
- Soete, J., L. M. Kleipool, H. Claes, S. Claes, H. Hamaekers, S. Kele, M. Oezkul, A. Foubert, J. J. G. Reijmer, and R. Swennen, 2015, Acoustic properties in travertines and their relation to porosity and pore types: *Marine and Petroleum Geology*, v. 59, p. 320–335, doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.09.004.
- Soliva, R., and A. Benedicto, 2005, Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults: *Journal of Structural Geology*, v. 27, no. 2, p. 317–325, doi:10.1016/j.jsg.2004.08.010.
- Soliva, R., and R. A. Schultz, 2008, Distributed and localized faulting in extensional settings: Insight from the North Ethiopian Rift-Afar transition area: *Distributed and localized faulting: Tectonics*, v. 27, no. 2, p. n/a-n/a, doi:10.1029/2007TC002148.
- Soulaimani, A., C. Le Corre, and R. Farazdaq, 1997, Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Dra[^]a (Anti-Atlas occidental, Maroc): *Journal of African Earth Sciences*, v. 24, no. 3, p. 271–284, doi:10.1016/S0899-5362(97)00043-2.
- Soulaimani, A., A. Michard, H. Ouanaimi, L. Baidder, Y. Raddi, O. Saddiqi, and E. C. Rjimati, 2014, Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco): *Journal of African Earth Sciences*, v. 98, p. 94–112, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.04.025.

-
- Soulaimani, A., and A. Piqué, 2004, The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Western Anti-Atlas, Morocco): a late Pan-African transtensive dome: *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, no. 3–5, p. 247–255, doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.043.
- Stamps, D. S., E. Calais, E. Saria, C. Hartnady, J.-M. Nocquet, C. J. Ebinger, and R. M. Fernandes, 2008, A kinematic model for the East African Rift (English): *Geophys. res. lett.*, v. 35, no. 5.
- Staněk, M., 2013, Structural and petrophysical characterization of granite intended radioactive waste stocking: Université de Strasbourg, 220 p.
- Staněk, M., Y. Geraud, O. Lexa, P. Spacek, S. Ulrich, and M. Diraison, 2013, Elastic anisotropy and pore space geometry of schlieren granite: direct 3-D measurements at high confining pressure combined with microfabric analysis: *Geophysical Journal International*, v. 194, no. 1, p. 383–394, doi:10.1093/gji/ggt053.
- Steiner, C., A. Hobson, P. Favre, G. M. Stampfli, and J. Hernandez, 1998, Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 10, p. 1304–1317, doi:10.1130/0016-7606(1998)110<1304:MSOFCI>2.3.CO;2.
- Stern, R. J., 1994, Arc-assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen; implications for the consolidation of Gondwanaland: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 22, p. 319–351.
- Stober, I., and K. Bucher, 2015, Hydraulic conductivity of fractured upper crust: insights from hydraulic tests in boreholes and fluid-rock interaction in crystalline basement rocks: *Geofluids*, v. 15, no. 1–2, p. 161–178, doi:10.1111/gfl.12104.
- Straaten, H., 1977, Morphotectonic investigations along the Western Rift in the Masindi area, Bunyoro District, Uganda: *Geologische Rundschau*, v. 66, no. 1, p. 217.
- Surma, F., 2003, Détermination de la porosité des zones endommagées autour des failles et rôle de l'état du matériau sur les propriétés d'échange fluides-roche: minéralogie, structures de porosité, caractéristiques mécaniques.: Université Louis Pasteur de Strasbourg, 297 p.
- Tack, L., M. T. D. Wingate, B. De Waele, J. Meert, E. Belousova, B. Griffin, A. Tahon, and M. Fernandez-Alonso, 2010, The 1375Ma "Kibaran event" in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime: *Precambrian Research*, v. 180, no. 1–2, p. 63–84, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.022.

- Tamagawa, T., K. Tezuka, and N. Tsuchiya, 2012, Use of a computational fault-extraction process with calibrations to characterize a fractured basement reservoir, Yufutsu, Japan: AAPG Bulletin, v. 96, no. 12, p. 2275–2296, doi:10.1306/05211211171.
- Tamari, S., 2004, Optimum design of the constant-volume gas pycnometer for determining the volume of solid particles: Measurement Science and Technology, v. 15, no. 3, p. 549–558, doi:10.1088/0957-0233/15/3/007.
- Tardy, Y., 1993, *Péetrologie des latérites et des sols tropicaux*: Paris, Masson, 472 p.
- Tari, G., and H. Jabour, 2013, Salt tectonics along the Atlantic margin of Morocco: Geological Society, London, Special Publications, v. 369, no. 1, p. 337–353, doi:10.1144/SP369.23.
- Taylor, R., and K. Howard, 2000, A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda: Hydrogeology Journal, v. 8, no. 3, p. 279.
- Taylor, R., and K. Howard, 1998, Post-Palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping: Geomorphology, v. 25, p. 173–192, doi:10.1016/S0169-555X(98)00040-3.
- Theunissen, K., J. Klerkx, A. Melnikov, and A. Mruma, 1996, Mechanisms of inheritance of rift faulting in the western branch of the East African Rift, Tanzania: Tectonics, v. 15, no. 4, p. 776–790.
- Thiry, M., 2000, Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin: Earth-Science Reviews, v. 49, no. 1–4, p. 201–221, doi:10.1016/S0012-8252(99)00054-9.
- Thomas, R. . et al., 2002, Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco: Precambrian Research, v. 118, no. 1–2, p. 1–57, doi:10.1016/S0301-9268(02)00075-X.
- Thomas, R. J., A. Fekkak, N. Ennih, E. Errami, S. C. Loughlin, P. G. Gresse, L. P. Chevallier, and J.-P. Liégeois, 2004, A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco: Journal of African Earth Sciences, v. 39, no. 3–5, p. 217–226, doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046.
- Tiab, D., and E. C. Donaldson, 2004, *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*: Boston, Gulf Professional Pub, 889 p.

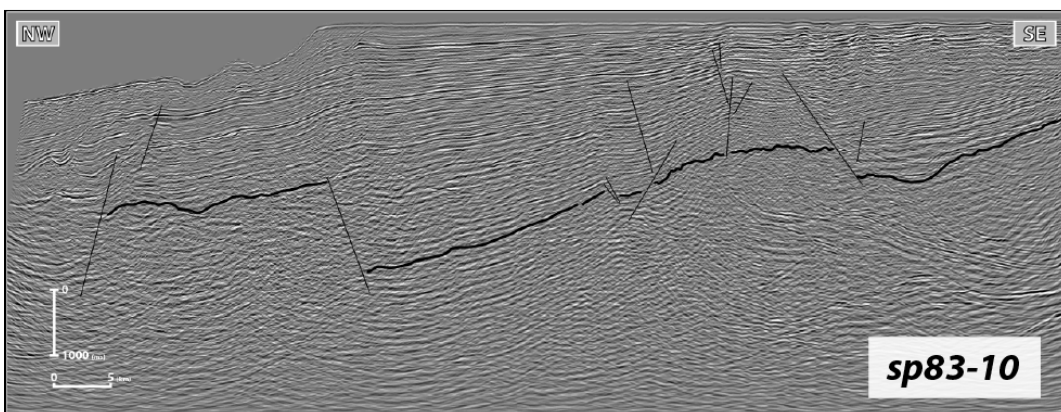
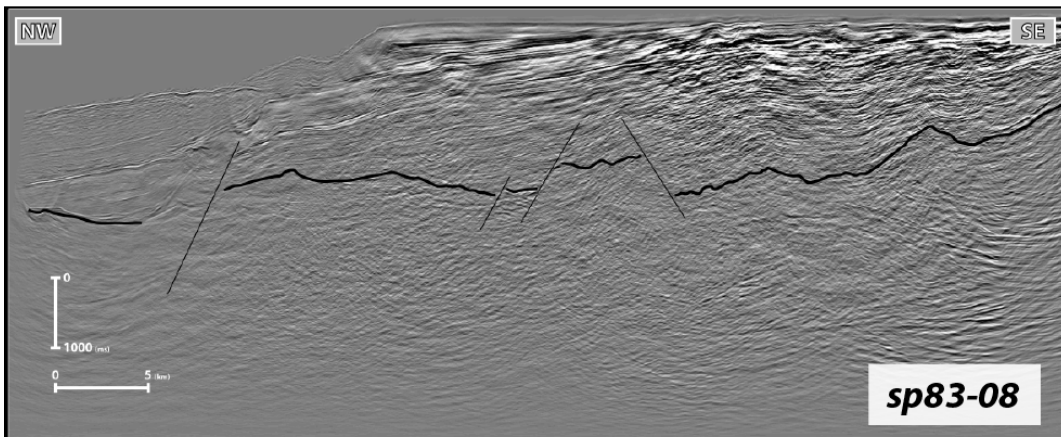
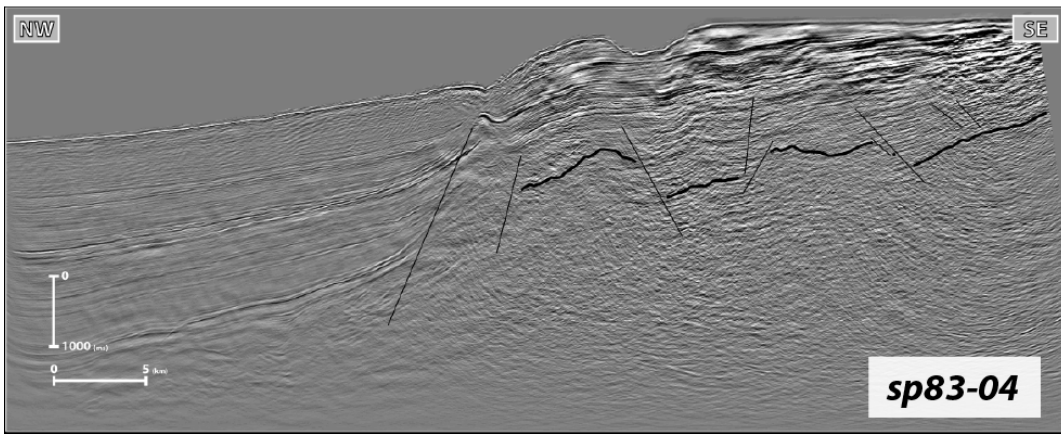
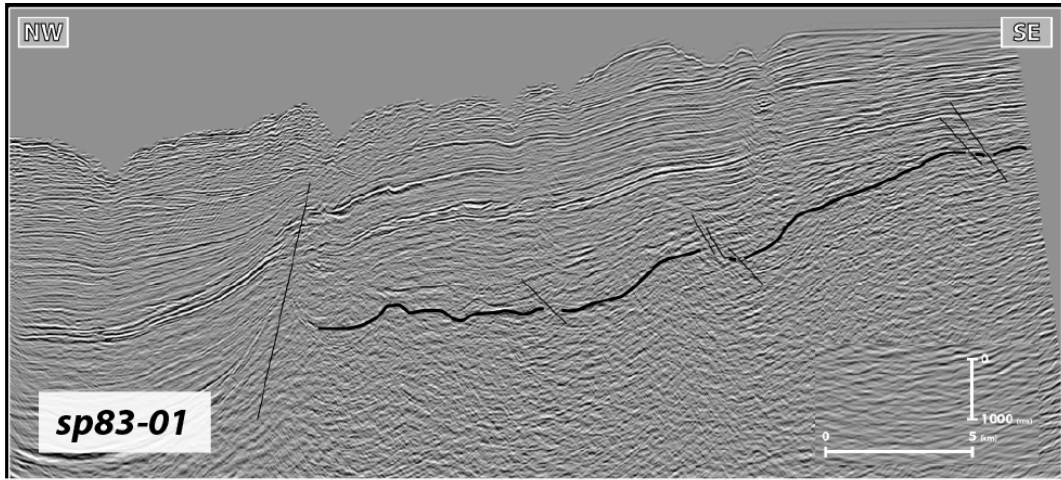
-
- Torabi, A., and S. S. Berg, 2011, Scaling of fault attributes: A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 8, p. 1444–1460, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003.
- Trice, R., 2014, Basement exploration, West of Shetlands: progress in opening a new play on the UKCS: Geological Society, London, Special Publications, v. 397, no. 1, p. 81–105, doi:10.1144/SP397.3.
- Tron, V., and J.-P. Brun, 1991, Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems: *Tectonophysics*, v. 188, no. 1–2, p. 71–84, doi:10.1016/0040-1951(91)90315-J.
- Tumwikirize, I., 2010, Thoughts about techniques applicable in exploration of geothermal resources in Uganda. Third East African Rift Geothermal Conference, 22-25 November 2010, Djibouti.
- Turner, B. F., R. F. Stallard, and S. L. Brantley, 2003, Investigation of in situ weathering of quartz diorite bedrock in the Rio Icacos basin, Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico: *Chemical Geology*, v. 202, no. 3–4, p. 313–341, doi:10.1016/j.chemgeo.2003.05.001.
- Twiss, R. J., and E. M. Moores, 2007, *Structural geology*: New York, NY, W.H. Freeman, 736 p.
- Uchupi, E., 1989, The tectonic style of the atlantic mesozoic rift system: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 8, no. 2–4, p. 143–164, doi:10.1016/S0899-5362(89)80021-1.
- Unrug, R., 1996, The assembly of Gondwanaland; scientific results of IGCP Project 288; Gondwanaland sutures and mobile belts: *Episodes*, v. 19, no. 1–2, p. 11–20.
- Upcott, N. M., R. K. Mukasa, C. J. Ebinger, and G. D. Karner, 1996, Along-axis segmentation and isostasy in the Western Rift, East Africa: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, no. B2, p. 3247–3268, doi:10.1029/95JB01480.
- Van Brakel, J., 1975, Pore space models for transport phenomena in porous media—review and evaluation with special emphasis on capillary liquid transport: *Powder Technology*, v. 11, no. 3, p. 205–236.
- Vavra, C. L., J. G. Kaldi, and R. M. Sneider, 1992, Geological applications of capillary pressure; a review: *AAPG Bulletin*, v. 76, no. 6, p. 840–850.
- Vázquez, M., I. Abad, J. Jiménez-Millán, F. T. Rocha, P. E. Fonseca, and H. I. Chaminé, 2007, Prograde epizonal clay mineral assemblages and retrograde alteration in tectonic basins controlled by major strike-slip zones (W Iberian Variscan chain): *Clay Minerals*, v. 42, no. 1, p. 109–128, doi:10.1180/claymin.2007.042.1.08.

- Vázquez, P., F. J. Alonso, R. M. Eibert, and J. Ordaz, 2010, Ornamental granites: Relationships between p-waves velocity, water capillary absorption and the crack network: *Construction and Building Materials*, v. 24, p. 2536–2541, doi:10.1016/j.conbuildmat.2010.06.002.
- Versfelt, J. A., and B. R. Rosendahl, 1989, Relationships between pre-rift structure and rift architecture in lakes Tanganyika and Malawi, East Africa: *Nature [London]*, v. 337, no. 6205, p. 354–357.
- Vidal, O., 2005, Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation: *American Mineralogist*, v. 90, no. 2–3, p. 347–358, doi:10.2138/am.2005.1554.
- Vidal Romani, J., and C. Twidale, 1999, Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications: *Geomorphology*, v. 31, no. 1–4, p. 13–27, doi:10.1016/S0169-555X(99)00070-7.
- Virransalo, P., P. Härmä, J. Pokki, T. Manninen, M. Lehtonen, and T. Koistinen, 2012, Geological map of Uganda, Hoima, Sheet N° NA-36-9: GTK Consortium.
- Vollbrecht, A., H. Duerrast, J. Kraus, and K. Weber, 1994, Paleostress directions deduced from microcrack fabrics in KTB core samples and granites from the surrounding area: *Scientific Drilling*, v. 4, no. 5–6, p. 233–241.
- Vollbrecht, A., S. Rust, and K. Weber, 1991, Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany: *Journal of Structural Geology*, v. 13, no. 7, p. 787–799, doi:10.1016/0191-8141(91)90004-3.
- Walsh, G. J., J. N. Aleinikoff, F. Benziene, A. Yazidi, and T. R. Armstrong, 2002, U–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco: *Precambrian Research*, v. 117, no. 1–2, p. 1–20, doi:10.1016/S0301-9268(02)00044-X.
- Walsh, J. B., and W. F. Brace, 1984, The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B11, p. 9425, doi:10.1029/JB089iB11p09425.
- Walsh, J. J., J. Watterson, A. E. Heath, and C. Childs, 1998, Representation and scaling of faults in fluid flow models: *Petroleum Geoscience*, v. 4, no. 3, p. 241–251, doi:10.1144/petgeo.4.3.241.
- Waltham, T., 2002, Unloading joints and rockfalls in Norway's fiordlands: *Geology Today*, v. 18, no. 6, p. 220–225, doi:10.1046/j.0266-6979.2003.00374.x.

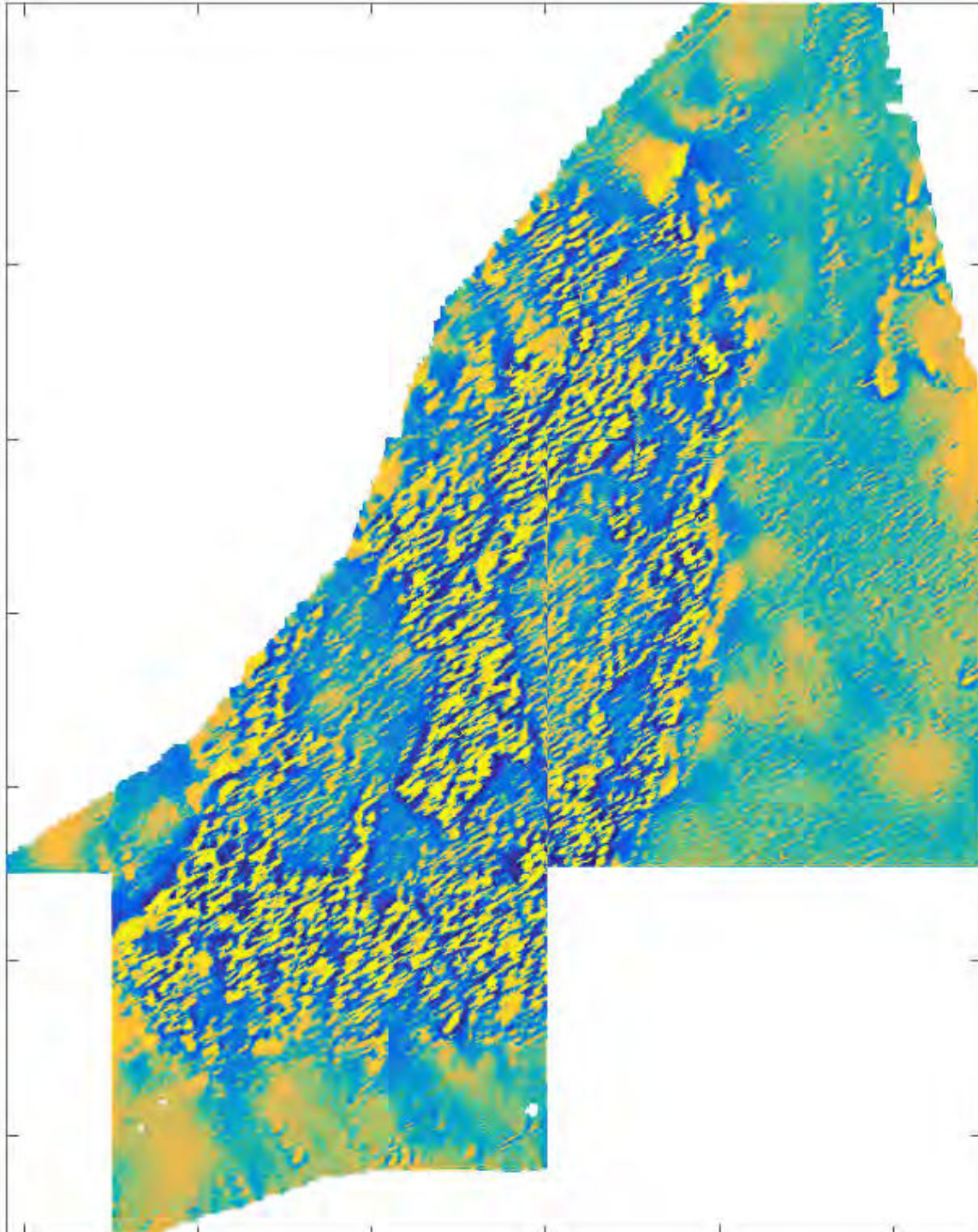
-
- Wang, H. F., B. P. Bonner, S. R. Carlson, B. J. Kowallis, and H. C. Heard, 1989, Thermal stress cracking in granite: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B2, p. 1745, doi:10.1029/JB094iB02p01745.
- Wang, H. F., and G. Simmons, 1978, Microcracks in crystalline rock from 5.3-km depth in the Michigan Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, no. B12, p. 5849, doi:10.1029/JB083iB12p05849.
- Washburn, E. W., 1921, The Dynamics of Capillary Flow: *Physical Review*, v. 17, no. 3, p. 273–283, doi:10.1103/PhysRev.17.273.
- Watterson, J., J. J. Walsh, P. A. Gillespie, and S. Easton, 1996, Scaling systematics of fault sizes on a large-scale range fault map: *Journal of Structural Geology*, v. 18, no. 2–3, p. 199–214, doi:10.1016/S0191-8141(96)80045-9.
- Wayland, E. J., 1921, Some Account of the Geology of the Lake Albert Rift Valley: *The Geographical Journal*, v. 58, no. 5, p. 344, doi:10.2307/1780882.
- Wendt, J. (analytic), 1985, Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana; Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco) (English): Désintégration de la marge continentale du Gondwana Nord Ouest; Dévonien tardif de l'Anti-Atlas Est, Maroc (French), v. 13, no. 11, p. 815–818.
- Wendt, J., and Z. Belka, 1991, Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco: *Facies*, v. 25, p. 51–89.
- Westerhof, A. B. P. et al., 2014, Geology and geodynamic development of Uganda with explanation of the 1:1,000,000-scale geological map: Espoo, Geological Survey of Finland, Special paper / Geological Survey of Finland 55, 387 p.
- Wigger, P., G. Asch, P. Giese, W. D. Heinsohn, S. O. El Alami, and F. Ramdani, 1992, Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies: *Geologische Rundschau*, v. 81, no. 1, p. 237–248.
- Wilson, M. J., 2004, Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates: *Clay Minerals*, v. 39, no. 3, p. 233–266, doi:10.1180/0009855043930133.
- Wright, E. P., 1992, The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa; introduction: *Geological Society Special Publications*, v. 66, p. 1–27.
- Wyllie, M., R., J., A. Gregory R., and G. Gardner H., F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocity in porous media: *Geophysics*, v. 23, no. 3, p. 459–493.

- Wyns, R., J.-M. Baltassat, P. Lachassagne, A. Legchenko, J. Vairon, and F. Mathieu, 2004, Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France): *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 175, no. 1, p. 21–34, doi:10.2113/175.1.21.
- Yasar, E., and Y. Erdogan, 2004, Correlating sound velocity with the density, compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* [1997], v. 41, no. 5, p. 871–875, doi:10.1016/j.ijrmms.2004.01.012.
- Yazidi, A., F. Benziane, H. Hollard, J. Destombes, and P. Oliva, 1986, *Carte géologique du Maroc : Sidi Ifni: Notes et Mémoires*.
- Youbi, N. et al., 2013, The 1750Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco): *Precambrian Research*, v. 236, p. 106–123, doi:10.1016/j.precamres.2013.07.003.
- Younes, A. I., T. Engelder, and W. Bosworth, 1998, Fracture distribution in faulted basement blocks; Gulf of Suez, Egypt: *Geological Society Special Publications*, v. 127, p. 167–190.
- Zinszner, B., and F. M. Pellerin, 2007, *A geoscientist's guide to petrophysics*: Paris, Editions Technip, IFP publications, 384 p.
- Zühlke, R., M.-S. Bouaouda, B. Ouajhain, T. Bechstädt, and R. Leinfelder, 2004, Quantitative Meso-/Cenozoic development of the eastern Central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, no. 2, p. 225–276, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.11.014.

Interprétation structurale du toit du socle des autres profils sismiques de la marge d'Ibni :



Carte de la dérivée verticale de l'anomalie magnétique résiduelle double réduite aux pôles de la boutonnière d'Ifni :



Résultats des analyses de microsonde de chlorite (en poids d'oxydes)

DataSet/Point	Comment	Al2O3	SiO2	FeO	MgO	TiO2	Na2O	K2O	CaO	Total	DataSet/Point	Comment	Al2O3	SiO2	FeO	MgO	TiO2	Na2O	K2O	CaO	Total
Ug13.16A											Ug13.11C										
3 / 7 .	ug13.16A-p1	19,14	27,49	22,29	16,85	0	0,08	0,2	0,21	86,61	93 / 1 .	11C-z2-2	19,95	26,71	25,54	15,56	0	0,03	0	0,04	88,09
3 / 8 .	ug13.16A-p1	19,24	27,86	23,42	17,14	0,03	0,05	0,21	0,33	88,77	94 / 1 .	11C-z2-3	19,71	25,04	25,72	14,62	0,02	0,05	0	0,06	85,44
3 / 9 .	ug13.16A-p1	19,48	27,48	23,27	17,46	0,04	0,03	0,12	0,24	88,43	96 / 1 .	11C-z2-5	19,64	27,01	25,04	15,65	0	0	0	0,09	87,73
3 / 26 .	ug13.16A-p1	19,87	27,12	22,8	16,68	0,04	0	0,09	0,22	87,15	97 / 1 .	11C-z2-6	19,25	28,76	23,99	14,85	0	0,05	1,09	0,05	88,21
3 / 27 .	ug13.16A-p1	19,95	27,22	22,41	17,19	0	0,04	0,09	0,25	87,44	98 / 1 .	11C-z2-7	20,63	26,01	26,59	14,93	0,06	0,03	0,02	0,02	88,48
3 / 28 .	ug13.16A-p1	18,1	25,82	22,79	15,91	0,01	0,09	0,14	0,32	84,02	99 / 1 .	11C-z2-8	20,04	25,54	25,79	14,79	0	0	0,08	0,01	86,39
3 / 29 .	ug13.16A-p1	20,21	27,4	23,4	16,54	0	0,05	0,07	0,23	88,38	100 / 1 .	11C-z2-9	20,2	26,15	26,3	14,29	0	0	0,02	0,02	87,1
3 / 30 .	ug13.16A-p1	19,95	27,37	23,2	16,6	0	0,07	0,1	0,2	87,87	101 / 1 .	11C-z2-10	19,65	26,88	25,09	15,22	0	0,06	0	0,09	87,25
3 / 31 .	ug13.16A-p1	20,16	27,81	22,96	16,75	0,01	0,06	0,1	0,23	88,47	103 / 1 .	11C-z1-2	20,37	25,91	25,44	14,95	0,01	0,04	0,06	0,02	87,12
3 / 32 .	ug13.16A-p1	19,53	27,35	23,12	17,12	0	0,05	0,13	0,25	87,91	104 / 1 .	11C-z1-3	19,77	26,6	25,68	15,93	0,03	0,05	0	0,02	88,35
Ug13.25A											Ug13.25A										
49 / 1 .	25A-z3-1	21,29	26,97	23,4	15,75	0	0	0,03	0,13	87,75	105 / 1 .	11C-z1-4	20,41	26,22	26,7	14,58	0,06	0,06	0,1	0,07	88,47
50 / 1 .	25A-z3-2	20,41	26,12	24,28	16,85	0,01	0,02	0	0,12	88,1	106 / 1 .	11C-z1-5	19,69	26,51	25,56	15,43	0,03	0,04	0	0,08	87,63
51 / 1 .	25A-z3-3	19,69	27,09	22,96	16,49	0	0	0	0,34	86,78	107 / 1 .	11C-z1-6	19,72	26,75	25,16	14,79	0	0,06	0,14	0,08	87,18
52 / 1 .	25A-z3-4	20,33	26,07	24,02	15,66	0,01	0	0	0,15	86,52	108 / 1 .	11C-z1-7	19,77	26,41	25,64	15,63	0	0	0	0,03	87,73
53 / 1 .	25A-z3-5	21,48	26,47	24,56	15,29	0	0,05	0	0,15	88,16	109 / 1 .	11C-z1-8	19,96	26,66	25,42	15,41	0,02	0	0,04	0	87,86
55 / 1 .	25A-z3-7	19,71	27,61	22,51	16,58	0,02	0,07	0,17	0,35	87,27	110 / 1 .	11C-z1-9	18,99	27,64	25,32	14,61	0	0,01	0,45	0,18	87,32
56 / 1 .	25A-z3-8	19,98	29,05	22,84	15,51	0	0,05	0	0,54	88,2	111 / 1 .	11C-z1-10	19,86	26,5	26,32	15,77	0,05	0,04	0	0,06	88,73
57 / 1 .	25A-z3-9	20,71	28,99	22,28	15,31	0	0,02	0,16	0,35	88,05	112 / 1 .	11C-z1-11	20,01	26,04	26,42	15,69	0	0	0,03	0,05	88,51
59 / 1 .	25A-z3-11	20,83	27,6	22,71	15,15	0	0,19	0,2	0,68,4		113 / 1 .	11C-z1-12	20,16	26,44	25,28	15,5	0	0,02	0,03	0,03	87,67
60 / 1 .	25A-z3-12	20,33	28,04	22,82	15,93	0,02	0,02	0	0,23	87,56	114 / 1 .	11C-z1-13	19,74	26,64	25,89	15,6	0	0	0,06	0,1	88,17
61 / 1 .	25A-z3-13	19,74	28,38	22,98	16,19	0,02	0,07	0	0,46	88,05	115 / 1 .	11C-z1-14	19,94	26,12	26,17	15,07	0	0	0	0,06	87,65
62 / 1 .	25A-z3-14	19,02	26,88	23,2	16,47	0	0	0,01	0,34	86,2	116 / 1 .	11C-z3-p1	19,73	25,68	25,01	15,26	0	0,05	0,04	0,09	86,18
63 / 1 .	25A-z3-15	19,87	27,93	23,01	15,87	0,02	0,03	0	0,51	87,63	116 / 2 .	11C-z3-p1	19,47	26,43	26,52	15,65	0,01	0,06	0	0,17	88,61
64 / 1 .	25A-z3-p1	18,38	27,82	22,21	16,53	0	0	0,1	0,46	85,83	116 / 3 .	11C-z3-p1	20,24	25,9	26,68	14,66	0,06	0	0	0,13	88,01
64 / 2 .	25A-z3-p1	19,68	28	23,92	15,32	0	0,01	0,13	0,3	87,75	116 / 4 .	11C-z3-p1	19,67	26,16	26,19	15,51	0	0	0	0,06	87,87
64 / 4 .	25A-z3-p1	18,98	27,3	24,11	15,11	0	0,05	0,07	0,33	86,3	116 / 5 .	11C-z3-p1	19,83	25,93	24,9	16,3	0,03	0,02	0	0,07	87,43
64 / 5 .	25A-z3-p1	20,22	27,77	24,9	15,16	0	0	0,06	0,29	88,67	116 / 6 .	11C-z3-p1	19,41	26,07	24,62	15,65	0	0,01	0,08	0,1	86,19
64 / 6 .	25A-z3-p1	19,75	28,92	22,71	15,2	0	0,06	0,12	0,38	87,42	116 / 7 .	11C-z3-p1	20,54	25,98	26,59	14,26	0,03	0	0,08	0,02	87,8
64 / 7 .	25A-z3-p1	20,53	28,31	23,84	15,22	0	0,05	0,04	0,3	88,36	116 / 8 .	11C-z3-p1	19,92	26,54	25,55	14,98	0,03	0	0,1	0,11	87,56
64 / 8 .	25A-z3-p1	19,88	26,06	23,46	16,34	0,04	0,02	0	0,1	86,17	116 / 9 .	11C-z3-p1	20,45	25,68	26,52	14,6	0,01	0	0,04	0,09	87,67
64 / 10 .	25A-z3-p1	19,31	26,81	26,11	15,05	0	0,03	0,17	0,38	88,01	116 / 10 .	11C-z3-p1	19,87	26,13	25,44	15,85	0,03	0	0	0,04	87,72
65 / 1 .	25A-z3-p2	19,23	26,56	25,96	15,15	0	0,07	0,07	0,3	87,49	116 / 11 .	11C-z3-p1	20,6	26,12	25,86	14,87	0,03	0,01	0,07	0,08	87,83
65 / 2 .	25A-z3-p2	20,43	27,22	25,17	14,68	0	0,03	0,14	0,3	88,22	116 / 12 .	11C-z3-p1	19,86	26,07	25,65	15,83	0	0,01	0,01	0,09	87,71
65 / 3 .	25A-z3-p2	19,8	28,69	23,48	14,61	0,07	0,05	0,1	0,35	87,42	Ug13.25A										
65 / 4 .	25A-z3-p2	19,69	26,76	24,02	16,58	0	0,05	0,32	0,3	88,06	66 / 1 .	25A-z1-p1	20,39	26,73	24,19	16,49	0,02	0,02	0	0,08	88,28
65 / 5 .	25A-z3-p2	19,98	27,23	23,93	15,94	0,01	0	0,59	0,23	88,23	66 / 2 .	25A-z1-p1	19,33	29,08	23,13	15,77	0	0,04	0,14	0,42	88,22
65 / 6 .	25A-z3-p2	20,26	27,53	23,87	16,16	0	0,01	0,22	0,34	88,67	66 / 3 .	25A-z1-p1	20,09	27,84	23,54	14,52	0	0,02	0,17	0,22	86,59
65 / 8 .	25A-z3-p2	20,73	27,83	23,66	15,42	0	0,01	0	0,3	88,19	66 / 4 .	25A-z1-p1	19,2	28,3	23,88	16,12	0,02	0,03	0	0,37	88,25
65 / 9 .	25A-z3-p2	19,61	27,66	22,11	14,69	0,02	0,03	0,08	0,38	84,84	66 / 6 .	25A-z1-p1	19,48	27,41	23,41	16,58	0,02	0,01	0,26	0,24	87,57
65 / 11 .	25A-z3-p2	19,79	27,57	24,18	15,91	0,02	0,04	0,24	0,41	88,57	66 / 7 .	25A-z1-p1	19,7	27,46	23,24	16,47	0,01	0,01	0,04	0,26	87,46
65 / 12 .	25A-z3-p2	19,65	27,4	25,01	15,48	0	0,04	0,04	0,31	88,22	66 / 8 .	25A-z1-p1	20,03	27,91	23,41	15,88	0,03	0,01	0,02	0,29	87,76
65 / 14 .	25A-z3-p2	19,98	27,97	24,89	15,09	0,04	0,04	0,18	0,39	88,86	66 / 9 .	25A-z1-p1	19,67	27,6	24,13	16,85	0,03	0,02	0,08	0,26	89
65 / 15 .	25A-z3-p2	20,39	27,44	24,64	14,59	0	0	0,22	0,2	87,62	66 / 10 .	25A-z1-p1	19,81	27,14	24,78	16,01	0	0	0,02	0,16	88,28
67 / 1 .	25A-z2-1	19,34	25,07	24,41	16,23	0	0	0	0,18	85,59	66 / 11 .	25A-z1-p1	19,64	28,45	23,13	16,33	0	0,01	0,11	0,31	88,24
69 / 1 .	25A-z2-3	20,01	28,05	23,25	15,51	0,03	0,03	0	0,23	87,37	66 / 12 .	25A-z1-p1	20,03	27,59	24,39	16,06	0	0,02	0,18	0,2	88,77
70 / 1 .	25A-z2-4	19,94	25,88	23,55	18,03	0	0,01	0,06	0	87,81	66 / 13 .	25A-z1-p1	19,84	27,7	23,76	16,06	0	0,03	0,09	0,2	87,98
71 / 1 .	25A-z2-5	20,11	27,81	24,17	15,49	0	0,02	0,12	0,26	88,22	66 / 14 .	25A-z1-p1	20,08	28	23,24	15,52	0	0,05	0,03	0,2	87,4
72 / 1 .	25A-z2-6	20,43	27,76	23,71	15,5	0	0,04	0	0,29	87,98	66 / 15 .	25A-z1-p1	20,21	26,96	24,94	16,31	0,02	0	0,16	0,16	88,93
73 / 1 .	25A-z2-7	20,28	27,31	24,37	16,02	0	0,01	0,01	0,15	88,36	66 / 16 .	25A-z1-p1	19,29	28,7	23,48	16	0,02	0,03	0,09	0,41	88,28
74 / 1 .	25A-z2-8	19,44	28,73	23,49	15,46	0,04	0,07	0,18	0,57	88,14	66 / 17 .	25A-z1-p1	19,77	28,86	23,2	15,31	0,01	0	0,02	0,3	87,76
75 / 1 .	25A-z2-9	21,36	26,39	25,42																	

Résultats des analyses de microsonde de chlorite (en poids d'oxydes)

DataSet/Point	Comment	Al2O3	SiO2	FeO	MgO	TiO2	Na2O	K2O	CaO	Total	DataSet/Point	Comment	Al2O3	SiO2	FeO	MgO	TiO2	Na2O	K2O	CaO	Total	
Up13.16C											Up13.16C											
58/17.	16C-p1	20,01	26,63	22,78	17,1	0	0,02	0	0,02	86,99	58/146.	16C-p1	19,92	26,76	23,57	17,52	0,45	0,03	0,02	0,07	88,77	
58/18.	16C-p1	20,23	26,34	23,33	17,38	0,02	0,01	0	0,02	87,7	58/147.	16C-p1	19,5	26,5	23,17	17,4	0	0	0,03	0	87,05	
58/19.	16C-p1	19,51	26,83	23,38	18,01	0,01	0	0,02	0,07	88,07	58/148.	16C-p1	19,75	26,72	23,11	17,65	0	0	0	0,06	0,07	88,75
58/20.	16C-p1	20,02	26,71	23,21	17,3	0,03	0	0,01	0,04	87,56	58/149.	16C-p1	19,8	27,31	22,65	17,86	0,03	0	0,05	0,09	88,1	
58/21.	16C-p1	19,75	26,38	23,9	17,46	0,02	0	0,01	0,06	87,86	58/150.	16C-p1	19,8	26,88	23,38	17,46	0	0,01	0,01	0,08	87,8	
58/22.	16C-p1	19,75	26,14	23,37	17,3	0	0	0,01	0,04	87,03	58/151.	16C-p1	19,43	26,45	22,72	17,58	0,04	0,01	0,01	0	86,62	
58/23.	16C-p1	19,37	26,16	23,53	17,83	0,02	0,05	0,01	0,09	87,39	58/152.	16C-p1	19,99	26,49	22,75	17,71	0	0,02	0	0,08	87,43	
58/24.	16C-p1	18,81	26,28	21,71	18,19	0,06	0,01	0,06	0,15	85,52	58/153.	16C-p1	19,6	26,78	23,12	17,41	0,01	0,01	0,06	0,01	87,31	
58/26.	16C-p1	19,72	26,8	23,73	17,54	0	0,03	0,01	0,05	88,35	58/154.	16C-p1	20,1	26,75	22,54	17,2	0,13	0,04	0,06	0,08	87,28	
58/27.	16C-p1	19,44	26,08	23,17	17,07	0	0	0	0,03	86,03	58/155.	16C-p1	19,95	26,54	23,53	17,55	0,93	0,02	0,01	0,03	88,81	
58/28.	16C-p1	20,27	26,73	23,43	17,36	0,03	0,03	0,02	0,02	88,17	58/156.	16C-p1	19,81	26,88	23,01	17,8	0,02	0	0,03	0,04	87,9	
58/29.	16C-p1	19,79	26,73	23,3	17,3	0,04	0,06	0,02	0,05	87,51	58/157.	16C-p1	19,41	26,73	23,31	18,38	0,01	0	0	0,04	88,26	
58/30.	16C-p1	19,91	26,45	23,83	17,36	0	0,06	0,02	0,04	87,98	58/158.	16C-p1	20,1	26,78	23,36	17,73	0,01	0,01	0,01	0,08	88,47	
58/31.	16C-p1	19,76	26,13	23,76	16,94	0,05	0,03	0	0,11	87,04	58/159.	16C-p1	19,55	26,49	22,49	17,36	0	0	0	0,05	86,76	
58/32.	16C-p1	19,82	26,62	23,04	17,5	0	0	0,01	0,08	87,58	58/160.	16C-p1	19,64	26,26	23,05	17,59	0	0	0	0,05	87,29	
58/33.	16C-p1	19,45	26,94	24,03	17,06	0	0,03	0,02	0,03	87,86	58/161.	16C-p1	19,51	26,85	22,96	17,57	0	0,05	0,07	0,04	87,29	
58/34.	16C-p1	19,71	27,04	22,56	16,74	0,04	0,01	0,06	0,04	86,41	58/162.	16C-p1	20,29	26,88	22,55	17,44	0,04	0,03	0,03	0,06	87,6	
58/35.	16C-p1	19,67	27,02	22,12	17,68	0	0,03	0,05	0,06	86,94	58/163.	16C-p1	19,8	26,35	23,5	17,8	0,03	0,04	0,01	0,05	87,89	
58/36.	16C-p1	19,83	26,78	22,15	17,32	0,05	0,05	0	0,09	86,66	58/164.	16C-p1	20,05	26,56	23,06	17,96	0,02	0,01	0,04	0,1	88,23	
58/37.	16C-p1	19,95	26,33	23,01	17,34	0	0	0	0	87,02	58/166.	16C-p1	19,49	27,39	23,52	17,79	0,18	0,01	0,01	0,08	88,78	
58/38.	16C-p1	19,42	26,78	23,33	17,88	0,03	0	0,03	0,05	87,88	58/167.	16C-p1	19,76	27,09	23,59	17,72	0,01	0	0,07	0,03	88,67	
58/39.	16C-p1	20,02	26,77	22,38	17,48	0,02	0,01	0,01	0,04	87,05	58/168.	16C-p1	19,61	26,88	22,64	17,45	0,05	0	0,04	0,07	87,02	
58/40.	16C-p1	19,42	26,8	22,48	17,63	0	0	0,02	0,09	86,78	58/169.	16C-p1	19,78	26,84	22,58	17,98	0,14	0,02	0,01	0,08	87,77	
58/41.	16C-p1	20,15	26,66	22,7	17,52	0,01	0	0,04	0,04	87,31	58/170.	16C-p1	19,63	26,79	23,24	17,68	0,02	0,04	0	0,01	87,75	
58/42.	16C-p1	20,2	26,68	23,41	17,54	0,01	0	0	0,06	88,14	58/171.	16C-p1	19,47	26,32	22,42	17,38	1,26	0	0,01	0,02	87,14	
58/43.	16C-p1	20,01	26,67	23,2	17,46	0,02	0	0,02	0,04	87,77	58/172.	16C-p1	19,41	26,28	23,51	17,35	0	0,01	0,01	0,04	86,88	
58/44.	16C-p1	19,35	26,59	22,75	17,56	0	0,02	0,01	0,07	86,6	58/173.	16C-p1	19,68	26,66	23,29	17,32	0,2	0,01	0,01	0,06	87,55	
58/45.	16C-p1	19,62	26,78	22,39	17,74	0,03	0,02	0,04	0,06	86,99	58/174.	16C-p1	19,49	26,85	23,37	17,59	0,05	0,06	0,01	0,04	87,79	
58/47.	16C-p1	20,42	27,34	23,67	17,03	0,05	0,02	0	0,06	88,86	58/175.	16C-p1	18,97	27,46	23,05	17,91	0	0,01	0,04	0,12	87,84	
58/48.	16C-p1	19,91	27,02	23,31	17,45	0	0,05	0,03	0,08	88,32	58/177.	16C-p1	18,58	28,73	21,95	18,05	0,01	0,02	0,18	0,13	87,96	
58/49.	16C-p1	20,18	26,75	22,68	16,62	0	0,02	0,03	0,07	86,68	58/178.	16C-p1	19,73	26,59	23,99	17,66	0,06	0	0	0,02	88,33	
58/50.	16C-p1	21,49	28,48	23,15	15,36	0,06	0	0,03	0,04	88,96	58/179.	16C-p1	19,75	26,9	22,58	17,95	0	0	0,01	0,06	87,52	
58/51.	16C-p1	19,75	27,05	23,14	17,8	0	0,04	0,06	0,09	88,31	58/180.	16C-p1	19,8	26,73	23,82	17,43	0,01	0,03	0,02	0,04	88,21	
58/52.	16C-p1	20,21	26,69	23,36	17,01	0,01	0	0,01	0,06	87,67	58/182.	16C-p1	19,17	26,57	23,29	17,74	0	0,02	0,01	0,05	85,1	
58/53.	16C-p1	20,04	27,12	23,04	17,78	0	0,02	0,04	0,01	88,35	58/183.	16C-p1	19,99	27,12	23,27	16,15	0	0,04	0,01	0,08	86,95	
58/54.	16C-p1	20,1	26,84	23,41	17,05	0,02	0	0,05	0,1	87,98	58/184.	16C-p1	19,84	26,57	23,78	17,1	0,04	0,01	0	0,06	87,62	
58/55.	16C-p1	19,78	26,66	23,17	17,07	0	0,03	0	0,08	87,04	58/185.	16C-p1	19,93	27,23	23,2	17,58	0	0,02	0,07	0,06	88,44	
58/56.	16C-p1	20,25	26,9	23,16	17,12	0,02	0,02	0,03	0	87,81	58/186.	16C-p1	19,84	27,14	23,51	17,27	0	0,01	0,05	0,04	88,2	
58/57.	16C-p1	19,8	26,38	23,07	17,06	0,01	0,01	0	0,09	86,83	58/187.	16C-p1	19,84	26,74	23,78	16,87	0	0	0,07	0,15	87,55	
58/58.	16C-p1	19,89	26,51	22,87	17,21	0	0,04	0,01	0,09	86,93	58/188.	16C-p1	20,32	26,45	23,69	16,87	0	0	0,02	0,09	87,79	
58/59.	16C-p1	19,75	27,01	22,94	17,31	0,12	0,01	0,01	0,02	87,61	58/189.	16C-p1	19,45	26,95	23,29	17,58	0,02	0	0,02	0,05	87,72	
58/60.	16C-p1	19,52	26,84	23,1	17,49	0,04	0,01	0,02	0,05	87,39	58/190.	16C-p1	20,09	26,46	23,14	17,14	0,84	0	0,03	0,11	88,27	
58/61.	16C-p1	19,65	26,84	22,82	17,29	0,05	0	0,01	0,08	86,95	58/191.	16C-p1	19,79	26,72	23,21	17,5	0,01	0,01	0,07	87,64		
58/62.	16C-p1	19,86	26,53	23,85	17,47	0,09	0,03	0,02	0,02	88,19	58/192.	16C-p1	19,82	27,06	23,26	16,79	0,29	0	0	0,09	86,72	
58/63.	16C-p1	19,38	26,25	23,39	17,22	0	0	0,02	0,03	86,67	58/193.	16C-p1	19,73	27,1	23,46	17,2	0,01	0	0,08	0,03	88,06	
58/64.	16C-p1	20,14	26,52	22,82	17,29	0	0	0	0,03	87,13	58/194.	16C-p1	19,7	26,74	23,25	17,51	0,1	0,04	0,01	0,01	87,86	
58/65.	16C-p1	19,96	26,37	22,99	17,29	0,02	0,04	0	0,01	86,95	58/195.	16C-p1	19,84	27	23,02	17,7	0,01	0	0,07	0,08	88,09	
58/66.	16C-p1	19,91	26,61	22,63	17,39	0	0,04	0	0	86,97	58/196.	16C-p1	19,92	26,98	22,3	17,45	0	0,07	0,02	0,1	87,15	
58/67.	16C-p1	19,45	26,71	22,97	17,51	0,15	0	0,11	0,08	87,38	58/197.	16C-p1	20,14	27,15	22,48	17,28	0,03	0,01	0,05	0,07	87,56	
58/68.	16C-p1	19,57	26,47	22,91	17,45	0	0	0,09	0,08	86,86	58/198.	16C-p1	19,75	27,17	23,81	17,26	0	0,01	0	0,07	88,5	
58/69.	16C-p1	19,94	26,49	23,65	17,33	0,18	0,05	0,03	0,03	88,16	58/199.	16C-p1	20,08	26,87	23,21	17,85	0,22	0,04	0,06	0,06	88,66	
58/70.	16C-p1	19,65	26,8																			

Résultats des analyses de microsonde de carbonates (en poids d'oxydes)

DataSet/Point	Comment	CaO	MgO	FeO	Cr2O3	NiO	SrO	BaO	Total	DataSet/Point	Comment	CaO	MgO	FeO	Cr2O3	NiO	SrO	BaO	Total
Ug13.26A										Ug13.16C									
3 / 1.	26A-v1-t1	57,659	0,077	0,134	0	0	0,005	0	57,875	7 / 1.	16C-geode	55,74	0,022	0,071	0	0	0,001	0	55,829
3 / 3.	26A-v1-t1	54,704	0,049	0,058	0,001	0,016	0,1	0	54,927	7 / 2.	16C-geode	57,13	0,017	0,045	0	0	0	0	57,197
3 / 4.	26A-v1-t1	57,274	0	0,019	0	0	0,021	0,024	57,338	7 / 3.	16C-geode	55,36	0,021	0,001	0,004	0,005	0	0,004	55,395
3 / 5.	26A-v1-t1	57,117	0	0,045	0,006	0,01	0,011	0	57,188	7 / 4.	16C-geode	54,74	0,044	0,077	0	0	0	0	54,857
3 / 6.	26A-v1-t1	57,978	0,206	0,091	0,005	0,001	0,154	0	58,436	7 / 5.	16C-geode	56,29	0,052	0,022	0	0	0	0	56,362
3 / 7.	26A-v1-t1	54,504	0	0,115	0	0	0,003	0	54,622	7 / 6.	16C-geode	55,91	0,077	0,06	0	0,004	0,001	0	56,052
3 / 8.	26A-v1-t1	54,578	0,44	0,854	0	0	0,038	0	55,91	7 / 7.	16C-geode	56,28	0,063	0,034	0,001	0,007	0,009	0	56,389
3 / 9.	26A-v1-t1	56,418	0,426	0,783	0	0	0,022	0,013	57,662	7 / 8.	16C-geode	55,87	0,094	0,069	0	0	0,022	0	56,053
3 / 10.	26A-v1-t1	55,47	0,03	0,124	0	0	0,005	0,017	55,647	7 / 9.	16C-geode	55,73	0,028	0,055	0	0,004	0,014	0,021	55,854
4 / 1.	26A-v1-t2	57,189	0	0,19	0	0	0,015	0	57,223	7 / 10.	16C-geode	56,22	0,053	0,063	0	0	0	0	56,336
4 / 2.	26A-v1-t2	56,667	0,013	0,134	0	0	0,046	0,013	56,874	7 / 11.	16C-geode	56,73	0,024	0,081	0	0	0,005	0	56,838
4 / 3.	26A-v1-t2	55,405	0,025	0,178	0	0	0,071	0	55,68	7 / 12.	16C-geode	56,64	0,046	0,074	0	0	0,002	0	56,758
4 / 4.	26A-v1-t2	56,449	0,03	0,458	0	0	0,091	0	57,027	7 / 13.	16C-geode	56,47	0,013	0,058	0	0,002	0,021	0	56,566
4 / 5.	26A-v1-t2	56,467	0,009	0,123	0	0	0,006	0	56,605	7 / 14.	16C-geode	56,24	0,017	0,09	0,002	0,007	0,01	0	56,37
4 / 6.	26A-v1-t2	51,544	0,035	0,209	0	0	0,006	0	51,794	7 / 15.	16C-geode	57,2	0,035	0,08	0	0	0	0	57,312
4 / 7.	26A-v1-t2	55,404	0,484	0,499	0	0	0,028	0,01	56,425	7 / 16.	16C-geode	55,7	0	0,077	0	0	0	0	55,774
4 / 8.	26A-v1-t2	55,796	0,206	1,182	0	0	0,034	0	57,217	7 / 17.	16C-geode	54,09	0,051	0,106	0	0	0	0	54,247
4 / 9.	26A-v1-t2	54,839	0,151	0,214	0	0	0	0,014	55,219	7 / 18.	16C-geode	56,64	0,017	0,069	0	0	0	0	56,728
4 / 10.	26A-v1-t2	54,258	0,169	0,074	0	0	0,017	0	54,519	7 / 19.	16C-geode	56,19	0,083	0,101	0	0	0	0	56,373
Ug13.05C										Ug13.16C									
5 / 2.	05C-v1-t1	52,089	0,093	0,085	0	0	0	0	52,267	7 / 20.	16C-geode	55,21	0,057	0,084	0	0	0	0	55,35
5 / 3.	05C-v1-t1	54,873	0,047	0,1	0	0	0	0	55,02	7 / 21.	16C-geode	55,22	0,03	0,054	0	0,003	0,011	0	55,32
5 / 4.	05C-v1-t1	53,864	0,034	0,104	0,001	0	0,018	0,02	54,04	7 / 22.	16C-geode	56,35	0,048	0,069	0	0	0,01	0,035	56,514
5 / 5.	05C-v1-t1	52,694	0,074	0,175	0	0	0	0	52,943	7 / 23.	16C-geode	55,32	0,033	0,054	0	0	0,008	0	55,417
5 / 6.	05C-v1-t1	57,086	0,025	0,044	0	0	0,001	0	57,157	7 / 24.	16C-geode	54,72	0,019	0,072	0	0	0,002	0	54,811
5 / 7.	05C-v1-t1	53,143	0,053	0,056	0	0	0,008	0	53,259	7 / 25.	16C-geode	55,65	0,005	0,054	0,003	0	0	0	55,712
5 / 8.	05C-v1-t1	52,422	0,004	0,115	0	0	0,01	0	52,552	7 / 26.	16C-geode	55,77	0,02	0,059	0	0	0	0	55,848
5 / 9.	05C-v1-t1	52,887	0,082	0,283	0	0	0,005	0,017	53,274	7 / 27.	16C-geode	55,64	0,019	0,075	0	0	0,006	0	55,738
5 / 10.	05C-v1-t1	57,529	0,025	0,044	0	0	0,014	0,001	57,612	7 / 28.	16C-geode	56,65	0,06	0,073	0	0,008	0,009	0	56,803
5 / 11.	05C-v1-t1	57,687	0	0,037	0	0	0,021	0	57,746	7 / 29.	16C-geode	56,54	0,008	0,071	0	0	0,004	0	56,623
5 / 12.	05C-v1-t1	55,179	0	0,027	0	0,009	0	0	55,215	7 / 30.	16C-geode	56,57	0,03	0,079	0	0	0,007	0	56,685
5 / 13.	05C-v1-t1	56,384	0,004	0,104	0	0	0,021	0	56,513	7 / 31.	16C-geode	55,84	0,033	0,053	0	0	0,006	0	55,931
5 / 14.	05C-v1-t1	55,557	0,01	0,085	0	0,001	0,025	0	55,679	7 / 32.	16C-geode	56,59	0,027	0,058	0	0	0,006	0,012	56,695
Ug13.33B										Ug13.16C									
6 / 1.	33B-v1-t1	57,655	0,039	0,064	0,001	0	0,385	0	58,145	7 / 33.	16C-geode	55,26	0	0,07	0	0	0	0	55,331
6 / 2.	33B-v1-t1	57,66	0,089	0,075	0	0	0,41	0	58,233	7 / 34.	16C-geode	55,5	0,005	0,07	0	0	0	0,004	55,575
6 / 3.	33B-v1-t1	57,217	0,056	0,095	0	0	0,306	0	57,673	7 / 35.	16C-geode	56,36	0	0,015	0,002	0,003	0	0	56,379
6 / 4.	33B-v1-t1	56,299	0,07	0,076	0	0	0,373	0	56,818	7 / 36.	16C-geode	55,62	0,021	0,042	0	0	0,002	0	55,681
6 / 5.	33B-v1-t1	56,722	0,119	0,058	0	0,006	0,401	0	57,306	7 / 37.	16C-geode	57	0,015	0,032	0	0,004	0	0	57,047
6 / 6.	33B-v1-t1	56,458	0,114	0,103	0	0	0,347	0,005	57,028	7 / 38.	16C-geode	55,55	0	0,043	0	0,011	0	0	55,608
6 / 7.	33B-v1-t1	57,134	0,148	0,185	0	0	0,122	0	57,589	7 / 39.	16C-geode	56,2	0	0,022	0	0	0	0	56,225
6 / 8.	33B-v1-t1	56,377	0,117	0,116	0	0	0,04	0,008	56,658	7 / 40.	16C-geode	57,27	0,002	0,047	0	0	0,007	0	57,328
6 / 9.	33B-v1-t1	56,841	0,253	0,239	0	0	0,296	0,008	57,638	7 / 41.	16C-geode	56,69	0,022	0,03	0	0,006	0	0,015	56,758
6 / 10.	33B-v1-t1	56,44	0,305	0,19	0	0	0,23	0	57,165	7 / 42.	16C-geode	58,14	0,022	0,04	0	0	0,004	0	58,206
6 / 11.	33B-v1-t1	56,202	0,298	0,239	0	0	0,192	0	56,932	7 / 43.	16C-geode	56,66	0,012	0,009	0,004	0	0,002	0	56,682
6 / 12.	33B-v1-t1	56,661	0,312	0,257	0	0	0,224	0	57,453	7 / 44.	16C-geode	56,51	0,018	0,038	0	0	0,005	0,02	56,592
6 / 13.	33B-v1-t1	55,591	0,081	0,197	0	0	0,227	0	56,096	7 / 45.	16C-geode	55,11	0	0,034	0	0	0	0	55,139
6 / 14.	33B-v1-t1	56,442	0	0,001	0	0	0,221	0	56,464	7 / 46.	16C-geode	54,91	0	0,033	0	0,01	0	0	54,949
6 / 15.	33B-v1-t1	56,292	0,135	0,055	0	0	0	0,018	56,5	7 / 47.	16C-geode	57,42	0,012	0,017	0	0	0	0	57,444
6 / 16.	33B-v1-t1	57,079	0,048	0,008	0	0,001	0,023	0	57,16	7 / 48.	16C-geode	55,37	0	0,033	0	0,008	0	0,014	55,42
6 / 17.	33B-v1-t1	56,363	0	0,002	0	0	0,024	0	56,389	7 / 49.	16C-geode	55,27	0,034	0,046	0	0	0	0	55,354
6 / 18.	33B-v1-t1	56,213	0,081	0,021	0	0	0	0,003	56,318	7 / 50.	16C-geode	42,92	0,031	0,017	0	0	0,006	0,217	43,193
6 / 19.	33B-v1-t1	56,745	0,119	0,031	0	0	0	0	56,896	7 / 51.	16C-geode	55,05	0,001	0,02	0	0	0,013	0	55,081
6 / 20.	33B-v1-t1	56,8	0,212	0,047	0	0	0,001	0	57,059	7 / 52.	16C-geode	57,14	0	0,03	0	0	0	0	57,168
6 / 21.	33B-v1-t1	55,802	0,321	0,064	0	0	0	0	56,187	7 / 53.	16C-geode	56,44	0,021	0,029	0	0	0,021	0	56,507
6 / 22.	33B-v1-t1	57,082	0,086	0,029	0	0	0,071	0	57,268	7 / 54.	16C-geode	56,4	0,002	0,04	0	0	0,037	0	56,478
6 / 23.	33B-v1-t1	56,966	0,392	0,083	0	0	0,005	0	57,446	7 / 55.	16C-geode	55,76	0,026	0,036	0	0,004	0,019	0	55,846
6 / 24.	33B-v1-t1	56,178	0,254	0,066	0	0	0,005	0	56,503	7 / 56.	16C-geode	55,61	0,054	0,053	0	0	0,026	0,022	55,767
6 / 25.	33B-v1-t1	56,788	0,186	0,044	0	0	0	0	57,018	7 / 57.	16C-geode	56,83	0,035	0,059	0	0	0,028	0	56,955
6 / 26.	33B-v1-t1	56,722	0,153	0,046	0	0	0	0	56,921	7 / 58.									

Réservoirs de socle en contexte extensif : Genèse, géométries et circulations de fluides. Exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc).

Cette étude vise à caractériser selon une approche multi-échelles et multi-techniques les propriétés structurales et pétrophysiques de deux analogues de surface de réservoirs de socle développés en contexte extensif. Cette démarche permet de proposer un modèle conceptuel de réservoir de socle à hydrocarbures pour chacun de ces systèmes étudiés. Ces modèles contribuent à améliorer la compréhension de ces systèmes pétroliers, depuis la zone de maturation jusqu'aux zones de stockage dans le socle. Cette étude représente une base pour les guides de prospection de ces réservoirs à hydrocarbures.

Ce travail met en avant la distribution multi-échelles sur plus de dix ordres de grandeur de l'ensemble des éléments qui composent le réservoir, depuis l'échelle pluri-kilométrique des structures tectoniques majeures jusqu'à l'échelle infra-millimétrique de la microporosité secondaire des zones fracturées et altérées. L'étude de ces analogues met en évidence la nécessité pour ces réservoirs d'être affectés par plusieurs familles directionnelles de failles et fractures, fortement connectées. Les zones de failles majeures compartimentent le réservoir en délimitant un ensemble de blocs structuraux. Leurs intersections représentent des zones de drainage entre et au sein même de ces blocs structuraux. Les zones favorables de stockage correspondent aux zones endommagées des zones de failles, ainsi qu'aux niveaux altérés au toit du socle, développés par altération supergène lors de phases d'exhumation anté-rift. Les caractéristiques des réservoirs de socle résultent finalement de la longue évolution géodynamique de ce type de formations jusqu'à la phase de rifting et d'enfouissement du réservoir.

Mots-clés : Réservoir de socle, zone de failles, altération supergène, pétrophysique, Ouganda, Maroc

Basement reservoirs in extensive setting : Genesis, geometries and fluid circulations. Examples of the intracontinental Albert Lake rift (Uganda) and the Ifni proximal margin (Morocco)

This work aims to characterize with a multi-scale and multi-method approach the effects of both brittle deformation and weathering processes on the structural and petrophysical properties of two surface analogue case studies developed in extensive setting. This approach allows us to build a conceptual hydrocarbon basement reservoir model for both studied systems. These geological models enhance the understanding of those non-conventional petroleum systems from the maturation zone to storage in the basement. Moreover, this study can also provide information for exploration guides for those hydrocarbon reservoirs.

This study points out the multi-scale distribution of all the features constituting the reservoir, over ten orders of magnitude from the pluri-kilometric scale of the major tectonics structures to the infra-millimetric scale of the secondary micro-porosity of fractured and weathered basements units. Major fault zones allow the "compartmentalization" of the reservoir by dividing it into several structural blocks. The analysis of these fault zones highlights the necessity for the basement reservoirs to be characterized by a highly connected fault and fracture system, where structure intersections represent the main fluid drainage areas between and within the reservoir's structural blocks. The suitable fluid storage areas in these reservoirs correspond to the damage zone of the fault structures developed during the tectonic evolution of the basement and the weathered units of the basement roof developed during pre-rift exhumation phases. This study highlights therefore that basement reservoir properties are the result of the long geodynamic evolution of these rocks.

Keywords : Basement reservoir, fault zone, weathering, petrophysics, Uganda, Morocco