

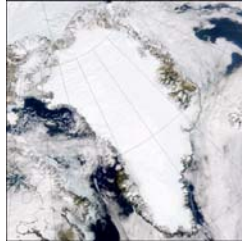
Sommaire

Résumé.....	2
1- La marge sud-est du Groenland : un exemple de marge passive volcanique, présentation et zone d'études.....	2
2- Objets et méthodes.....	3
3- Cadre géologique d'ensemble de la marge Est groenlandaise.....	4
4- Structure de l'essaim de dykes de la côte Est groenlandaise.....	6
5- Aperçu historique du magmatisme et de la géodynamique.....	8
6- Etude et description du caractère pétrologique.....	9
7- Le critère géochimique, évolution chimique au cours du basculement de la marge.....	12
7.1- Etude sur les éléments majeurs.....	12
7.2- Etude sur les éléments traces.....	13
- <i>Lignée tholéiitique</i>	13
- <i>Lignée alcaline</i>	14
7.3- Etude de la variabilité chimique sur roches datées.....	15
7.4- Comparaison de l'évolution du volcanisme de la marge Est groenlandaise avec la marge nord-ouest écossaise.....	17
7.5- Discussion sur l'évolution du magmatisme anté et post flexure.....	18
8- Conclusion.....	18
9- Références bibliographiques.....	19

Liste des planches, figures et graphiques

Fig.1 : Vue synthétique de la géologie du Groenland avec l'âge des différents secteurs.....	4
Fig.2 : Répartition sur le globe des principales marges volcaniques connues.....	5
Fig.3 : Carte géologique simplifiée de la marge Est du Groenland à la latitude du détroit du Danemark.....	5
Fig.4 : Composition de cartes structurales synthétiques de la marge volcanique Est du Groenland.....	6
Fig.5 : Section structurale de la marge Est groenlandaise au niveau de la latitude de Cap Hammer (68°08'N) à l'Eocène.....	7
Fig.6 : Les différentes catégories géométriques des dykes étudiés.....	8
Fig.7 : Diagramme triplot sur quelques éléments majeurs.....	11
Fig.8 : $TiO_2 = f(Y/Nb)$	20
Fig.9 : $Ti/Y = f(NB/Y)$	20
Fig.10 : Comportement des éléments majeurs en fonction du rapport FeO/MgO	20-21
Fig.11 : Traîne évolutif contraint sur trois éléments majeurs (en poids d'oxyde) de la population d'échantillons de dykes et coulées étudiés.....	21
Fig.12 : Comportement des éléments majeurs en fonction de la silice.....	21-22
Fig.13 : Profil chimique en terres rares des basaltes de plateau (trapps, CFB) et de ride médio océanique.....	13
Fig.14 : $NB/Y = f(Zr/(P_2O_5 \times 10000))$	22
Fig.15 : Spectre multiéléments des dykes échantillonnés avec les profils chimiques des basaltes de type N-MORB et OIB pour comparaison.....	23
Fig.16 : Spectre multiéléments élargis aux lanthanides.....	23
Fig.17 : Profils chimiques de basaltes de type N-MORB et OIB en comparaison à Fig.16.....	23
Fig.18 : Rapport Sm/Yb normalisé à la chondrite versus Sm	24
Fig.19 : $Y/NB = f(Zr/Nb)$	24
Fig.20 : $Th/Y = f(La/Yb)$	24
Fig.21 : $Ce/Y = f(Sm/Yb)$	24
Fig.22 : $Fe_{8,0} = f(Na_{8,0})$	24
Fig.23 : $Na_{8,0} = f(Sm/Yb)$ normalisé à la chondrite.....	24
Fig.24 : Contrôle de la profondeur sur la rapport Ce/Y	15
Fig.25 : $Sr = f(Th)$	17
Fig.26 : $TiO_2 = f(Th)$	17
Fig.27 : $U = f(Th)$	17
Fig.28 : $Ni = f(Cr)$	17
Fig.29 : Carte géologique synthétique de la marge nord-ouest écossaise.....	21
Ph.1 : GR 3, augite ramifiées incurvées.....	22
Planche n°1 : Clichés mosaïqués de lames minces en lumière polarisée analysée des échantillons étudiés de dykes et coulées de la marge Est du Groenland entre les latitudes de 66° à 69° Nord.....	25
Planche n°2 : Série de clichés de lames minces en lumière polarisée analysée (25x) correspondant aux deux principales générations de mise en place des dykes (pré flexure et post-flexure).....	26

Evolution géochimique et pétrologique des dykes côtiers en fonction de la flexure de la marge Est groenlandaise au cours du Paléocène-Eocène



Université Claude Bernard Lyon 1
Année 2003/2004

CNRS-UMR 5570 ENSL et UCBL, Laboratoire des Sciences de la Terre

Résumé:

Des analyses géochimiques effectuées sur des roches intrusives provenant des essaims de dykes de la marge Est du Groenland permettent de reconstituer l'évolution du volcanisme majeur et géodynamique qui lui est associé durant le Paléogène. L'emploi de multiples critères associés entre eux tels que la géométrie, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ou encore la pétrologie et la géochimie des dykes et coulées, ont souligné une variation chimique pendant et postérieurement l'épisode de flexure de la marge dans le sens tholéiitique-alcalin-tholéiitique.

1) La marge Sud Est du Groenland: Un exemple de marge passive volcanique. Présentation et zone d'études.

La marge passive du Groenland appartient à la province volcanique d'âge Cénozoïque de l'Atlantique Nord, formée à la suite d'un rifting actif qui a abouti à l'initiation de l'ouverture du domaine océanique de l'Atlantique Nord. Ce volcanisme intense relate la dernière phase événementielle de l'ouverture de l'océan Atlantique dans son ensemble. Cette fragmentation crustale de type continental et le volcanisme qui l'a accompagné sont reliés à l'ascension d'un panache mantellique actuellement localisé sous l'Islande.

Outre le Groenland, cette province volcanique comprend l'Ecosse, le Nord de l'Irlande, le plateau sous-marin de Rockall, les îles Féroé, la marge norvégienne (plateau de Voring) et l'Islande.

On distingue deux grandes périodes volcaniques. La première a débuté vers 62 Ma, elle a affecté tout d'abord l'Ouest groenlandais (panache Thuléen au Paléocène : Geoffroy et al 2001) puis l'Est.

Cette migration est la conséquence du déplacement, autrement dit, du shift vers l'Ouest de la plaque continentale disposée de manière sus-jacente au panache.

Cette large aire de répartition du volcanisme est la conséquence de l'influence thermique de la tête de panache qui s'aplatit lorsqu'elle parvient à la base de la lithosphère (les traces de ce volcanisme sont actuellement fragmentées et dispersées par l'extension tectonique).

La première phase d'activité volcanique est antérieure au début de l'ouverture océanique (57,5 Ma) et correspond à la séquence de mise en place des Trapps du Groenland Est.

En revanche, la deuxième phase commence avec l'ouverture océanique (spreading) proprement dite et se poursuit en Islande où l'activité volcanique est toujours active à nos jours.

L'étude de la marge Est du Groenland sera concentrée sur la partie la plus méridionale des essaims de dykes côtiers entre 66 et 69° de latitude N, à partir de la géométrie, la pétrologie et la géochimie de ces derniers, recueillis lors des campagnes de 1998, 1999 et 2000.

2) Objets et méthodes

- Choix de l'échantillon :

Les roches effusives ont l'avantage de constituer d'excellents échantillons des liquides magmatiques en cours d'évolution. On dispose soit de la phase vitreuse et/ou soit la mésostase (mélange de verre et de microcristaux) associée à quelques phénocristaux si on veille à choisir des roches à texture aphyrique (approche au mieux la composition d'un liquide). L'aspect porphyrique indique une cristallinité plus importante, il y a donc un risque de modification de la composition de la roche par rapport au liquide.

- Les données quantitatives (chimiques) des échantillons (après avoir été broyés et réduit à l'état de farine) sont toutes issues d'une analyse par fluorescence X.
- Toutes les données chimiques au niveau des éléments majeurs sont sommées à cent en base anhydre (élimination de l'influence de l'eau dans le bilan de masse).
- Méthode de distinction des différents groupes de dykes le long de la marge :

Distinguer les différentes évolutions magmatiques par la teneur en élément alcalin en fonction du poids d'oxyde en silice est à employé dans le cas de roches fraîches (autrement dit non altérées). Ce critère de distinction n'est pas fiable dans toutes les situations. L'altération causerait une variation, un enrichissement en éléments alcalins dans le matériel rocheux, lié à la mobilisation des ces derniers par les fluides. Ce phénomène aura donc un effet sur les concentrations chimiques. Cela à pour effet de discréditer les données que l'on va interpréter (risque d'erreur sur l'appréciation). Il faut rester assez prudent sur les critères de distinction que l'on utilise et essayer de les contraindre sur d'autres données tels que les rapports d'éléments traces qui restent insensibles aux effets de l'altération. Ce sont des éléments réputés immobiles lors des processus d'altération, ils jouent par conséquent un rôle discriminant.

La texture, la pétrologie, ou nécessairement la géométrie des intrusions peuvent être employé comme autres critères pour dégager les lignés magmatiques et leur chronologie locale.

Suivant le niveau d'observation, on ne va pas forcément établir des hypothèses cohérentes, on n'aura pas des situations qui fonctionnera à tous les coups.

La meilleur façon de visionner les données numériques (quantitatifs) et d'observation (qualitatifs), seraient de les associés, de les contraindre ou de les comparés avec le plus grand nombre disponible de critères pour établir puis bâtir des corrélations et des liens. Mais encore, même à cette échelle d'analyse étendue, les logiques que l'on peut dégager en fonction des différents paramètres ne vont pas être des arguments 100 % fiables, mais le reflet d'une tendance générale qui se dessine au sein des systèmes (pétrologique, géochimique et structurale) contrastés qui se manifestent.

A partir de critères objectifs que l'on observe, tel que l'inclinaison de dykes (géométrie) ou leur position sur la marge, c'est d'essayer de voir, après individualisation

de groupes d'échantillons rangés suivant ces caractéristiques, si ce cale des variations géochimiques au niveau des éléments majeurs et au niveau des rapports d'éléments traces. Ceci pour faire ressortir le sens d'un passage tholéiitique à l'alcalin (ou inversement) entre les différentes communautés d'échantillons.

A terme, il sera possible de discerner les générations de systèmes intrusifs via la mise en évidence d'une évolution chimique (en fonction du basculement tel que le « tilting », ainsi que d'autres critères).

Le thème essentiel qui en ressortira, sera de distinguer des différences, des évolutions pétro-géochimique du volcanisme au cours de la flexure de la marge.

3) Cadre géologique d'ensemble de la marge Est groenlandaise

Sur une large échelle, le cadre géologique du Groenland se synthétise à un craton Précambrien granitique et gneissique (plus ou moins affecté par l'orogénèse calédonienne dans sa partie nord-est) segmenté, ceinturé par des dépôts péricratoniques d'âge Mésozoïque et Cénozoïque et intrudé par des ensembles magmatiques Paléogène en prémices d'une ouverture océanique responsable de la formation de la marge passive Ouest et Est groenlandaise (fig.1).

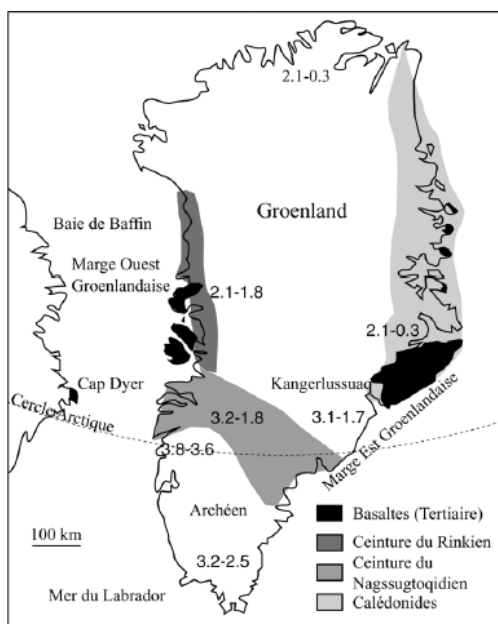


Fig.1 : Vue synthétique de la géologie du Groenland avec l'indication de l'âge des terrains en 10^9 ans dans différents secteurs et localisation des deux marges volcaniques du bloc groenlandais (Escher et Pulvertaft 1995).

Comme ce qui a été introduit plus en amont, la mise en place des provinces volcaniques géantes, est la résultante de l'ascension et de la collision d'une tête de panache mantellique en base de lithosphère continentale, induisant des phases de fragilisation et de rifting actif (dynamique rapide) accompagné d'un volcanisme majeur alimenté par des complexes intrusifs et par des réseaux de dykes. Cette activité géodynamique a entraîné des épisodes d'extension continentale conduisant à la rupture crustale et à l'initiation d'un domaine océanique.

La marge Est groenlandaise est de type volcanique et s'étend à terre, d'Ammassalik ($65^{\circ}30'N$) jusqu'à l'île de Shannon ($75^{\circ}30'N$) tout le long du détroit du Danemark (fig.2). Elle est parcouru par de multiples essaims de dykes côtiers grossièrement parallèle à la côte et présentant un pendage variable (39 à 90°) en direction des terres (c'est-à-dire une vergence offshore).

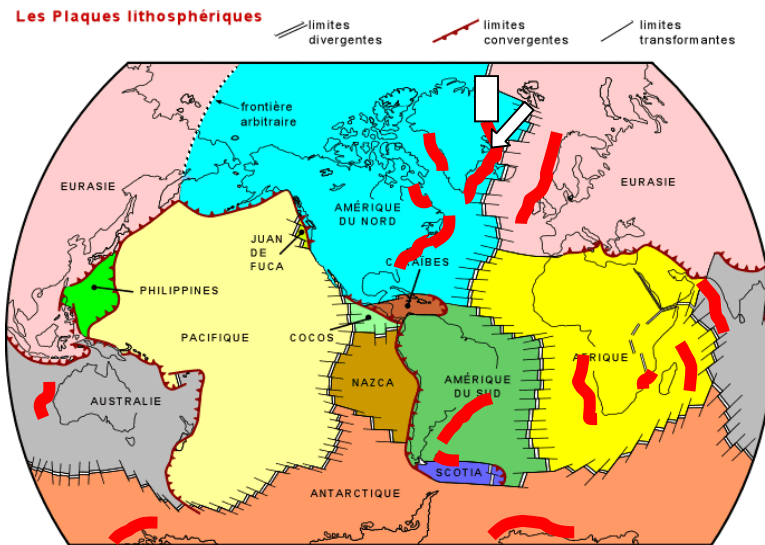


Fig.2 : Répartition sur le globe des principales marges volcanique connues.
(1) : situation de la marge Est du Groenland.

L'observation de la géométrie générale des lignes côtières et de l'azimut moyen des réseaux de dykes, laisse ressortir une certaine convergence vers le site de Kangerdlussuaq. Nous pouvons ainsi voir se dessiner une infrastructure à trois branches (disposé à 120° entre elles : structure de moindre énergie), dont deux d'entre elles (parallèles à la marge) sont ponctuellement composées de massifs intrusifs lités, stratifiés (structuralement associés aux essaims de dykes : Myers 1980) que l'on peut considérer comme autant de chambres magmatiques fossiles ayant alimentées le système de trapp sus-jacent (fig.3).

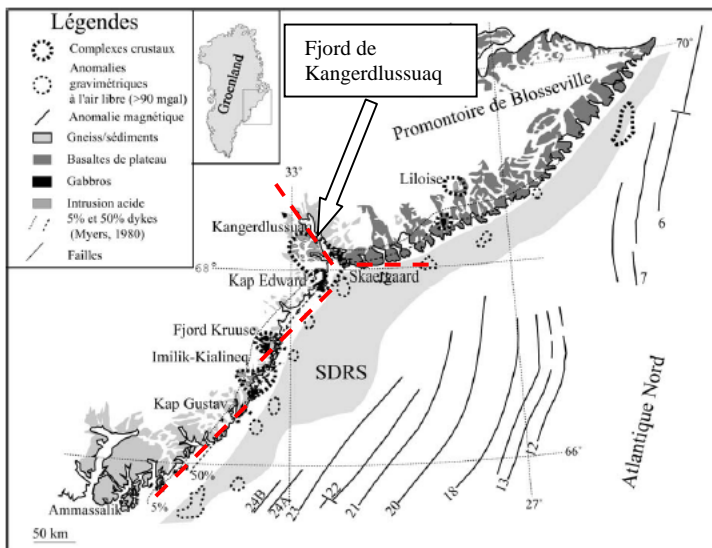


Fig.3 : Carte géologique simplifiée de la marge Est du Groenland (Escher et Pulvertaft 1995) à la latitude du détroit du Danemark.

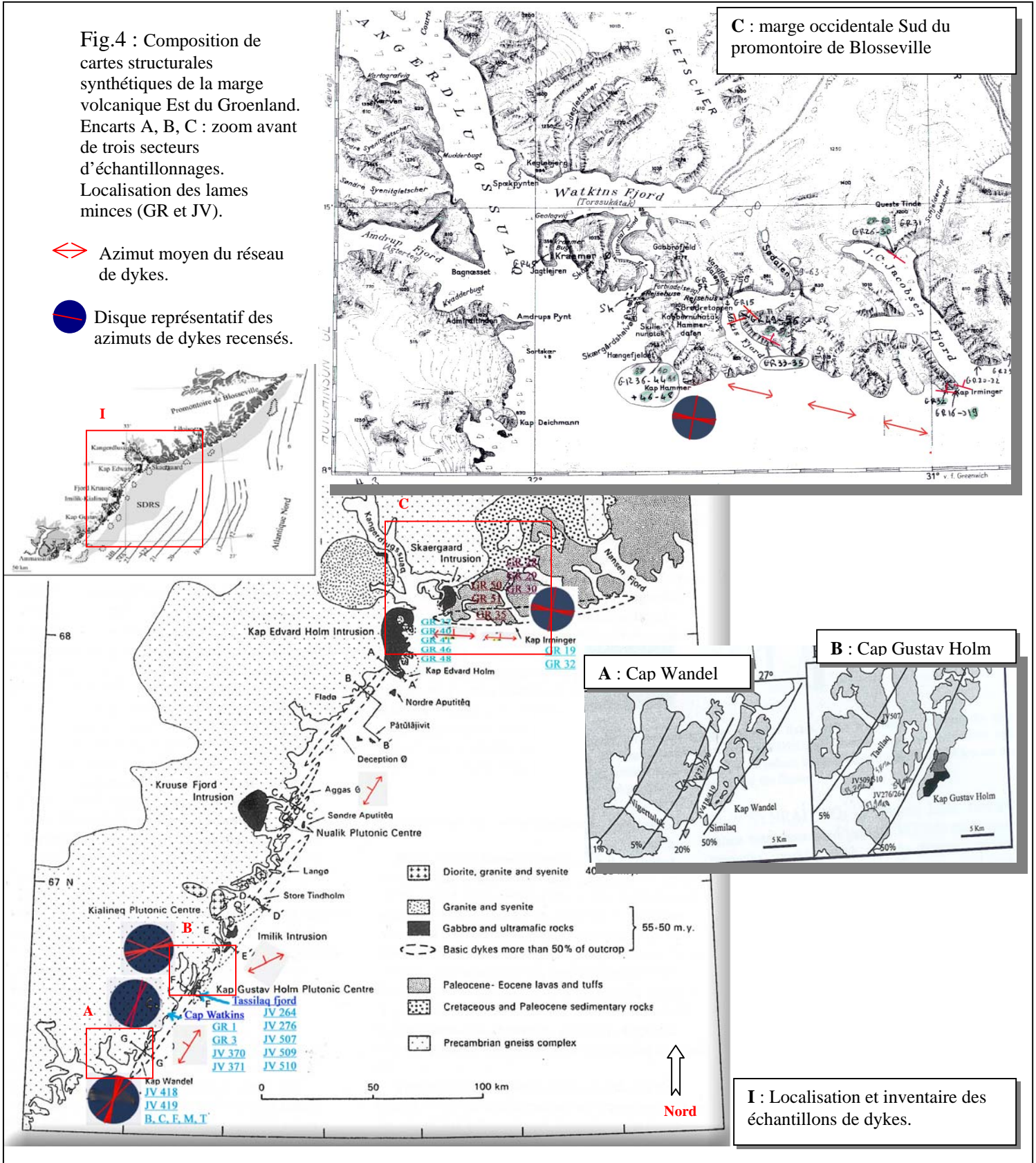
-- Azimut moyen des réseaux de dykes.

SDRS : réflecteurs sismiques de séquences volcaniques sous marines, sous la couverture post-rift de la marge volcanique.

Ces réseaux de dykes vont avoir une tendance à découler d'une géométrie de jonction triple (soit disant point d'impact probable du panache mantellique) du type rift-rift-rift (rift en étoile) dont le fjord de Kangerlussuaq, étant une sorte de bassin aulacogène, en serait un bras avorté (Brooks et Nielsen 1982, Karson et Brooks 1999).

4) Structure de l'essaim de dykes de la côte Est groenlandaise

Les dykes côtiers présentent de multiples orientations dont la moyenne statistique indique un assez bon parallélisme de ces derniers par rapport à la marge (ligne de côte) (fig.4).



La virgation au niveau de la zone de Kangerlussuaq sépare deux domaines d'azimut préférentiel des dykes (=> marge séparée en deux unités cartographique et structurale).

L'orientation générale des principaux essaims de dykes au Sud de Kangerdlussuaq est globalement SW-NE et NEN-SSE pour la côte occidentale de Blosseville située plus au Nord. Globalement, les dykes sont inclinés vers le nord-ouest ou plein Nord suivant leur situation géographique, sauf si localement il y a un dyke qui aurait empreinté une fissure.

Sur le critère de l'inclinaison, nous distinguons deux groupes de dykes : l'un présentant des inclinaisons multiples et l'autre présentant un caractère sub-vertical.

Cet aspect d'inclinaison est en relation avec une phase de flexure lithosphérique (fig.5), donc à une logique chronologique.

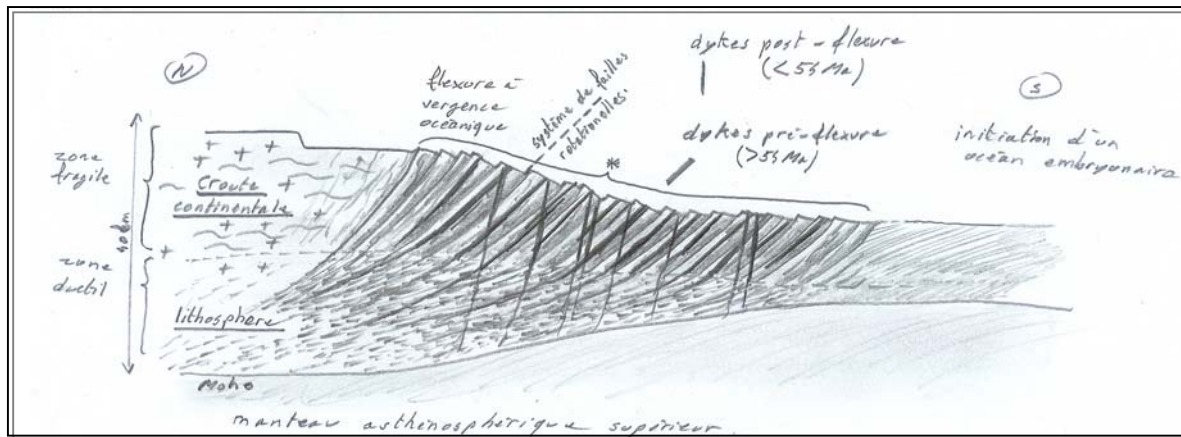


Fig.5 : Section structurale de la marge Est groenlandaise au niveau de la latitude de Cap Hammer (68°08'N) à l'Eocène illustrant la flexure qui est issu d'un étirage dynamique de la lithosphère.

* : zone cisailante, failles normales conjuguées à pendage en direction du continent, basculement incrémental.

A l'origine, les ensembles intrusifs se sont mis en place de manière verticale (alimentation verticale), puis progressivement le système s'est incliné au cours de la séquence de flexure (fig.6A). Les dykes inclinés correspondraient à l'épisode pré-flexure (> à 54 Ma). Ceux présentant une géométrie sub-v verticale n'auraient pas été affectés par la flexure (injection verticale conservée) et seraient donc d'épisode post-flexure (< à 54 Ma).

Dans certains cas, il n'est pas exclu qu'une certaine proportion de dykes ont pu se mettre en place dans des fractures pré existantes (fig.6B) qui sont obliques, ce qui pourrait fausser le jugement. De même que localement, il peut arriver qu'un dyke se soit mis en place pas parfaitement oblique à la marge (fig.6C). Le critère d'inclinaison ne marche pas à 100 % (fiabilité limitée).

Globalement, l'idée que l'on peut ressortir de cette observation qualitative de terrain, serait que les dykes se mettent en place verticalement, puis au fur et à mesure que la marge bascule, les dykes s'inclinent (=> « tilting ») quitte à être recoupés ensuite par une autre génération de dykes non déformés. Ceci est le critère chronologique qui est reconnu. Ce dernier peut être couplé avec le paléomagnétisme ou avec la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour limité le risque d'erreur, surtout dans le cas où l'on n'observe pas de recoupement direct d'un dyke par un autre.

On a explicité précédemment une soit disante évolution chimique au cours de l'épisode flexurale. Cette dualité chimique traduisant des séries magmatiques se rencontre au niveau des différentes familles de dykes. Dans la logique chronologique et géométrique (si cette dernière est respectée, ce qui n'est pas toujours le cas le long de la marge), les dykes de disposition inclinés (pré-flexure) sont d'affinités tholéiitique et sont recoupés pour certains par une seconde génération de dykes verticaux d'affinité alcaline (post-flexure : non déformés).

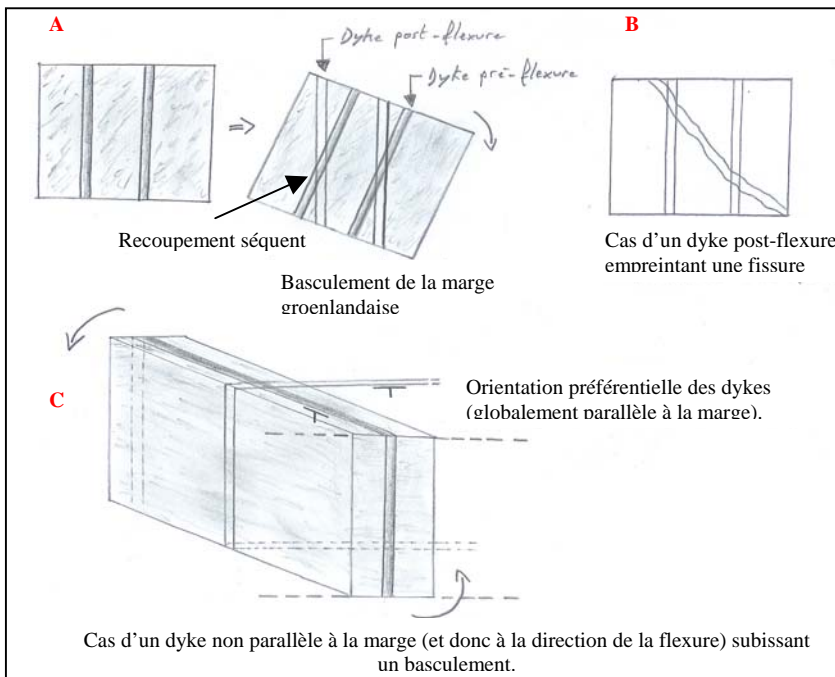


Fig.6 : Les différentes catégories géométriques des dykes étudiés.

A partir de quelques données d'épaisseur de dykes relevés dans notre population, les dykes de génération post-flexure présentent généralement une taille plus importante par rapport à la famille pré-flexure. Ceci peut être un critère de génération mais qui est à prendre avec précaution.

Ces filons intrudés sont autant de volume de matière injectée et insérée dans la lithosphère causant une déformation extensive de celle-ci, c'est-à-dire une dilatation magmatique qui aura pour conséquence une fragilisation et une fracturation crustale.

L'origine de la flexure segmentant l'évolution géochimique et structurale des intrusions serait associée à l'étirage dynamique de la lithosphère.

Le critère géométrique est une méthode pour distinguer les différences chronologiques entre dykes mais il faut rester vigilant et ne pas se conforter à une hypothèse dogmatique. Il faudrait corrélérer cette observation avec l'outil géochimique et de datation pour limiter les risques d'erreurs.

5) Aperçu historique du magmatisme et de la géodynamique

L'ensemble des échantillons de dykes prélevés le long de la marge, couvre un large spectre de compositions, tant en éléments majeurs qu'en éléments traces permettant de caractériser différentes familles de dykes se corrélant à une chronologie et à un contexte volcanique.

En terme de composition, ces laves doléritiques sont globalement déficitaires en SiO_2 , ils appartiennent tous au terme basique.

D'un point de vue historique, les laves les plus abondantes sont émises lors de l'éruption des trapps (basaltes tholéiitiques à transitionnels) qui s'épanchent durant une brève période, de l'ordre de 3 Ma : Trapps à 57 Ma -> ouverture à 53 Ma (X.Lenoir et al 2003), que l'on interprète souvent comme l'indice des prémices de la déchirure continentale (stade pré-rift).

Ces trapps et les complexes intrusifs qui les ont alimenté, sont structurellement associés aux essaims de dykes côtiers (Myers 1980) et ont probablement comme origine une source commune issue d'un panache asthénosphérique.

La remonté (plus rapide que la convection) de terrains mantelliques chauds issus du panache, subissant une décompression adiabatique (fusion partielle élevée => forte productivité magmatique) et venant heurter la lithosphère (qui est une discontinuité mécanique majeure), initie une fracturation, une fragmentation de cette dernière. Cette succession de phénomènes a pour conséquence l'initiation d'un rifting en étoile et l'installation de complexes hypovolcaniques et dykes associés, responsables de l'épanchement des trapps.

Au fur et à mesure que le rifting (couplé à la flexure) progresse, la nature en terme chimique et donc minéralogique évolue.

6) Etude et description du caractère pétrologique (planche n°1 et 2)

La grande caractéristique pétrologique des roches de composition basaltique du système intrusif (essaims de dykes côtiers ainsi que les coulées) est l'aspect microcristallin et le caractère contrasté de ce dernier tant sur le plan minéralogique et structural à l'échelle microscopique. En effet, les structures microcristallines sont symptomatiques des roches à cristallisation rapide, reflétant donc une mise en place rapide.

Certaines d'entre elles sont holocristallines, tandis que d'autres contiennent une certaine proportion de verre. Les minéraux y sont pour les uns automorphes, les autres xénomorphes (avec tous les intermédiaires). Leur habitus est tantôt granulaire, tantôt allongé.

Parmi les structures microcristallines, il se distingue au sein de notre population d'échantillons de roche filonienne, la structure microlithique (planche n°1 : JV 419-370-276, GR 1-32-29-28). Elle est caractérisée par l'extrême abondance des petits cristaux de feldspaths sub-automorphes à automorphes sous forme de lattes (microlites) ou de prismes (parfois millimétriques). Ces microlites sont développés sous forme de tablettes ayant (010) pour face principale et allongées suivant l'arrête (001-010). Le pyroxène augitique est la seconde phase minérale dominante et omniprésente dans la paragenèse.

Le type microlitique aphanitique et porphyrique se distinguent à l'observation microscopique des lames minces :

- Dans le premier cas, la roche contient uniquement un fond microlitique. Les lattes de plagioclase flottent au sein d'une mésostase (matière interstitielle) pouvant être vitreuse ou cryptocristalline. Les microlites sont disposés de façon quelconque permettant ainsi de ménager entre eux de fins espaces polygonaux occupés par la mésostase (=> structure microlitique non orientée).
- Dans le deuxième cas, on remarque l'enrobage des phénocristaux (plagioclase ou clinopyroxène parfois réunis en agrégats formant des îlots), dans une pâte microlitique. Une telle configuration fait ressortir une structure microlitique porphyrique, voir même granulo-porphyrique (GR 32 et JV 419-370). Toutefois la structure microlitique porphyrique laisse ressortir une certaine particularité (JV 419) : parmi les grands phénocristaux de plagioclase dispersés dans une pâte faite de fines baguettes du même minéral et de grains de clinopyroxène (CPX) baignant eux mêmes dans une matière vitreuse, on peut remarquer de légers remous dessinés par les microlites en périphérie des phénocristaux. Ceci laisse suggérer que les phénocristaux ont subi un déplacement relatif (peut-être lors d'une chute ou ascension) dans la lave encore fluide.

Cette discontinuité de gamme dimensionnelle (la taille : JV 419, F, GR 3 : ph.1) des cristaux, dérive d'une causalité thermique : A haute température, le milieu doit être fluide, on a alors un faible développement de germes cristallins, d'où le développement limité de cristaux

(peu nombreux) au profit de ceux de grandes dimensions. A plus basse température, au contraire, l'environnement physique sera visqueux favorisant l'abondance des germes.

Une autre variété de structure microcristalline peut s'observer au niveau de ces roches volcaniques échantillonnées, telle que la structure doléritique (planche n°1 : JV 264-371-418-507-509-510, GR 1-19-30-37-40-41-48-35-50-51). Celle-ci est aussi réalisée dans des roches de composition basaltique mais présente un degré de cristallinité plus élevé.

La structure intersertale et poecilitique sont partie intégrante de la structure doléritique :

- Dans la structure intersertale, les grandes lattes feldspathiques appuyées les unes contre les autres aménagent et délimitent des interstices polygonaux occupés par des individus cristallins d'augite (type intersertale cristalline) ou par un matériel vitreux ou partiellement cristallisé (intersertale *sensu stricto*).
- La structure poecilitique (GR 19) quant à elle présente de larges plages d'augite englobant plusieurs baguettes feldspathiques automorphes (texture ophitique).

Notons aussi que, au sein des dolérites et des basaltes doléritiques, l'absence d'olivine au sein de la paragenèse et la variabilité des proportions de plagioclase (JV 419, JV 264) et de pyroxène (JV 276, GR 3, lame F => cas d'ankaramite : basalte riche en pyroxène développé).

Parmi notre population d'échantillons (GR et JV), on ne reconnaît que deux cas de basaltes à olivine (picrite => basalte magnésien : GR 28-29) dont ces derniers sont composés de nombreux phénocristaux et cristaux agglomérés (ou non) sub à automorphe d'olivine emballés dans un fond finement microlithique (labrador ou bytownite) associé à des granules d'augite (composant étant en faible quantité). Les olivines (traversés par des craquelures caractéristiques) en phénocristaux sont assez imposants pour être visible aisément à l'œil nu. Ces basaltes picritiques sont constitutifs de coulées.

Les opaques (magnétite, sulfure, ...) sous forme de cristaux squelettiques ou dendritiques, présentent un volume, une proportion non négligeable pouvant atteindre 5% dans certains échantillons (GR 35-40).

Des phases rares de minéraux hydratés telles que les micas (biotite : JV 264, lame M) et les amphiboles (hornblende brune : JV 276, GR 48 et 35) sont reconnaissables. Une certaine pression partielle en eau a du favoriser la cristallisation des minéraux hydratés.

Mis à part les basaltes de coulées (GR 28-29), tous les échantillons proviennent de roches intrusives composant les essaims de dykes côtiers. Ces roches intrusives compactes, aphanitiques, appartiennent à la catégorie des roches de semi profondeur dont la genèse s'est opérée dans des gîtes hypovolcaniques. Tous les ensembles de dykes s'imposent dans un sous sol Précambrien de gneiss amphibolitique.

Nous avons déjà vu qu'il existe plusieurs générations de dykes (pré et post flexure). En effet, il se dessine au niveau pétrologique des tendances texturales et minéralogiques, en fonction des différentes générations de dykes (planche n°2).

La première séquence de mise en place des dykes montre une texture sub-doléritique à doléritique à grains fins et une gamme dimensionnelle et minéralogique homogène (CPX et plagioclase). La deuxième génération de dykes est généralement porphyrique et doléritique. Celle-ci est constituée de phénocristaux de plagioclase (de 500 à 2000 µm) pouvant représenter jusqu'à 20 % du volume (à l'échelle d'une lame mince). Elle représente une certaine hétérogénéité sur le plan minéralogique et texturale (composite). Cela est marqué par l'apparition de l'amphibole (lame T), de l'ankaramite (lame F, JV 276) et l'existence de structure doléritique, microlithique, gloméroporphyrique. L'amphibole semble être un critère minéralogique assez fiable, mais cela ne veut pas dire que tous les dykes qui correspondent à cette génération « 2 »

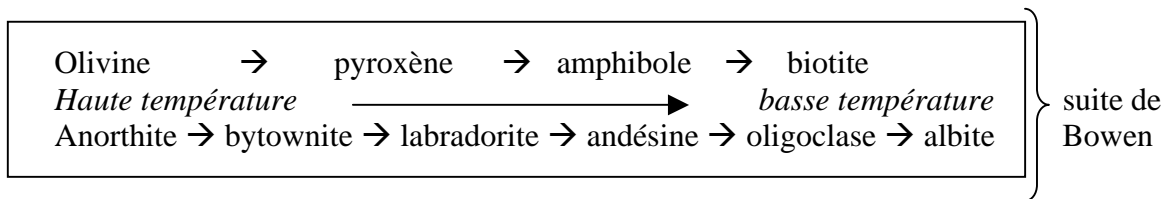
contiennent de l'amphibole. Si il y a de l'amphibole, cela risque de traduire une chimie différente.

Grosso modo, la paragenèse générale des échantillons est composé de plagioclase basique ubiquiste (pôle calcique : fig.7A), d'augite calcique (fig.7B), d'oxyde de fer (opaque : magnétite, ...), d'olivine (dans le cas de picrite), et de rares phases hydratés (biotite, amphibole).

L'altération affecte tous les dykes à des degrés divers (degré de séricitisation plus ou moins importante, olivine généralement remplacée sous forme de minéraux phylliteux tel que la smectite). La chlorite ou la smectite est une phase secondaire commune.

L'étude sur le plan pétrologique est un des critères qui aident à la différenciation des différentes générations de dykes. Elle donne l'indice d'une condition de genèse, de mise en place et une idée de la chimie. En revanche, elle ne permet pas de faire ressortir les différences quantitatives pouvant nous renseigner sur la série magmatique (tholéiitique ou alcalin), de même que la distinction texturale n'est pas flagrante et fiable dans chaque cas. Suivant la partie de prélèvement de l'échantillon (bordure de dykes) ou l'épaisseur du dyke (Lame C : texture aphyrique => dyke peu épais), la texture minéralogique et le degré d'altération peut s'en trouver affecter et cet inconvénient peut biaiser la reconnaissance texturale réelle. Le critère pétrologique est valable dans certaines conditions.

En remarque, l'apparition de telle ou telle phase minérale s'opère selon un ordre de cristallisation (suite réactionnelle) et ceci selon un paramètre physique telle que la température.



L'amphibole et la biotite apparaissent tardivement. Les minéraux situés à la même verticale (schéma ci-dessus), cristallisent à peu près à la même température. Par cette représentation, nous comprenons pour quelle raison les roches qui contiennent de l'olivine, du pyroxène et de l'amphibole, sont composées presque toujours de plagioclase basique.

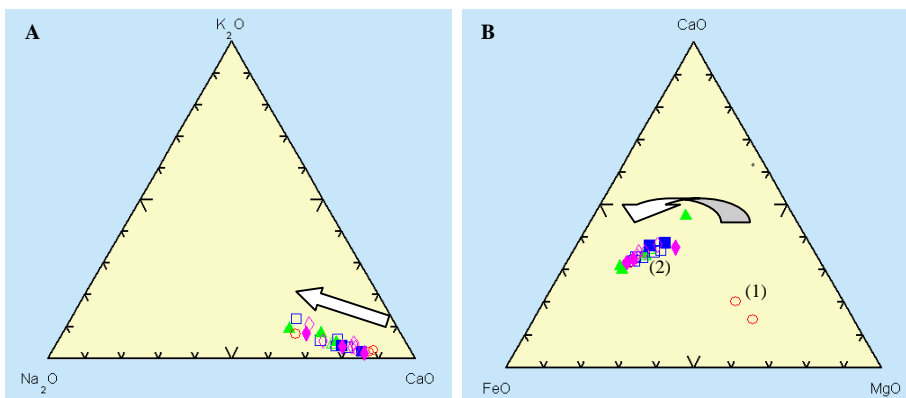


Fig.7 : diagramme triplot sur quelques éléments majeurs. **B** : (1) : augite en équilibre avec les basaltes magnésiens. (2) : augite moins magnésienne, absence d'olivine. Le changement de composition des pyroxènes accommode l'évolution du magma.

7) Le critère géochimique

Evolution chimique au cours du basculement de la marge (fichier Excel : disquette jointe)

Cette géochimie du solide au sein des différents matériaux magmatiques va nous renseigner sur leur condition de genèse (mode de formation et leur génétique) et permettre de retracer l'histoire polyphasée du volcanisme de cette marge Est groenlandaise.

Les propriétés des magmas dépendent de l'état de la zone du manteau affectée par la fusion partielle, mais aussi de l'intensité et des conditions d'évolution des processus magmatiques. La mise en évidence et la distinction des parts respectives des différents facteurs peuvent être obtenues en s'appuyant sur les différences de propriétés chimiques des éléments surtout en ce qui concerne les éléments traces et terres rares. Leur distribution spécifique dans les liquides magmatiques silicatés sera les empreintes de processus et d'évolution magmatique.

Les roches intrusives constituant les essaims de dykes sont tous mélanocrates et leur contenu en silice, comprise entre 44 et 52 %, caractérise un magmatisme essentiellement basique.

Notons aussi une pluralité magmatique de ces produits volcaniques qui accompagnent la déchirure continentale (large éventail de composition).

Au cours de ce chapitre, nous allons essayer de faire ressortir à partir des messages chimiques (éléments majeurs et surtout éléments traces), certains traits de caractère de processus physique responsable de la variabilité des séries de magma dans le temps, c'est-à-dire au cours du basculement de la marge. Le thème sera de prouver une variation chimique entre génération de dykes et montrer si le critère géométrique peut se caler avec ces différentes tendances chimiques dans le temps.

- **7-1) Etude sur les éléments majeurs :**

Ces roches filoniennes minéralogiquement et chimiquement sont pour l'essentiel tholeiitique (fig.8 et fig.9). Il y a dans certaines localités quelques dykes alcalins associés mais ils sont minoritaires.

En terme d'éléments majeurs, ces roches appartiennent au domaine chimique des tholeites continentales (CFB) qui sont assez proche des MORB sauf pour ce qui concerne le potassium qui est beaucoup plus abondant dans ces tholeites que dans les MORB.

- Comportement des éléments majeurs en fonction du rapport FeO/MgO (indice de différenciation : (fig.10)

L'intérêt de ce rapport, est qu'il ne fractionne pas, il ne varie pas avec les hétérogénéités de sources mais avec des processus de fusion.

Sur une tendance générale en considérant l'ensemble de la population d'échantillons de dykes, les éléments majeurs mettent en évidence une plus grande affinité avec la croûte océanique qu'avec les OIB (basalte d'île océanique).

On observe le même type d'évolution. L'aluminium et le magnésium ont tendance à décroître pour un effet inverse pour le fer (fig.10B-D, fig.11, fig.7B).

Dans l'évolution de ces magmas, le plagioclase joue un rôle important (incorpore des éléments qui lui sont compatibles tel que l'aluminium et le calcium).

Globalement, le champ des CFB est décalé vers la droite par rapport à celui des MORB. Ces CFB ont tendance à être plus différenciés que les MORB.

Les dykes montrent des taux de différenciation et d'altération variables relatés par la silice, l'aluminium ou par les ferromagnésiens et par le calcium ou les alcalins (authigène). Ces éléments ne seront pas d'excellent marqueur des processus de fusion et de géodynamique profonde. Néanmoins, la différenciation peut nous relater une certaine idée du temps d'incubation du matériel magmatique (en dehors d'une réalimentation). La silice, présentant une assez bonne corrélation linéaire avec le caractère de différenciation MGv (fig.12A), évolue et fait varier avec elle un bon nombre d'éléments majeurs de manière plus ou moins conjointe (si on ne tient pas compte de l'altération). La différence de composition chimique au niveau des majeurs est en partie liée à la cristallisation fractionnée, autrement dite, de la différenciation.

D'une manière générale, les éléments majeurs ne nous permet pas de discerner de manière certaine, les différentes séries magmatiques (tholeiitique et alcalin). De même que les différents groupes d'échantillons établis en fonction du critère géométrique (pendage) et de localité, n'apporte pas d'information notable pour individualiser des familles de dykes. Il va falloir résonner sur des éléments discriminants et insensibles à des processus exogènes.

• 7-2) Etude sur les éléments traces :

En terme de terres rares, ces dykes sont typiquement enrichis en terres rares légères (forte incompatibilité => éléments hydromagmatophiles) par rapport aux terres rares lourdes. Ils vont montrer des taux d'enrichissement très variables. Certains sont faiblement enrichis contrairement à d'autres.

Pour comparaison, les produits volcaniques des essaims de dykes se distinguent très bien par leur courbe de distribution des lanthanides enrichie en termes incompatibles par rapport à celle des tholéites de dorsale (fig.13).

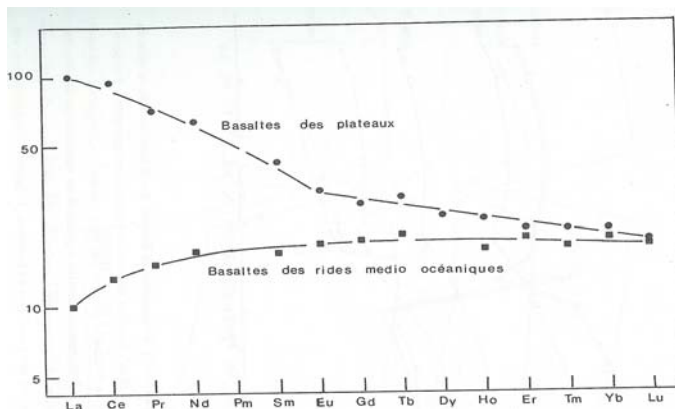


Fig.13 : profil chimique en terres rares des basaltes de plateau (trapps, CFB) et de ride médio océanique.

La distinction entre génération tholeiitique et alcaline permet de faire ressortir le marqueur de profondeur et de degré de fusion, propre à chaque ligné volcanique et ainsi démontrer une variation de ces derniers au cours de la flexure associée à l'amincissement et à l'étirement crustal.

L'utilisation d'une certaine combinaison de rapports en éléments traces discriminants, permet de visualiser deux groupes distincts de dykes tholeiitiques et alcalins (fig.8-9-14).

- **Lignée tholeiitique** (tholéite continentale : CFB) : *pré-flexure* (d'après R.C.O Gill et al 1982) Elle est essentiellement représentée par des termes basiques légèrement excédentaire en silice (environ 48 à 52 %), pauvre en alcalin et en phosphore. Elle se distingue aussi par son caractère appauvris en éléments les plus incompatibles.

D'après les diagrammes contraints avec les teneurs en TiO_2 (fig.8-12G), on peut mettre en évidence un sous groupe pauvre en TiO_2 (LTi : ~1 à 2,5 %) et un sous groupe riche en TiO_2 (HTi : ~2,6 à 4 %).

Les sous groupes sont déterminés en considérant un intervalle de MG_V, ceci pour minimiser le biais de la différenciation qui enrichie en éléments incompatibles (répercussion sur l'interprétation des spectres multiéléments).

- *LTi* : le groupe d'échantillons LTi sont globalement plus siliceux que le groupe HTi à quelques exceptions près (suivant la fig.12G). Il est chimiquement proche des basaltes de dorsales océaniques (N-MORB) mais à la différence qu'il se distingue par un caractère plus différencié (MG_V petit) et par des teneurs en éléments incompatibles plus élevés (Rb, Ba, K). La forme du spectre chimique multiélément est légèrement bombée (rappelle celle des MORB) et se limite à de faible valeur surtout pour les éléments les plus incompatibles (fig.15A). Le matériel magmatique ayant alimenté les dykes du groupe LTi doit tiré sont origine d'un manteau de type MORB mais enrichi en éléments incompatibles par rapport à ce dernier. Il dérive probablement de la fusion de manteau peu profond où une interaction avec la lithosphère continentale s'y ait surimposé.
- *HTi* : les dykes tholeiitiques HTi auraient plutôt des caractères chimiques qui les apparenteraient aux basaltes de type OIB, c'est-à-dire les basaltes se formant en milieu intraplaque océanique, dont leur genèse serait initié par l'action d'un point chaud (lieu d'émergence des panaches mantelliques). Ce groupe est marqué par un net enrichissement en éléments fortement incompatibles et par un profil chimique présentant une très légère pente générale vers la droite depuis les éléments incompatibles (analogie avec les OIB : fig.15B). Les HTi dériveraient de la fusion partielle du manteau profond constitutif des panaches.

Ces différences d'«empreintes» chimiques seraient peut-être liées à des hétérogénéités au niveau du panache ou à un effet d'épaisseur de la lithosphère car notons que les différents dykes LTi et HTi sont répartis spatialement et ne se recourent pas.

La source vraisemblable de ces deux sous groupes serait un panache mantellique.

Remarque sur les basaltes magnésiens (picrite : 15 à 30% de MgO) : *Cas de GR 28 et 29*. La richesse en MgO de ces picrites implique que celles-ci tirent leur origine d'un matériel mantellique anormalement chaud (anomalie thermique par rapport au manteau dit normal) un peu comme les conditions régnant dans une queue de panache. Ces basaltes (très peu différenciés) refléteraient la composition du manteau source, pourtant ils ne montrent pas d'enrichissement en éléments les plus incompatibles et possèdent des caractéristiques chimiques assez comparable à celle des MORB (fig.15A). Un effet d'hétérogénéité de la source (contenant à la fois des composants enrichis et appauvris) ou d'influence de la lithosphère pourrait expliquer ce cas de figure.

- **Lignée alcaline** : *post-flexure* (d'après R.C.O Gill et al., 1982)
Elle représente les dykes non affectés par la déformation. Cette génération intrusive secondaire (post-flexure) est en moyenne légèrement plus faible en fer et en silice (fig.12C). Elle est très enrichie en éléments les plus incompatibles caractérisant un degré de fusion plus faible se corrélant par conséquent à une profondeur de fusion plus importante. En remarque, toutes les roches contenant de l'amphibole appartiennent à la lignée alcaline (fig.8).

Sur une vue d'ensemble, la logique chimique ne se distingue pas vraiment parmi les groupes de dykes reconnus comme inclinés et sub-verticaux. Le critère géométrique en

relation avec la flexure, ne met pas en évidence une variabilité chimique distinct (pas d'individualisation de groupe chimique en fonction ce critère).

Cette probable absence d'accommodation de la chimie des magmas doit résulter d'une flexure qui s'est faite de manière trop rapide. A moins que le critère géométrique ne soit pas un si bon indice chronologique comme on pourrait le supposer.

Nous nous sommes généralisé jusqu'à présent sur l'étude d'éléments majeurs et d'éléments traces comparés avec le critère géométrique qui n'a pas réellement souligné une variabilité chimique caractéristique.

La focalisation sur des éléments sensibles au processus et à la profondeur de fusion tel que les lanthanides, analysés à partir d'échantillons datés (X.Lenoir et al., 2003) de roches intrusives (la datation étant le critère temporel le plus fiable), pourrait fournir une acquisition plus fine de l'évolution temporelle de la géochimie. Cette étude sera limitée à seulement neuf échantillons datés.

• 7-3) Etude de la variabilité chimique sur roches datées :

Le diagramme binaire du rapport Sm/Yb normalisé à la chondrite en fonction du Sm (fig.18), illustre bien les conditions de fusion, de même que le spectre multiélément (fig.16) élargi aux terres rares dont celui-ci est marqué par des différences de pentes des profils chimiques au niveau des terres rares lourdes. Les profils pentus (les seuls d'ailleurs à présenter une anomalie négative en Sr) correspondent au groupe de fort rapport (Sm/Yb)_n caractérisant les fortes profondeurs de formation du liquide magmatique. En effet, l'élément Yb doit être piégé dans le grenat (piège à terres rares lourdes) d'où un contrôle du grenat en profondeur. Une forte profondeur de fusion est synonyme d'un faible taux de fusion partielle vérifiable par un enrichissement en terres rares légères et par le faible rapport en Zr/Nb et Y/Nb (fig.19) ou inversement pour La/Yb (fig.20). Ce groupe d'échantillons représente la ligné alcaline définie plus amont. Notons par ailleurs l'analogie des profils chimiques (fig.16, 17) de la ligné alcaline et tholéiitique par rapport à celui des N-MORB et des OIB tholéiitique et alcalin dont ces deux derniers sont générés à grande profondeur.

Le rapport Ce/Y confirme ces arguments ci-dessus (fig.21). Le Cerium (Ce) est un élément fortement incompatible (faible numéro atomique) de la famille des terres rares légères, l'Yttrium (Y) est un élément qui est concentré dans le grenat. Pour des profondeurs supérieures à 80 km, le degré de fusion partielle est faible (Ce/Y élevé), et le grenat est stable dans le manteau (correspondant à son champ de stabilité). Lors de la fusion partielle, le Ce se concentre préférentiellement dans le liquide (élément hygromagmatophile) tandis que l'Y est piégé par les sites cristallins du grenat. Il en résulte ainsi un rapport Ce/Y élevé. Dans la situation d'un rapport Ce/Y faible, la fusion partielle est plus importante et s'opère à une profondeur moins conséquente. Le spinelle sera la phase minérale qui remplacera le grenat. L'Y n'étant pas piégé dans le spinelle, le rapport Ce/Y du liquide sera donc faible.

Les rapports Sm/Yb, Ce/Y apparaissent fortement dépendant de la profondeur (donc du taux de fusion) : (fig.24)

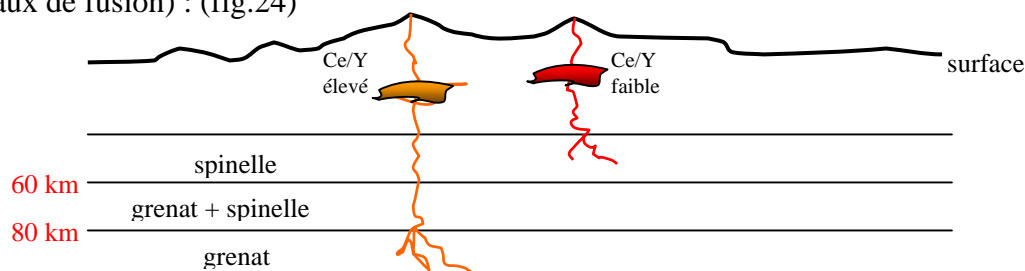


Fig.24

Ces rapports pourraient donc être des traceurs géochimiques de l'épaisseur lithosphérique et de son degré d'amincissement (cependant à utiliser avec précaution suite au possible risque de contamination lithosphérique).

Si on choisi de résonner avec des valeurs corrigées de teneur en oxyde de Na et Fe_t sous la forme d'indice $Na_{8,0}$ et $Fe_{8,0}$ (fig.22 et 23), on retrouve la même individualisation de groupe au sein du nuage de points. Les échantillons à $Na_{8,0}$ élevés et inversement pour le $Fe_{8,0}$, correspondent au groupe des alcalins (rapports Sm/Yb et Ce/Y élevés). Cette correction permet de retrouver la composition primitive du matériel magmatique sans l'influence de la cristallisation fractionnée et donc de la différenciation. Ceci souligne, avec des éléments majeurs, les conditions de genèse des liquides magmatiques formant les dykes et conforte l'information apportée par les rapports en terres rares vu plus haut.

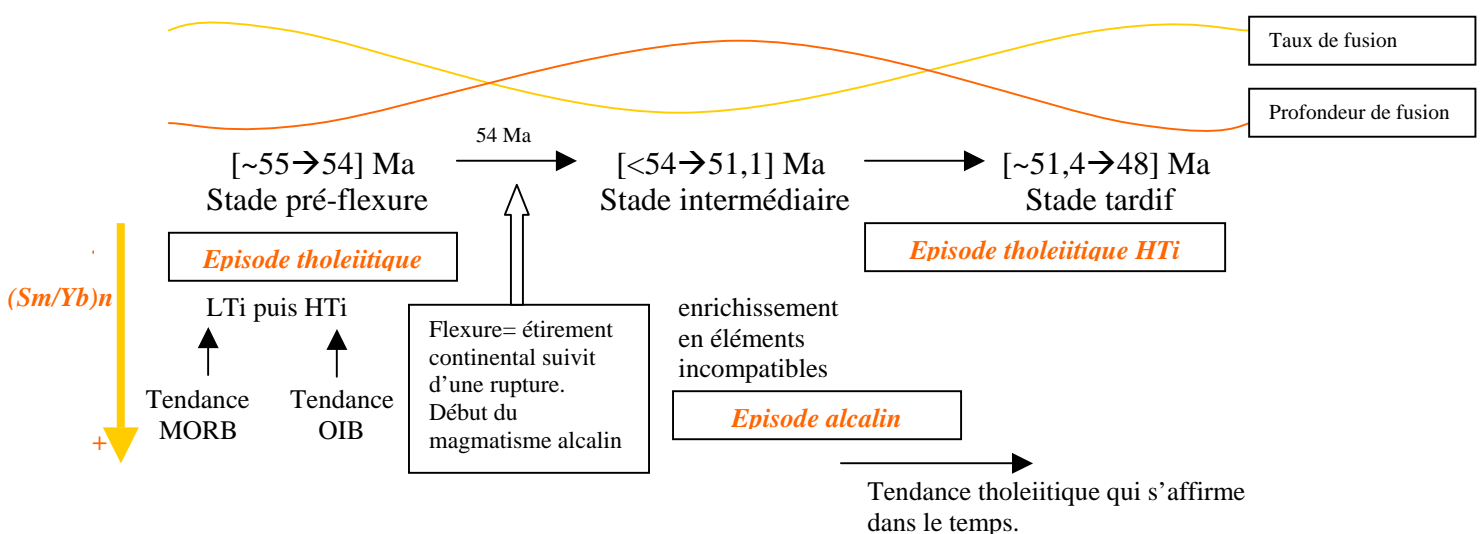
La superposition d'une datation sur les échantillons analysés montre une certaine logique chimique par rapport à un contrôle temporel.

La génération alcaline issu de condition de fusion faible en domaine profond, est caractéristique de la phase post-flexure calée à environ 54 Ma (X.Lenoir et al., 2003). L'ensemble des échantillons indiquant une forte profondeur de fusion, est postérieur à la séquence de basculement de la marge (fig.21).

Le groupe tholeiitique se distinguant par leur fort taux de fusion à faible profondeur, est de génération pré-flexure mais il se rencontre aussi après cet évènement. Une tendance tholeiitique associée avec le volcanisme alcalin devient prépondérante à des âges tardifs (à partir de 51 Ma). Ce ci suggère un passage d'un magmatisme alcalin à un magmatisme à nouveau tholeiitique de type HTi (transitionnel) dont la teneur en éléments incompatibles diminue (fig.16) pour aboutir, mais cela est purement hypothétique, aux basaltes de type MORB qui caractérise le stade océanique.

Ce modèle n'a pas la vocation d'être exhaustive (car non significatif statistiquement parlant : limité à neuf échantillons datés) mais présente une logique cohérente.

Cette chronologie (ci-dessous) très synthétique, résume les différentes évolutions magmatiques dérivées des oscillations de la profondeur et du degré de fusion.



En terme de minéralogie, les dykes alcalins représentatifs de la phase post-flexure montre une chimie reflétant une cristallisation importante des plagioclases (fig.25). Les faibles teneurs en Sr correspondraient à la cristallisation prépondérante des pyroxènes et des minéraux opaques

(oxyde de fer tel que la magnétite) en particulier confirmer par le diagramme binaire TiO₂ versus Th (fig.26).

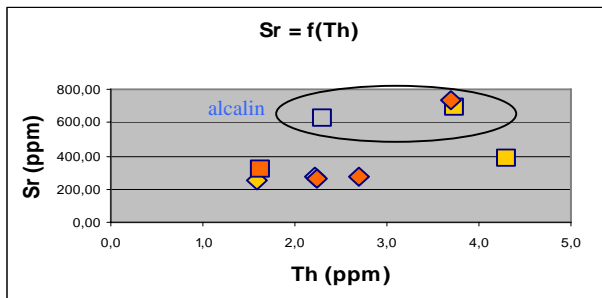
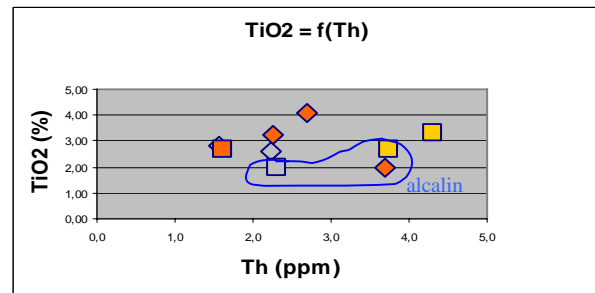


Fig.25 : Sr = f(Th)

Forte teneur en Sr pour le groupe d'échantillons alcalins.

Fig.26 : TiO₂ = f(Th)

Fractionnement d'oxyde ferro-titané.

Par ailleurs, le taux de cristallisation fractionnée matérialisé par le Thorium (Th) et l'Uranium (U) (caractère hygromagmatophile le plus marqué) ne démontre pas une spécificité dans tels ou tels intervalles de temps, mis à part que le groupe alcalin semble plus différencié que les tholéites (fig.27). L'ensemble du nuage de points adopte globalement une dynamique de dispersion réduite autour d'une droite de corrélation passant par l'origine (fig.27, 28) et soutient l'hypothèse d'un cogénéisme des produits magmatiques dont le manteau asthénosphérique en serait la source. Seul les processus de genèse du magmatisme changent dans le temps.

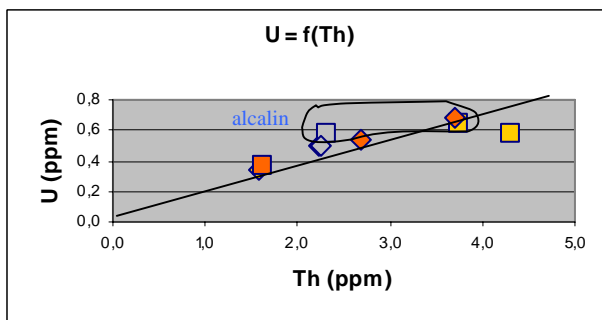


Fig.27 : U = f(Th)

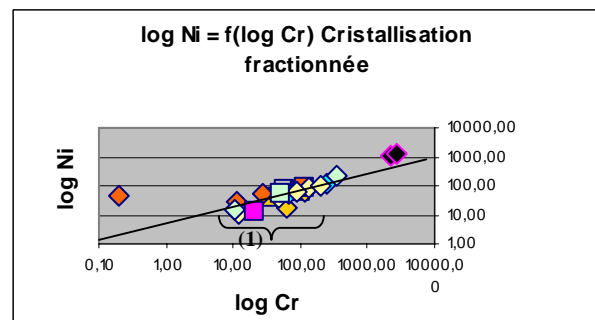


Fig.28 : Ni = f(Cr)

(1): la faible teneur en Ni et Cr, a du mettre un assemblage minéralogique composé d'olivine (Ni compatible) et pyroxène (Cr) stable à 35 km de profondeur (c'est-à-dire du type gabbroïque au sein de la croûte).

Sur l'ensemble de notre population d'échantillons (datés et non datés), les valeurs les plus fréquentes de concentration en Ni sont voisine de 70 ppm (fig.28). Ceci indique que la plupart des liquides ont subi une différenciation avant leur émission en surface (taux moyen de cristallisation estimé vers 30 %).

- **7-4) Comparaison de l'évolution du volcanisme de la marge Est groenlandaise avec la marge nord-ouest écossaise :**

Le domaine écossais appartient lui aussi à la province volcanique Tertiaire qui a abouti à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Ce secteur de l'île britannique suit une histoire géodynamique commune avec la marge Est groenlandaise au niveau du Paléogène. Tout

comme l'Irlande et la Norvège (ces différentes régions étaient jointifs : ensemble Laurasia et Baltica).

La tendance évolutive du magmatisme dans le cas du nord-ouest de l'Ecosse (fig.29) est inverse de celui que nous avons établi au niveau de la marge Est du Groenland.

Le volcanisme Tertiaire précoce en Ecosse est marqué par une période alcaline. La variation chimique va dans le sens d'un passage alcalin à tholeiitique.

Cette observation illustre une dualité dans le cadre des processus magmatiques et de la zone du manteau affectée par la fusion.

- **7-5) Discussion sur l'évolution du magmatisme anté et post flexure.**

Au cours de l'histoire génétique, différents intervenants (comme autant de réservoirs) peuvent participer à la formation des produits magmatiques constitutifs des dykes et coulées. Ces intervenants possible seraient le panache mantellique (lié au flux de chaleur perdu par le noyau, originaire de la couche D'') dont la tête viendrait s'aplatir à la base d'une lithosphère continentale d'épaisseur non uniforme, le manteau lithosphérique et la croûte continentale (où il est probable que les basaltes produits se différencient en son sein dans des chambres magmatiques étagés (Arndt et al., 1993)). Ces deux derniers intervenants (sources secondaires) joueraient le rôle de contaminant.

L'épaisseur de la lithosphère continentale est un élément de contrôle sur le degré de fusion partielle intervenant sur la composition chimique des basaltes.

L'épisode pré-flexural correspond à l'arrivée de la tête de panache en base de la lithosphère europano-groenlandaise dès le Paléocène (premier sursaut magmatique: série inférieure de Blosserville : Tegner et al., 1998 et X.Lenoir et al., 2003). L'expression magmatique observable de cet épisode est tholeiitique, elle est directement issue du panache (HTi) pouvant subir une influence du manteau lithosphérique (LTi : produit volcanique issu de la fusion de la lithosphère généré par l'anomalie thermique du panache).

Les laves alcalines d'Ecosse précèdent l'épanchement des trapps tholeiitiques traduisant une période d'incubation du panache parvenu à la base de la lithosphère.

On observe une tendance inverse au Groenland où la principale phase d'émission volcanique de type tholeiitique, est engendrée par un fort taux de fusion partielle. L'érosion thermomécanique liée à la tête de panache induit un amincissement de la lithosphère continentale.

Au cours de la séquence syn. et post-flexure, la base de la lithosphère amincie est progressivement remplacée par le matériel constitutif de la tête de panache (à moins que la province ne soit plus à l'aplomb du panache : d'où une baisse de l'influence du panache et la diminution de la production de magma et du degré de fusion). Ce stade est marqué par un volcanisme alcalin de moindre ampleur.

A la phase post-flexure tardive, l'amincissement lithosphérique s'accroissant, les affinités chimiques évoluent à nouveau vers un pôle tholeiitique traduisant un appauvrissement progressif de la source asthénosphérique en éléments incompatibles couplé à une croissance du degré de fusion partielle. La source ici, serait une asthénosphère appauvrie dont l'ascension passive est favorisée par l'amincissement de la lithosphère. Le panache et sa queue aurait subi un déplacement latéral sous l'effet de l'ouverture du rift.

8) Conclusion

Chronologiquement, deux lignés magmatiques (tholeiitique et alcaline) se manifestent au cours du rifting, identifiables au niveau du « message » chimique reconnu au sein des roches intrusives datées. L'histoire polyphasée du volcanisme de la marge reflète globalement l'état thermique de l'asthénosphère et l'évolution géodynamique profonde.

Les résultats graphiques ont montré une variabilité géochimique en fonction du basculement de la marge groenlandaise et la succession inverse des événements volcaniques par rapport à l'Ecosse. Cela peut nous laisser sur la réflexion d'une possible absence d'uniformité de la lithosphère continentale ou d'un effet d'étirement et d'inclinaison de la queue de panache. Néanmoins, il subsiste des lacunes dans nos données qui auraient pu être en partie comblé par l'apport des isotopes qui sont d'excellents marqueurs de source.

9) Références bibliographiques

- Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedokenko, V.A., 1993. Mantel and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 39-52.
- Bardintzeff, J.M., 1998. *Volcanologie* (2^{ème} édition). Dunod, 185-198.
- Callot, J.P., 2002. Origine, Structure et développement des marges volcaniques : l'exemple du Groenland. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6, 70-83, 114-118.
- Escher, J.C. et Pulvertaft, T.C.R., 1995. Geological Map of Greenland, 1:2500000. Geological Survey of Greenland.
- Gill, R.C.O., Nielsen, T.F.D., Brooks, C.K. & Ingram, A., 1982. Tertiary volcanism in the Kangerdlugssuak region, E Greenland : trace-element geochemistry of the lower Basalts and tholeiitic dyke swarm. *The geological Society Special Publication No.39*, 162, 163, 176.
- Geoffroy, L. et al, 2001. The structure of volcanic margins: some problematics from the North Atlantic/Baffin Bay system. *Marine and Petroleum Geology* 18, 463-469.
- Hanghoj, K. et al, 2000. An Isotope and Trace Element Study of the East Greenland Tertiary Dykes Swarm: Constraints on Temporal and Spatial Evolution during Continental Rifting. *Journal of Petrology* 44 (11).
- Karson, J. A. et Brooks, C. K., 1999. Structural and magmatic segmentation of the Tertiary east Greenland volcanic rifted margin. *Geological Society Special Publication*. 164, 313-318.
- Kerr, Andrew C., 1994. Lithospheric thinning during the evolution of continental large igneous provinces: A case study from the North Atlantic Tertiary province. *Geology*, v.22, 1028-1029.
- Lenoir, X. et al, 2003. High rate flexure of the East Greenland volcanic margin: Constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of basaltic dykes. *Elsevier*, 519, 521, 524.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Masson.
- MacKenzie, W.S., Guilford, C., 2000. *Pétrographie: Minéraux de roches observés en lame mince*. Dunod.
- Myers, J. S., 1980. Structure of the coastal dyke swarm and associated plutonic intrusions of East Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 407-418.
- Myers, John S., 1979. Structure of the coastal dyke swarm and associated plutonic intrusions of East Greenland. *Geological Survey of Greenland*, 408-409, 413, 416.
- Nielsen, T.F.D. & Brook, C.K., 1981. The E Greenland rifted continental margin: an examination of the coastal flexure. *The geological Society*, 564, 565.
- Steinberg, M., Tournay, J.C., Treuil, M., Massard, P., 1979. *Géochimie principe et méthodes: Cristalochimie et éléments traces*. Doin, 534-535.
- Tegner, C., Duncan, R. A., Bernstein, S., Brooks, C. K., Bird, D. K. et Storey, M. , 1998. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: Relation to flood basalts and the Iceland hotspot track. *Earth and Planetary Science Letters* 156, 75-88.