

Interaction dorsale-point chaud : relations entre les processus tectoniques et magmatiques à l'axe de la dorsale Est Pacifique, 16°N

Morgane Le Saout

► To cite this version:

Morgane Le Saout. Interaction dorsale-point chaud : relations entre les processus tectoniques et magmatiques à l'axe de la dorsale Est Pacifique, 16°N. Géomorphologie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2015. Français. NNT : 2015BRES0019 . tel-02272300

HAL Id: tel-02272300 https://theses.hal.science/tel-02272300

Submitted on 27 Aug 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers. L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE Mention : Géosciences Marines École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par Morgane Le Saout

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538 Domaine Océanique IUEM

Interaction dorsale point chaud: influence sur les processus tectoniques et magmatiques à l'axe de la dorsale Est Pacifique, 16°N







Thèse soutenue le 26 Mars 2015 devant le jury composé de :

Yves LAGABRIELLE DR CNRS, Rennes 1 / rapporteur

Anne BRIAIS CR CNRS, OMP, Toulouse / rapporteur

Olivier DAUTEUIL CR CNRS, Rennes 1 / examinateur

Marcia MAIA DR CNRS, IUEM Brest / Présidente du Jury

Pascal GENTE DR CNRS, IUEM Brest / Directeur de thèse

Anne Deschamps † CR CNRS, IUEM Brest / directeur

Remerciements

Une thèse ne se fait pas seule, loin de là. Et sans les connaissances des uns et des autres, leurs aides ou leur soutien ce manuscrit n'aurait probablement pas vu le jour, ou alors plusieurs mois plus tard, bien plus mince (probablement à la joie des lecteurs) et truffé de fautes (à leur déplaisir). Au terme de ces trois années et quelques mois, je souhaite donc remercier ces personnes, en espérant ne pas en oublier.

En premier lieu, je tiens à adresser mes plus sincères remerciements mes directeurs de thèse :

Anne Deschamps, qui après m'avoir encadré durant mes stages de master, m'a fait suffisamment confiance pour entreprendre cette thèse. Un grand merci pour m'avoir fait découvrir l'étude des dorsales, d'abord du point de vue structurale en Master 1, puis volcanique en Master 2 et la combinaison de ces deux profils durant ma thèse. Ces années de thèse ne se sont pas uniquement focalisées sur les dorsales et elle m'a permis de m'évader vers d'autres contrés, de découvrir de nouveaux outils, et de m'ouvrir à de nouvelles perspectives, notamment par le biais de l'étude de coulées aériennes et martiennes. Durant toutes ces années, elle a su me guider, me rassurer ou encore me pousser lorsque c'était nécessaire. Sans sa curiosité scientifique et sa contribution ce travail aurait été beaucoup plus dur.

Pascal Gente, tout d'abord pour le brillant projet PARISUB qu'il a su monter et diriger. Les données acquises durant cette campagne ont prouvé tout au long de ma thèse et de celle de Bérengère Mougel l'aspect morphologique et géochimique atypique du segment 16°N, donnant à ce travail de recherche quelque chose d'inédit et d'innovant. Merci également pour ses conseils, son aide et son soutien notamment durant ces dernières semaines.

Des grandes parties de ce travail n'auraient pas vue le jour sans l'aide de chercheurs extérieurs qui ont su prendre de leur temps durant ces trois dernières années. Je remercie très sincèrement :

Adam Soule, chercheur au Woods Hole Oceanographic Institut (Massachusetts), pour ces connaissances et son expérience à propos de l'étude des coulées d'inflation sur la dorsale mais également en domaine continental. Merci, à lui et aux chercheurs de WHOI que j'ai eu l'opportunité de rencontrer de m'avoir accueilli pendant près d'un mois dans leur laboratoire, et à sa famille pour l'accueil chaleureux qui m'a été accordé. Sa collaboration durant cette thèse aura permis la réalisation de deux articles et espérons-le d'un ou plusieurs autres à l'avenir.

Rémy Thibaud, enseignant chercheur à l'école navale (Brest), pour ces remarque pertinentes durant mon comité de thèse et l'aide qu'il a su apporter sur le calcul de la rugosité et notamment le développement d'une méthode d'analyse systématique de la répartition des faciès volcanique baser uniquement sur la rugosité du plancher.

Pascal Allemand, professeur à l'Université de Lyon, pour son aide et ses connaissances qui ont permis le développement du modèle théorique de mise en place des laves, et ont également

contribués au détour sur Mars.

Bérengère Mougel et **Arnaud Agranier** pour l'aide et les connaissances apportées sur la géochimie et la structure profonde du segment.

Je remercie également les autres membres de mon comité de thèse, **Laurent Geoffroy** et **Olivier Dauteuil** pour m'avoir écoutée parler de mes premiers résultats pendant ³/₄ d'heures, et avoir su donner des avis et conseils qui m'ont permis de continuer.

Je tiens également à remercier les membres de mon jury : Yves Lagabrielle, Anne Briais, Marcia Maia et Olivier Dauteuil (toujours présent) pour avoir accepté de lire et de juger mes travaux.

Je tiens également à remercier tous les membres du laboratoire Domaines Océaniques, pour le soutien, l'aide ou juste la présence à la fois durant mes années de licence et master à Brest, mais aussi durant ma thèse. Sans oublier les membres du personnel administratif sans qui ma foi nous n'irions pas bien loin.

Merci également à l'équipe de **CONGOLOBE** opour m'avoir fait découvrir en douceur l'uniers des campagne en mer.

Enfin, ce travail n'aurait pas été le même sans des doctorants tout au long de la thèse notamment ceux dont j'ai partagé le bureau et ils étaient nombreux **Damien**, **Marion**, **Marco**, **Bérengère**, **Erwan**, **Romain**, **Nicolas** et **Huixin**, mais également **Marie** dont j'ai partagé une campagne en mer, et tous ceux que je n'ai pas citée et dont l'amitié et le soutien me sont très chers. Je réserve un remerciement tout particulier à **Réjanne**, **Anna** et **Estelle** qui ont accepté de relire mon manuscrit parfois plus d'une fois pour certain chapitre afin de limiter le nombre de fautes d'orthographe que je pourrais avoir laissée.

Finalement, sans le soutient incontesté de ma famille je ne serais certainement pas arrivé jusqu'ici. Et pour cela je leur en suis profondément reconnaissante.

Je m'excuse par avance pour tous ceux qui ne se sont pas retrouvé dans ces quelques lignes. Je souhaite à tous ceux

qui liront ce manuscrit bonne plongée dans l'univers des dorsales.

A la mémoire de Anne Deschamps, et des membres de ma famille qui n'auront pas connu la fin de ce manuscrit

RESUME

Le segment 16°N de la dorsale Est-Pacifique (EPR) est le plus large et le moins profond de cette dorsale rapide. Cette morphologie atypique est liée à un apport magmatique accru sous la dorsale dû à la proximité du point chaud des Mathématiciens. Ce travail présente une étude morphostructurale et de chronologie relative détaillée de la zone axiale de ce segment, réalisée à partir de l'analyse de données bathymétriques à 40 m, 10 m et 1 m de résolution, combinée à l'analyse de photos et vidéos de plongées Nautile acquises lors de la campagne PARISUB ("PAnache Ridge SUBmersible"). Cette étude permet de discuter des processus tectoniques, de la dynamique des éruptions, ainsi que de l'influence du point chaud sur les processus d'accrétion. Sur les bordures du plateau sommital, ainsi que sur les plaines abyssales adjacentes au dôme, les failles et les grabens abyssaux apparaissent moins développés que le long des autres segments de l'EPR. Cette structuration du plancher serait la conséquence directe d'une lithosphère plus chaude et plus mince. A l'axe, le système éruptif complexe et très segmenté, reflète une faible localisation des intrusions et une grande variabilité spatiale et temporelle de l'activité magmatique. En effet, le fossé sommital est parfois large, d'autre fois étroit, parfois unique et parfois parallèle à un second fossé sur plusieurs kilomètres. Cette variabilité et la disposition de ces segments en échelon, décalés vers le point chaud, traduit l'influence du point chaud sur l'activité magmatique et son organisation. Cette influence est observée également sur la morphologie des coulées, mais cette fois-ci de manière indirecte. En effet, l'apport magmatique accru à l'axe est responsable de la formation d'un plateau sommital subhorizontal atteignant 5 km de large au centre du segment. Les faibles pentes de ce plateau sont à l'origine de la mise en place de coulées d'inflation en nappe et en coussin qui constituent plus d'un tiers des coulées de la zone cartographiée. La morphologie atypique de ces coulées, notamment celles en nappe, a conduit au développement d'un modèle théorique sur la dynamique des éruptions sur un plancher subhorizontal et d'un modèle conceptuel de la mise en place de ces laves. Ces coulées aux faciès contrastés semblent s'être mises en place au cours d'une même éruption qui se serait étalée sur jusqu'à plusieurs dizaines de jours, permettant ainsi une inflation des coulée jusqu'à 30 m de hauteur. Ce type d'éruptions aurait pour origine un apport de magma plus conséquent, qui trouverait sa source dans le point chaud. L'influence du point chaud des Mathématiciens sur les processus d'accrétion est donc observable de l'échelle décimétrique à plurikilométrique.

ABSTRACT

The 16°N segment of the East Pacific Rise (EPR) is the most over-inflated and shallowest of this fast -spreading ridge, in relation with an important magma flux due to the proximity of the Mathematician hotspot. The goal of this thesis is to analyze in detail the magmatic and tectonic processes along this segment in regards to the influence of the hotspot. The study of these processes is based on a morpho-structural and chronological analysis of the segment between 15°36'N and 15°53'N using bathymetric data (1, 10 and 40 m resolution) and Nautile dive photos and videos of the French PARISUB ("PAnach Ridge SUBmerssible") cruise. The characterization of the faults and fissures geometry (e.g., vertical throw, dip, length, depth, width) and their orientation reveled that tectonic processes occur more than 750 m of the ridge axis. Lateral and abyssal grabens formed by fault, less developed than in other EPR segments would be the consequence of a warmer and thinner lithosphere. At the axis, the existence of two parallel and contiguous Axial Summit Troughs (ASTs) over a distance of about 20 km and above a wide magma lens, indicate a wide zone of diking and thus a poor localization of magmatic processes. This poor localization, and the highly segmented and global "en echelon" shift of the ASTs that progressively accommodate the bow shape of the axial dome in the direction of the hotspot, revealed the importance of the Mathematician hotspot influences on spreading processes. This hotspot also influences, although indirectly lava flows morphologies. Indeed, it is at the origin of the formation of a wide sub-horizontal plateau that results in the formation of inflated sheet and pillow flows. That flows covering about one third of the plateau allows us to develop theoretical and conceptual models to investigate lava flow dynamics. Models revealed that inflated sheet and pillow flows may emplace during the same long-live (few hours to 20 days) eruption, with sheet flows erupted at the end.

TABLE DES MATIERES

RESUME	5
ABSTRACT	6
TABLE DES MATIERES	7
INTRODUCTION	
PARTIE I. ETAT DE L'ART ET CADRE GENERAL DE L'ETUDE	17
Chapitre I. Les dorsales medio-oceaniques	
1. Accrétion et taux d'expansion	
1.1. Accrétion océanique	
1.2. Taux d'expansion	
2. Structure thermique et épaisseur de la lithosphère	23
2.1. Structure thermique des dorsales	
2.2. La lithosphère océanique	25
2.2.1. Epaisseur de la lithosphère	25
2.2.2. Structure de la lithosphère	
2.2.3. La croûte océanique	28
3. Morphologie des dorsales	
3.1. Dorsales lentes et ultra lentes	
3.2. Dorsales rapides	
3.3. Dorsales intermédiaires	
4. Alimentation magmatique	
4.1. Production des magmas	
4.2. Stockage dans une chambre magmatique et cristallisation fractionnée	
4.3. Processus éruptifs	
5. Morphologie des laves et dynamique éruptive	
5.1. Faciès volcaniques	
5.1.1. Laves en coussin	
5.1.2. Laves lobées	
5.1.3. Laves en nappe	
5.2. Paramètres contrôlant la morphologie des laves	42
5.2.1. Viscosité	44
5.2.1.1. Les facteurs à l'origine des variations de viscosité	45
5.2.1.2. Evolution de la viscosité au cours de la mise en place	47
5.2.2. Taux d'extrusion	
5.2.3. Pente de mise en place	50
5.3. Modèles de mise en place des laves	51
5.3.1. Modèles de mise en place pour des laves de rhéologie Bingham	52
5.3.2. Modèles de mise en place pour des laves de rhéologie Newtonienne	54
6. Structures tectoniques	

6.1. Définitions	55
6.2. Géométrie en fonction du taux d'extension	55
6.3. Géométrie des failles en fonction des contraintes	59
7. Segmentation des axes d'accrétion	60
7.1. Discontinuités transformantes (ordre 1)	61
7.2. Discontinuités non-transformantes (ordre 2, 3 et 4)	61
8. Hydrothermalisme	62
9. Accrétion en contexte de « point chaud »	62
Chapitre II. Les dorsales rapides	67
1. Morphologie de la dorsale	68
1.1. Le dôme axial	68
1.2. Fossé sommital axial	69
1.3. Grabens latéraux et plaines abyssales	71
2. Chambre magmatique	73
2.1. Zone de bouillie cristalline	73
2.2. Lentille magmatique	73
2.3. Modèles d'accrétion magmatique	75
3. Segmentation des dorsales rapides	75
3.1. Segmentation de l'axe d'accrétion	75
3.2. Segmentation du système d'alimentation magmatique	78
4. Processus éruptifs	
4.1. Zone néo-volcanique	79
4.2. Volumes des coulées	79
4.3. Volcanisme hors axe	79
5. Hydrothermalisme	80
6. Cyclicité des processus d'accrétion ?	80
6.1. Modèles d'accrétion cyclique	81
6.2. Modèle d'accrétion « continue »	83
Chapitre III. Secteur d'etude : le segment 16°N	85
1. Contexte géodynamique	85
2. Données antérieures	89
2.1. Structure superficielle et profonde via la bathymétrie et la sismique réflexion	
2.2. Structure magnétique et gravimétrique du segment	93
2.3. Activité magmatique : composition et âge des magmas	95
2.4. Activité hydrothermale	98
3. La campagne PARISUB	
3.1. Les données de surface : bathymétrie, réflectivité, gravimétrie	100
3.2. Les données AUV : microbathymétrie, réflectivité, magnétisme	102
3.3. Les données Nautile : photos, vidéos, échantillons, gravimétrie et magnétisme	105
4. Objectifs de la thèse	106
PARTIE II. OBSERVATIONS	109

CHAPITRE IV. OBSERVATIONS PAR SUBMERSIBLE NAUTILE	111
1. La navigation du Nautile	111
2. L'analyse vidéos : limitations	111
3. Observations	112
3.1. Méthodes d'analyse	112
3.2. Segment B (15°48'N à 15°51'N)	115
3.3. Segment C (15°45,5'N à 15°48'N)	118
3.4. Segment D (15°41'N à 15°45,5'N)	122
3.4.1. Plongée 15	
3.4.2. Plongée 16	
3.4.3. Plongée 17	
3.4.4. Plongée 18	
3.4.5. Plongée 19	
3.4.6. Plongée 23	
3.5. Segment E (de 15°37'N à 15°41'N)	
3.5.1. Plongée 20	
3.5.2. Plongée 21	
3.5.3. Plongée 13	155
3.5.4. Plongée 14	157
4. Synthèse de l'analyse vidéo	160
4.1. Variations spatiale et temporelle des facies en réponse aux mécanismes éruptifs	
4.2. Géométrie des structures tectoniques	
4.3. Sédimentation	
4.4. Activité hydrothermale :	
CHAPITRE V. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE DES STRUCTURES TECTONIQUES ET DES PRODUITS VOLCANIQUES	165
1. Analyse de la morphologie des laves	165
1.1. Les laves lobées	
1.2. Laves en nappe	169
1.2.1. Les laves en nappe dans le plancher des chenaux et des lacs de laves effondrés	169
1.2.2. Coulées d'inflation en nappe	170
1.3. Les laves en coussin	
1.3.1. Les monticules isolés	
1.3.2. Les monticules agglomérés de laves en coussin	
1.3.3. Les coulées d'inflation en coussin	
2. Structuration du plateau sommital et segmentation de l'axe	177
2.1. Variation le long de l'axe de la profondeur du plancher adjacent aux ASTs	
2.2. Variation le long de l'axe de la morphologie et de l'orientation de l'AST	
2.3. Distribution des AST le long de l'axe	
3. Analyse tectonique	
3.1. Orientation des structures tectoniques	
3.2. Analyse morphologique des failles	

3.2.1. Distribution du rejet vertical	
3.2.2. Relation rejet vertical – longueur	
3.2.3. Relation longueur – segment de faille	
3.2.4. Distribution du pendage	
3.3. Analyse morphologique des fissures	
4. Analyse morphologique et chronologie relative des évènements éruptifs et tectoniques.	
4.1. Segment A	
4.2. Segment B	205
4.3. Segment C	
4.4. Segment D	220
4.5. Segment E	229
4.6. Segment F	
4.7. Répartition des faciès volcaniques à partir de l'analyse systématique de la rugosité	
4.7.1. Définition et calcul de la rugosité	
4.7.2. Méthode d'analyse	
4.7.3. Résultats	
4.8. Résumé et commentaire de l'étude morpho-structurale et chronologique	
4.8.1. Distribution des faciès	
4.8.2. Relation entre les différents faciès et les structures volcaniques	
4.8.3. Relation entre l'âge du volcanisme et la largeur des fossés	
PARTIE III. DISCUSSION	255
Chapitre VI. Processus tectoniques	257
1. Origine et distribution de la déformation sur le dôme axial	257
1.1. Recouvrement partiel par des coulées postérieures	
1.2. Différences de maturité du système de failles	263
1.3. Deux origines distinctes	
1.4. Conclusion	265
2. Structuration du plancher en relation avec la structure profonde	
2.1. Largeur de la zone volcanique axiale	
2.2. Initiation de la tectonique cassante à la formation des grabens latéraux	
2.2.1. Initiation de la déformation cassante	
2.2.2. Formation des grabens latéraux	269
CHAPITRE VII. DYNAMIQUE DES ERUPTIONS : MODELE DE MISE EN PLACE DES LAVES, CAS PARTICULIER DES COULES	D'INFLATION
	271
1. Modèle théorique de mise en place sur un plancher subhorizontal	
1.1. Le modèle	
1.2. Application du modèle aux coulées la dorsale Est-Pacifique	
1.2.1. Les données	
1.2.2. Paramètres d'entrés du modèle	
1.2.3. Les résultats	
1.3. Application du modèle aux coulées martiennes	

1.4. Conclusion sur le modèle théorique et sur la dynamique des éruptions terrestres et martiennes	296
2. Processus de mise en place des coulées d'inflation	297
2.1. Généralité sur les processus de mise en place des coulées d'inflation.	297
2.2. Contrôle de l'environnement de mise en place sur les dimensions des coulées d'inflation en nappe	299
2.2.1. Morphologie des coulées d'inflation en domaine marin profond	299
2.2.2. Morphologie des coulées en milieu lacustre, fluviatile et côtier	301
2.2.2.1. Les données	301
2.2.2.2. Morphologie des coulées d'inflation dans l'état de Washington	302
2.2.2.3. Morphologie des coulées d'inflation dans l'état d'Oregon	303
2.2.2.4. Morphologie des coulées d'inflation dans l'état d'Idaho	307
2.2.2.5. Morphologie des coulées d'inflation en Islande.	308
2.2.3. Morphologie des coulées d'inflation à Hawaii et la Réunion	309
2.2.4. Conclusion	310
2.3. Relation entre les coulées d'inflation en nappe et en coussin	312
2.3.1. Paramètres nécessaires à la mise en place des coulées d'inflation en nappe sur les coulées de	ž
laves en coussin	314
2.3.2. Modèle conceptuel	315
2.3.2.1. Les hypothèses	315
2.3.2.2. Le modèle	316
CHAPITRE VIII. INFLUENCE D'UN POINT CHAUD SUR LES PROCESSUS ERUPTIFS A GRANDE ET PETITE ECHELLE	321
1. Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique	321
1.1. Plusieurs alignements volcaniques associés à un unique point chaud	321
1.2. Influence du point chaud sur la morphologie de l'axe et des plaines abyssales	327
1.2.1. Morphologie régionale	327
1.2.2. L'axe d'accrétion actif	331
1.2.3. Les axes fossiles	333
1.2.4. Conclusions	334
2. Segmentation de l'axe et activité éruptive en relation avec le point chaud	336
3. Impact du point chaud sur la morphologie des coulées	358
4. Reconstruction chronologique des évènements depuis 800 000 ans.	360
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	365
RÉÉRENCES	369
	303
	405
ANNEXE I. TABLEAUX DE GEOCHIMIE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS	405
Annexe II. Etude de la rheologie des laves martiennes : cas des coulees de la plaine Centrale d'ElysiumPlai	NITIA
	413
1. Nature et rhéologie des laves martiennes	415
2. Données et méthodes	415
2.1. La plaine Centrale d'ElysiumPlanitia	415
2.2. Les Modèles Numériques de Terrain	418
2.3. Dimensions des coulées	419

	458
ANNEXE III. ARTICLE SUR LA DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE DES COULEES D'INFLATION	
5. Références	426
4. Résultats par coulée	424
3. Paramètres d'entrée du modèle	423
2.3.3. Conclusion sur la morphologie des coulées	422
2.3.2. Zone 2 : Ouest de la SCF	
2.3.1. Zone 1 : Est de la NFC	419

Le volcanisme est l'une des manifestations principales et visibles de l'activité interne de la planète. A la surface de la Terre comme sur celle des autres planètes telluriques, le volcanisme est à l'origine de nombreuses éruptions dont les produits couvrent souvent la majeure partie de la surface des planètes. Par exemple, près de 70% de la surface de la Terre, 90% de celle de Venus et 50% de celle de Mars [*Kilburn et Sigurdsson*, 2000]). L'essentielle des laves émises lors de ces éruptions ont des compositions basaltiques, c'est-à-dire une concentration en SiO₂ inférieure à 55%. Les basaltes regroupent un grand champs de roches dont la composition en éléments majeurs varie (e.g., basaltes tholeiitiques, trachy-basaltes, basaltes andésitiques). La variabilité de leur composition induit une large gamme de viscosité (10^1 à 10^4 Pa s [*Vaucher*, 2007]) et de densité (2600-2800 kg/m³ [*Kilburn et Sigurdsson*, 2000]) qui se reflète sur le taux d'extrusion des laves et la morphologie des coulées.

Sur la Terre, la majeure partie de l'activité volcanique est produite au fond des océans. En effet, plus de 60% de l'activité magmatique à lieu le long des dorsales médio-océaniques qui constituent le plus long système volcanique continu (~60 000 km) [Perfit et Davidson, 2000]. Cette activité magmatique de nature uniquement basaltique est à l'origine de la formation de la croûte océanique qui couvre plus de 60% de la surface de la Terre [e.g., Perfit et Davidson, 2000; Searle, 2013]. Bien que les dorsales constituent une chaîne continue, elles sont divisées en segments de longueur variable, de la centaine de kilomètres (segment de 1^{er} ordre) à quelques kilomètres (segment de 4^{ème} ordre). Ces segments et notamment ceux de 1^{er} et 2^{ème} ordre sont marqués par une vaste variabilité morphologique, qui s'étend d'une large et profonde vallée axiale (jusqu'à 30 km de large et 3 km de profondeur) à des dômes de quelques kilomètres de large et quelques centaines de mètres de haut [e.g., Searle, 2013]. Le développement de l'une ou l'autre de ces morphologies est principalement corrélée aux taux d'extension et donc à la dynamique mantellique sous la dorsale. A l'axe des dorsales rapides, les segments se présentent généralement sous la forme de dômes, alors qu'aux dorsales lentes, il se présente généralement sous la forme d'une vallée axiale. Cette morphologie de l'axe reflète en grande partie l'apport magmatique de la dorsale et donc son état thermique et/ou la fertilité du manteau sous-jacent. En effet, à même taux d'extension, deux dorsales peuvent présenter des morphologies très contrastées. Ces différences peuvent être liées à la présence d'anomalies thermiques et géochimiques qui induisent une augmentation (ex. point chaud) ou une diminution (point froid) de la production magmatique [Weissel et Haves, 1974; Vogt, 1976]. Ces interactions entre la dorsale et ces anomalies peuvent être à l'origine de segments de dorsale plus superficiels, voire émergés comme dans le cas de l'Islande. Ainsi, les vallées axiales sont caractérisées par un faible apport magmatique et sont donc dominées par des processus tectoniques. Le long des segments en dôme, l'apport magmatique est plus élevé et les processus tectoniques sont moindres.

Depuis la découverte de la tectonique des plaques et de l'existence des dorsales, les

expéditions océanographiques se sont succédé pour mieux comprendre ces structures, lieu de la création de la lithosphère océanique, de sa déformation et de son altération par les fluides hydrothermaux. Le développement des méthodes analytiques et des outils technologiques a permis au cours des dernières décennies d'étudier les dorsales de manière plus détaillée à partir de données géophysiques et géochimiques dont les résolutions ne cessent d'augmenter. Ces études ont permis progressivement de mieux appréhender les processus tectoniques et volcaniques à l'axe des dorsales, mais également de mieux comprendre les processus profonds comme la dynamique et la composition du manteau. Si les processus d'accrétion sont globalement bien connus, l'arrivée des données haute résolution (inférieure à 1-2 m) dans la dernière décennie ouvre la porte à de nouvelles connaissances. Ainsi, l'analyse de données bathymétriques haute résolution permet par exemple de quantifier la déformation à l'axe, d'étudier la dynamique des éruptions à partir des dimensions et de la morphologie des coulées, ou encore d'étudier en détail la segmentation et la variabilité du système éruptif, le long de l'axe [e.g., *Soule et al.*, 2005; *Escartin et al.*, 2007; *Chadwick et al.*, 2013; *Clague et al.*, 2013]

Ce travail présente une étude morpho-structurale très détaillée d'un segment de la dorsale Est-Pacifique qui a la particularité d'interagir avec un point chaud. Entre 15°25'N et 16°20'N, la morphologie atypique du segment par rapport au reste de la dorsale Est-Pacifique attire l'attention dans les années 90. Ce segment, 400 m plus élevé et deux fois plus large que le reste de la dorsale, est affecté par deux sauts d'axe en direction d'une chaîne volcanique culminant à environ 2000 m audessus des fonds océaniques [e.g., Macdonald et al., 1992; Weiland et Macdonald, 1996; Carbotte et al., 2000; Shah et Buck, 2006]. Les études gravimétriques, bathymétriques et sismiques réalisées dans les années 90 et aux débuts des années 2000 suggèrent que cette morphologie atypique résulterait de l'interaction entre une dorsale rapide et un point chaud (le point chaud des Mathématiciens). Les données magnétiques quant à elles, révèlent que cette interaction serait relativement récente (<600 000 ans). Depuis le début de l'interaction, chaque saut d'axe vers l'Ouest rapproche l'axe d'accrétion du point chaud et augmente ainsi son impact sur les processus d'accrétion et notamment sur la production magmatique, se traduisant par une augmentation du volume de la dorsale à la suite de chaque saut d'axe. Ce système permet donc d'étudier une interaction assez rare où un point chaud et une dorsale rapide convergent l'un vers l'autre. Peu de cas de ce type ont en effet été étudiés (ex. cas du système Fondation – dorsale Pacifique Antarctique [Devey et al., 1997; Maia et al., 2000, 2001]).

Ce manuscrit présente l'étude de cette interaction et de l'impact du point chaud sur les processus tectoniques et magmatiques à petite échelle (décimétrique à kilométrique) à partir de données bathymétriques à 40 m, 10 m et 1 m, de cartes de réflectivité, et de photos et vidéos de plongée Nautile acquises lors de la campagne PARISUB (PAnache Ridge Submersible). Le manuscrit est découpé en 3 parties. La première partie est un rappel des connaissances sur les dorsales, avec un zoom sur la morphologie et les processus d'accrétion des dorsales rapides. Elle se termine par la

présentation du secteur d'étude et de son contexte géodynamique et des objectifs de ces travaux de recherche. La deuxième partie présente l'analyse des plongées Nautile et l'analyse morpho-structurale réalisée à partir de l'étude conjointe des plongées Nautile et des données bathymétriques. La troisième partie regroupe les trois chapitres de discussion sur les processus tectoniques, magmatiques et sur l'influence du point chaud sur ces processus. Enfin, la conclusion fait la synthèse des travaux réalisés et ouvre les perspectives de recherche. Une annexe en fin de manuscrit regroupe : 1/ des tableaux de données géochimiques utilisés lors de cette étude, 2/ une présentation du travail réalisé sur les coulées martiennes, et 3/ un article en tant que co-auteur sur la morphologie et la dynamique des coulées d'inflation en milieu immergé. Enfin, un appendice sous forme de CD a été intégré au manuscrit. Il regroupe le détail de l'analyse des plongées Nautile.

PARTIE I. ETAT DE L'ART ET CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Chapitre I. Les dorsales médio-océaniques

1. Accrétion et taux d'expansion

1.1. Accrétion océanique

Les **dorsales médio-océaniques** forment une chaîne de montagnes sous-marines [e.g., *Dietz*, 1961; *Hess*, 1962] de plus de 60 000 km en distance cumulée et représentent la plus longue structure active connue du globe [e.g., *Lagabrielle*, 2005] (Figure I-1). Elles marquent les limites où les plaques océaniques se séparent l'une de l'autre et se situent à l'aplomb des zones de remontée du manteau asthénosphérique comme le montrent les études minéralogiques, sismiques et tomographiques [e.g., *Ito et Dunn*, 2009]. L'activité à l'axe des dorsales résulte de l'interaction complexe entre des processus magmatiques (i.e., intrusions gabbroïques, injections de dykes, éruptions de laves en surface), des processus tectoniques (i.e., déformation cassante et ductile) et des processus hydrothermaux [e.g., *Ballard et al.*, 1981; *Macdonald*, 1982; *Escartin et al.*, 1999; *Ito et Dunn*, 2009].



Figure I-1 : Carte de la topographie des continents et des fonds océaniques. Les dorsales sont soulignées d'un trait noir. AAR, American-Antarctic Ridge ; ASC, Azores Spreading Centre ; CaR, Carlsberg Ridge ; ChR, Chile Rise ; CIR, Central Indian Ridge ; CN, Cocos-Nazca Spreading Centre ; EPR, East Pacific Rise (Nord et Sud) ; Ex, Explorer Ridge ; GA, Gulf of Aden; GoR, Gorda Ridge ; JF, Juan de Fuca Ridge ; KR, Kolbeinsy Ridge; LS, Laptev Sea Rift ; MAR, Mid-Atlantic Ridge (Nord et Sud) ; PAR, Pacific Antarctic Ridge; RS, Red Sea ; SEIR, Southeast Indian Ridge ; SWIR, Southwest Indian Ridge. Issue de Searle [2013].

Le long des dorsales, la sismicité globale est localisée sur une zone étroite, et est focalisée le long de l'axe d'accrétion et des failles transformantes (Figure I-2). La sismicité est généralement de magnitude faible à modérée à l'axe (< 6 à l'axe [e.g., *Sykes*, 1970; *Solomon et al.*, 1988; *Grandin et al.*, 2011]) et est globalement plus élevée au niveau des zones transformantes. Des magnitudes de l'ordre de 7,5 sont mesurées sur les failles transformantes le long des dorsales lentes [*Bohnenstiehl et Dziak*, 2009]. A l'axe des dorsales rapides (> 8 cm/an), l'activité sismique est majoritairement associée aux failles transformantes (Figure I-2-A) [*Fox et al.*, 2001; *Mendes-Simão*, 2009]. Les séismes détectés, de magnitude supérieure à 2,5 sont peu nombreux à l'axe. Ils excèdent rarement une magnitude de 4 [*Macdonald*, 2001]. Ils sont généralement associés à des intrusions de dykes [*Fox et al.*, 2001]. En revanche, à l'axe des dorsales lentes (< 4 cm/an) l'activité sismique est plus intense et localisée sur l'ensemble des axes d'accrétion (Figure I-2-B). Elle est principalement liée à l'activité tectonique du segment.



Figure I-2 : Carte de la sismicité le long des dorsales. Les points noirs localisent les séismes détectés par hydrophone sur une période de 6 ans. Les points blancs localisent les séismes du catalogue ISC, détectés depuis 1964. Les mécanismes au foyer sont issus du catalogue ISC. Les étoiles blanches localisent les hydrophones. A/ Carte localisant l'activité sismique le long de la dorsale rapide Est-Pacifique (> 8 cm/an), et de la dorsale intermédiaire des Galápagos (4,5 à 6,2 cm/an) ; B/ Carte localisant l'activité sismique le long de la partie Nord de la dorsale Médio-Atlantique (< 4 cm/an). D'après Mendes-Simão [2009].

Les processus mantelliques à l'axe des dorsales seraient restreints au manteau supérieur (audessus de 410 km) et probablement localisés dans les premiers 210 km (études de tomographie sismique) [*Ito et Dunn*, 2009]. Les moteurs de la remontée adiabatique du manteau sont très discutés [e.g., *Forsyth et Uyeda*, 1975; *Scott et Stevenson*, 1989; *Richardson*, 1992; *Toomey et al.*, 2007; *Katz*, 2010; *Key et al.*, 2013]. *Ito et Dunn* [2009] proposent deux mécanismes possibles (Figure I-3) : • Dans **le modèle de flux « passif »** (Figure I-3-a), la remontée du manteau se fait en réponse à la divergence des plaques lithosphériques. En effet, cette divergence des plaques conduirait à un déséquilibre isostatique induisant une remontée de l'asthénosphère. D'après ce modèle, la largeur de la zone de fusion des liquides magmatiques excèderait 100 km, nécessitant un fort gradient de pression pour entrainer les liquides magmatiques latéralement vers l'axe de la dorsale (Figure I-5-a). Ce modèle est cohérent avec des études récentes de la structure électrique (données magnéto-télluriques) des remontées mantelliques qui ont permis d'obtenir une image de la remontée « passive » du manteau entre 8°N et 11°N sur la dorsale Est-Pacifique [*Key et al.*, 2013].

• Dans le modèle de flux « actif » ou « dynamique » (Figure I-3-b), *Ito et Dunn* [2009] proposent que la remontée du manteau se fait indépendamment des mouvements des plaques. Elle serait en effet le résultat de l'extraction de liquides magmatiques de densité plus faible que l'encaissant solide. D'après ce modèle, la zone de remontée des magmas ne serait large que de quelques kilomètres. Le déplacement des magmas serait essentiellement vertical (Figure I-5-b).



Figure I-3 : Modèle 2D de prédiction du flux mantellique, de la localisation de la zone de rétention des magmas et de la migration des liquides magmatiques. Le flux mantellique est indiqué par des lignes blanches ; les zones de rétentions de magma sont indiquées à partir du pourcentage de porosité (en couleur) ; la migration des magmas par différence de densité est indiquée par des lignes noires. La largeur prédite de la zone magmatique est indiquée par les flèches noires (dans les deux modèles elle est systématiquement plus large que celle qui est observée). (a) Modèle de flux « passif » dans le cas d'une dorsale rapide avec un manteau de forte viscosité (10²⁰-10²¹ Pa.s) qui ralentit la remontée des magmas par différence de densité, et induit un fort gradient de pression qui «draine » les magmas depuis une zone de fusion large ; (b) Modèle de flux « actif » ou « dynamique », dans le cas d'un manteau de faible viscosité (10¹⁸-10¹⁹ Pa.s) qui permet aux liquides magmatiques de remonter verticalement par différence de densité (flottabilité). Issue de Ito et Dunn [2009].

1.2. Taux d'expansion

L'accrétion des dorsales est caractérisée par des taux d'expansion (ou d'accrétion) variés, de **0,5 à 17 cm/an** (Figure I-4), déduits à partir des anomalies magnétiques globalement symétriques par rapport à l'axe des dorsales, et corrélables avec les phénomènes d'inversion des pôles magnétiques [e.g., *Vine et Matthews*, 1963]. Le taux d'expansion est l'un des paramètres majeurs contrôlant les processus tectoniques, magmatiques et hydrothermaux à l'axe des dorsales. De ce fait, les dorsales sont généralement classées en fonction de leur taux d'expansion en : dorsales ultra-lentes (<20 mm/an), lentes (de 20 à 50 mm/an), intermédiaires (de 50 à 80 mm/an), rapides (de 80 à 130 mm/an) et ultra-rapides (130 à 170 mm/an) (Tableau I-1) [e.g., *Lonsdale*, 1977; *Sinton et al.*, 1991; *Cannat et al.*, 1995, 2004, 2009; *Grindlay et al.*, 1998; *Macdonald*, 2001; *Cormier et al.*, 2003]



Figure I-4: Carte mondiale des dorsales et des taux d'expansion (taux pleins en mm/an). Les lignes de part et d'autre des axes d'accrétion indiquent la lithosphère formée depuis 10 Ma. Les lignes en pointillés montrent les arcs volcaniques associés aux zones de subduction. La distorsion causée par la projection Mercator est indiquée à droite de la carte. Issue de http://www.accessscience.com

Classe	Taux d'expansion (taux pleins) mm/an	Exemple de dorsale
Ultra-lente	< 20	Sud-Ouest Indienne
Lente	20 - 50	Médio-Atlantique
Intermédiaire	50 - 80	Galapagos, Explorer, Juan de Fuca
Rapide	80 - 130	Est-Pacifique (ex. 13°N)
Ultra-rapide	130 - 170	Est-Pacifique (ex. 20°S)

Tableau I-1: Classification des dorsales en fonction du taux d'expansion

2. Structure thermique et épaisseur de la lithosphère

2.1. Structure thermique des dorsales

Les dorsales sont le lieu de remontée d'un matériel mantellique chaud (1300-1400°C) [e.g., *Searle*, 2013]. Cette remontée rapide à l'échelle des temps géologiques (quelques centimètres par an) [e.g., *Cannat*, 1990; *Juteau et Maury*, 2008], adiabatique (sans perte significative de chaleur), induit un fort flux de chaleur à l'axe (Figure I-5). Ceci a été confirmé par les mesures du flux chaleur mondial dérivées des mesures du gradient thermique et de la conductivité thermique dans les sédiments [e.g., *Bullard*, 1952, 1963; *Stein et Stein*, 1992] ainsi que par l'analyse des vitesses des ondes sismiques qui sont anormalement lentes aux axes d'accrétion, indiquant la présence d'un matériel plus chaud et moins dense, et donc la présence de liquide magmatique (Figure I-6) [*Dunn et Forsyth*, 2003].



Figure I-5 : Modèle 2D de prédiction du flux mantellique sous l'axe d'une dorsale. Dans ce modèle, le flux asthénosphérique remonte uniquement en réponse au taux d'extension (modèle d'accrétion « passive »). Il est ici fixé à 6 mm/an. Les flèches blanches sont proportionnelles aux vitesses de déplacement calculées dans le manteau. La zone de fusion partielle est contourée en noir, et les taux de fusion partielle sont indiqués en pourcentage de masse par Ma (contours tous les 2 %/Ma). Issue de Ito et Dunn [2009].



Figure I-6 : Image de tomographie sismique du manteau supérieur de la dorsale Est Pacifique à 17°S, réalisée à partir des vitesses des ondes de cisaillements (onde S). Les vitesses les plus élevées (en bleu) correspondent à la lithosphère froide. Les vitesses les plus faibles (en rouge) sous l'axe de la dorsale sont cohérentes avec des fortes températures et la présence de liquides magmatiques. Adaptée de Dunn et Forsyth [2003].

Les plus forts flux de chaleur mondiaux sont observés à l'axe des dorsales où ils excèdent 250 mW/m [*Stein et Stein*, 1992; *Shapiro et Ritzwoller*, 2004] (Figure I-7). En surface, le flux diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne de l'axe via la conduction et l'hydrothermalisme (~50mW/m pour une lithosphère de 100 Ma [*Bullard et al.*, 1956; *Lister*, 1970, 1972; *Parsons et Sclater*, 1977; *Stein et Stein*, 1992]) (Figure I-8). Les anomalies de flux de chaleur sont plus larges et plus élevées sous le Pacifique. Elles sont liées aux vitesses d'expansion plus élevées et à une activité magmatique plus intense qu'aux dorsales lentes.



Figure I-7 : Carte du flux de chaleur mondial moyen. Issue de Shapiro et Ritzwoller [2004]



Figure I-8 : Flux de chaleur de la lithosphère océanique en fonction de l'âge de la lithosphère. Les points correspondent aux valeurs moyennes du flux de chaleur mesurées et l'enveloppe en grisé à l'écart-type de ces mesures. Les courbes donnent les prédictions du flux de chaleur obtenues à partir d'un modèle de demi-espace (HS), d'un modèle de plaque (PSM [Parsons et Scalter, 1977]), et du model GDH1. Tous ces modèles surestiment le flux de chaleur pour une lithosphère inférieure à 50 Ma, puisqu'ils ne tiennent pas compte de l'advection hydrothermale [Lister, 1972]. D'après Stein et Stein [1992].

2.2. La lithosphère océanique

2.2.1. Epaisseur de la lithosphère

Il existe différentes définitions de la lithosphère océanique. La **lithosphère thermique** correspond à la limite thermique de la convection mantellique. Sa limite inférieure serait située entre 1300° et 1400° C, et est associée à la fusion des roches mantelliques [e.g., *Hébert*, 1998; *Boillot et al.*, 2008]. La **lithosphère sismologique** est définie comme une zone où les ondes sismiques se propagent rapidement. Elle est déterminée par la profondeur maximale des séismes. Elle correspondrait à l'isotherme 700-800°C [e.g., *Wiens et Stein*, 1983, 1984; *Bergman et Solomon*, 1984]. Enfin, la limite inférieure de la **lithosphère mécanique** correspondrait à une enveloppe rigide capable de supporter les contraintes verticales importantes en fléchissant. Elle se situerait aux alentours de l'isotherme 450°C [e.g., *Hébert*, 1998].

Au niveau des dorsales rapides, la lithosphère thermique aurait une épaisseur de l'ordre de 1 à 2 km à l'axe. Cette épaisseur est 10 fois moindre que dans le cas des dorsales lentes où elle peut atteindre 10 à 20 km d'épaisseur [e.g., *Huang et Solomon*, 1988; *Lin et al.*, 1990; *Cannat et al.*, 1995; *Katsumata et al.*, 2001; *Lagabrielle*, 2005]. Ces différences sont liées au flux de chaleur, plus important aux dorsales rapides. A mesure que la lithosphère nouvellement créée s'éloigne de l'axe, elle refroidit par conduction et circulation hydrothermale [*Ito et Dunn*, 2009]. De ce fait, la limite asthénosphère / lithosphère s'approfondit (variation en fonction de $1/\sqrt{\hat{a}ge}$) [*Stein et Stein*, 1992], conduisant ainsi à un épaississement pouvant excéder 100 km. La lithosphère étant plus dense que



Figure I-9 : Profondeur des fonds océaniques en fonction de l'âge de la lithosphère : subsidence thermique. Issue de Pomerol et al. [2005].

l'asthénosphère, elle subside pour revenir à l'équilibre isostatique, entrainant un approfondissement du plancher océanique qui varie en fonction de la racine carrée de l'âge (Figure I-9) [e.g., *Sclater et al.*, 1971; *Tréhu*, 1975]. [*Pomerol et al.*, 2005]

2.2.2. Structure de la lithosphère

La structure de la lithosphère océanique est connue notamment à partir des données de sismique réfraction, de gravimétrie et de tomographie. Elle est constituée d'une couche de sédiments recouvrant une croûte basaltique et gabbroïque, dont la lithologie est bien définie grâce aux forages, à l'étude des ophiolites (Figure I-10) [e.g., *Nicolas et al.*, 1996; *Nicolas*, 1997] et aux études in-situ dans l'océan [e.g., *Francheteau et al.*, 1990; *Mével et al.*, 1991; *Auzende et al.*, 1994]

• La couche 1 (couche sédimentaire) présente une épaisseur variable de 0 à 3 km qui dépend de l'âge et du taux de sédimentation. Les vitesses des ondes P (V_p) y varient de 1,7 à 3,7 km/s suivant l'état de consolidation des sédiments.

• La couche 2 (croûte océanique supérieure), constituée de basalte, est caractérisée par une épaisseur globalement constante de 1,71 ± 1,42 km. Elle est subdivisée en trois sous-couches (Figure I-11) :

• **La sous couche 2A** correspond à la couche extrusive dans laquelle le gradient de vitesse V_p est important (de 2,5 à 5 km/s) [e.g., *Carlson*, 1998]. Elle a une épaisseur de 150 à 600 m à l'axe. Dans le cas des dorsales rapides, l'accumulation de coulées sur une zone de 2 à 6 km de part et d'autre de l'axe conduit à un épaississement rapide cette couche 2A qui double voire triple en épaisseur [e.g., *Harding et al.*, 1993; *Christeson et al.*, 1994; *Kent et al.*, 1994; *Vera et Diebold*, 1994; *Carbotte et al.*, 1997; *Carbotte*, 2001].



Figure I-10 : Structure sismique et lithologique de la lithosphère océanique. Comparaison entre les ophiolites de type HOT (ex. Oman), analogue de la lithosphère au niveau de la dorsale Est-Pacifique, et LOT (ex. Chenaillet), analogue de la lithosphère au niveau de la dorsale Médio-Atlantique. Issue de Nicolas [1997].

• La sous-couche 2B correspond au complexe filonien (dykes) [e.g., *Barth et Mutter*, 1996]. Elle est caractérisée par des V_p de 4,5 à 5,5 km/s [e.g., *Pomerol et al.*, 2005; *Searle*, 2013]. Elle a une épaisseur qui varie de 300 m à l'axe à 1-2 km dans le cas d'une croûte plus ancienne. La base de cette sous-couche correspondrait au front de la circulation hydrothermale [*Singh et al.*, 1999].

 \circ La sous-couche 2C est rarement imagée. Elle correspondrait à la partie inférieure du complexe de dykes, et serait caractérisée par des V_p de 5,8 à 6,2 km/s. Lorsque cette couche est imagée, son épaisseur d'environ 1 km est relativement constante [*Juteau et Maury*, 2008].

• La couche 3 (croûte océanique inférieure) est constituée de gabbros. Elle a une épaisseur qui varie entre 4 et 6 km, et est généralement plus mince aux extrémités des segments aux dorsales lentes et le long des dorsales ultra-lentes [*Muller et al.*, 1999; *Minshull et al.*, 2006]. Elle est caractérisée par des V_p de 6,5 à 7,7 km/s [*Juteau et Maury*, 2008; *Searle*, 2013] et divisée en deux sous couches (Figure I-11) : [*Kearey et Vine*, 1990]

 \circ La sous couche 3-A correspond aux gabbros supérieurs, isotropes. Elle est caractérisée par des V_p très homogènes (6,5 à 6,8 km/s) et une épaisseur relativement constante (~3km)



Figure I-11 : Vitesses des ondes de volumes (P et S) dans la lithosphère. Comparaison du modèle de Raitt à 3 couches avec un modèle plus détaillé défini à la fin des années 1970. La courbe en pointillé montre l'augmentation progressive des vitesses des sismiques calculé au début des années 1990. D'après Kearey et Vine [1990].

[Juteau et Maury, 2008].

 \circ La sous couche 3-B correspond aux gabbros lités. Elle est caractérisée par des V_p de 7 à 7,7 km/s, et s'épaissit progressivement avec l'âge de la croûte. Elle atteindrait 2 km d'épaisseur. Sa base correspond à la transition croûte / manteau définie par la discontinuité sismique et minéralogique de Mohorovicic (Moho) [*Juteau et Maury*, 2008].

• La couche 4 correspond au manteau lithosphérique. Il est caractérisé par des V_p de 8-8,4 km/s, typiques d'un manteau péridotitique. A l'axe des dorsales, les V_p anormalement faibles (7,8 à 8 km/s) résultent d'un manteau lithosphérique plus chaud et contenant des liquides magmatiques. L'épaisseur du manteau lithosphérique, défini par l'isotherme à 1300 -1400°, augmente à mesure que la nouvelle lithosphère s'éloigne de l'axe et refroidit.

2.2.3. La croûte océanique

La croûte océanique, pour des taux d'expansion supérieurs à 20 mm/an, est caractérisée par une épaisseur globalement constante (6 - 7 km). Dans le cas des dorsales lentes et ultra lentes (taux < 20 mm/an), l'épaisseur de la croûte océanique est d'autant plus mince que le taux d'expansion est faible (Figure I-12) [e.g., *Chen*, 1992; *Combier*, 2007; *Ito et Dunn*, 2009]. Les études sismiques montrent qu'une croûte constituée d'une succession complète des couches (« croûte normale ») (cf. Chapitre I.2.2.2), variant peu en épaisseur (6 à 7 km), est formée le long des dorsales rapides (Figure I-13-A). Le long des dorsales lentes, la croûte est « normale» ou sur-épaissie uniquement au centre des



Figure I-12 : Prédiction de l'épaisseur de la croûte sismique (partie supérieure, fragile de la croûte) en fonction du taux d'expansion dans le cas d'une accrétion dite « active » et d'une accrétion dite « passive ». Les symboles correspondent aux épaisseurs de la croûte océanique déterminée par sismique. Issue de Ito et Dunn [2009].

segments. Aux extrémités des segments et à proximité des zones de fractures, elle est beaucoup plus mince (jusqu'à 3 km) voire inexistante (affleurement de manteau péridotitique souvent serpentinisé) (Figure I-13-B). Ces variations dans l'épaisseur de la croûte océanique résulteraient d'apports magmatiques beaucoup moins importants en extrémité de segment qu'au centre dans le cas de dorsales lentes [e.g., *Schouten et al.*, 1985; *Cannat et al.*, 1995; *Gente et al.*, 1995; *Xu et al.*, 2009].

3. <u>Morphologie des dorsales</u>

Les dorsales océaniques culminent à une profondeur moyenne de -2500 m, s'élevant de 2500 à 3000 m au-dessus des plaines abyssales adjacentes. Il existe cependant des exceptions quand la dorsale est localisée à l'aplomb d'un manteau anormalement « chaud » (exemple de l'Islande et des Açores) [e.g., *Menard*, 1967; *Vogt*, 1976] ou « froid » (exemple de la dorsale Australie/Antarctique) [*Weissel et Hayes*, 1974; *Marks et Stock*, 1994]. Les variations morphologiques liées à la présence d'un point chaud seront traitées au chapitre I-9.

Les profils bathymétriques transverses à l'axe des dorsales ont mis en évidence deux grands types de morphologie axiale : soit une forme de dôme, soit une vallée [e.g., *Menard*, 1967; *Macdonald*, 1982, 2001; *Morgan et al.*, 1987; *Cannat*, 1990; *Parmentier et Morgan*, 1990; *Thibaud et al.*, 1998b] (Figures I-14 et I-15). Le développement de l'une ou l'autre de ces morphologies est principalement lié à la variation du taux d'accrétion. D'autres facteurs sont également à prendre en considération tel que l'apport magmatique qui est contrôlé par l'état thermique et/ou la fertilité du manteau sous la dorsale [e.g., *Macdonald*, 1998, 2001; *Small*, 1998]. [*Canales et al.*, 2003; *Teagle et al.*, 2012]



Figure I-13 : Variations le long de l'axe de l'épaisseur et de la lithologie de la lithosphère. A) dans le cas d'une dorsale rapide. Modélisation réalisée à partir de données sismiques (d'après Canales et al. [2003]) ; B) dans le cas d'une dorsale lente (d'après Cannat et al. [1995]). La ligne noire correspond à la base de la lithosphère sismique (définie à partir de l'analyse de la sismicité). Modifiée d'après Teagle et al. [2012].

3.1. Dorsales lentes et ultra lentes

De manière générale, hors contexte de point chaud, les dorsales lentes et ultra-lentes sont caractérisées par un faible apport magmatique (exemple de la dorsale Médio-Atlantique ou de la dorsale Sud-Ouest Indienne). La dorsale étant peu alimentée en magma, elle est moins « chaude » et est caractérisée par une lithosphère thermique globalement plus épaisse et une croûte plus mince que dans le cas des dorsales rapides.

La morphologie des dorsales lentes est caractérisée par la présence d'une vallée axiale de 10 à 30 km de large et d'environ 2 à 3 km de profondeur, limitée par des failles normales avec un fort rejet vertical (pouvant excéder le kilomètre [*Searle*, 2013]) d'origine tectonique (Figures I-14 et I-15) [e.g., *Heezen*, 1960, 1969; *Lagabrielle*, 2005; *Searle*, 2013]. L'activité volcanique est discontinue et serait confinée dans la vallée axiale [*Sauter et al.*, 2002]. Elle peut être à l'origine d'une ride volcanique axiale (*Axial Volcanic Ridge*, AVR) et/ou de volcans isolés ou coalescents [e.g., *Smith et Cann*, 1990, 1993; *Juteau et Maury*, 2008]. La ride volcanique axiale mesure quelques kilomètres de large, plusieurs dizaines de kilomètres de long et quelques centaines de mètres de haut [e.g., *Searle et al.*,

2010]. Elle est généralement unique, s'étendant sur la longueur du segment. Occasionnellement, elle est plus courte (ex. 4 km de long sur la dorsale Médio-Atlantique [*Searle et al.*, 2010]) [e.g., *Smith et Cann*, 1999; *Cann et Smith*, 2005; *Searle*, 2013] ou discontinue, pouvant parfois se diviser en deux ou plusieurs rides adjacentes [*Ballard et van Andel*, 1977]. La ride volcanique coïnciderait avec la région néo-volcanique [*Cochran et al.*, 1999; *Deschamps et al.*, 2007; *Le Saout*, 2010; *Le Saout et al.*, 2011].

3.2. Dorsales rapides

Dans le cas des dorsales rapides à ultra-rapides (cas de la dorsale Est-Pacifique), les apports magmatiques sont plus importants, le flux de chaleur est élevé (cf. Chapitre I.2), et la lithosphère plus mince (1 - 2 km). La croûte formée à l'axe de ces dorsales est continue le long de l'axe, avec une succession complète (laves extrudées, complexe filonien et couche gabbroïque).

L'axe de ces dorsales a la forme d'un dôme de quelques kilomètres de large et quelques centaines de mètres de haut, le long duquel l'activité magmatique serait localisée (Figures I-14 et I-15) [*Searle*, 2013]. La largeur et la hauteur de ce dôme sont très variables d'un segment à l'autre. Elles dépendraient plus de l'apport magmatique que du taux d'expansion [*Macdonald et Fox*, 1988]. Dans 60 à 70 % des cas, une dépression étroite axiale (< 2 km de large et < 100 m de profondeur [*Searle*, 2013]) est observée au sommet du dôme [e.g., *Macdonald*, 2001]. Elle serait le lieu principal des éruptions. Cette dépression est nommée de différentes façons selon les auteurs : « graben sommital axial » (*Axial Summit Graben*, ASG) [*Lonsdale*, 1977; *Francheteau et Ballard*, 1983; *Macdonald et al.*, 1984; *Hekinian et al.*, 1985; *Gente et al.*, 1986; *Macdonald et Fox*, 1988]. « caldeira sommitale allongée » (*Elongate Summit Depressions*, ESDs) [*Kappel et Ryan*, 1986], « caldeira sommitale axial » (*Axial Summit Caldera*, ASC) [*Haymon et al.*, 1991; *Lagabrielle*, 2005] et « fossé sommital axial » (*Axial Summit Trough*, AST) [e.g., *Perfit et Chadwick*, 1998; *Macdonald*, 2001; *Fornari et al.*, 2004; *Escartin et al.*, 2007; *Soule et al.*, 2009]. Nous utiliserons le terme « **fossé sommital axial** » (ou AST) dans le reste de ce manuscrit.

3.3. Dorsales intermédiaires

La morphologie des dorsales intermédiaires est extrêmement variable d'un segment à l'autre, depuis un dôme axial (caractéristique des dorsales rapides) jusqu'à une vallée axiale de quelques kilomètres de large (caractéristique des dorsales lentes) (Figures I-14 et I-15) [e.g., *Macdonald*, 1986; *Cannat*, 1990; *Perfit et Chadwick*, 1998]. Cette variabilité reflèterait l'état thermique de la dorsale. La zone néo-volcanique serait plus large que dans le cas des dorsales rapides. Elle serait le lieu d'éruptions plus volumineuses, mais moins fréquentes que dans le cas des dorsales rapides, formant parfois des rides volcaniques [*Ballard et al.*, 1982] de quelques dizaines de mètres de haut, quelques centaines de mètres de large et plusieurs kilomètres de long à l'aplomb de fissures éruptives [*Perfit et Chadwick*, 1998].



Figure I-14 : Vues bathymétriques 3D illustrant la variabilité de la morphologie des dorsales. A - Carte bathymétrique du segment Lucky Strike de la dorsale lente Médio-Atlantique (2,1 cm/an) (issue de Le Saout [2010]) ; B - Carte bathymétrique de la dorsale intermédiaire Explorer (4,4 à 6 cm/an) (issue de Deschamps et al. [2007]) ; C - Carte bathymétrique du segment 16°N de la dorsale rapide Est-Pacifique (8,5 cm/an) (cette étude) ; D - Carte bathymétrique du segment 9°N de la dorsale rapide Est-Pacifique (11 cm/an) (données seabeam issues de Cochran [1999]).



Figure I-15 : Profils bathymétriques perpendiculaire à l'axe des dorsales, illustrant la variabilité de leur morphologie. Les profils sont localisés sur la figure I-14. P1 – Profil bathymétrique d'une dorsale lente Médio-Atlantique (segment Lucky Strike : 2,1 cm/an) (issu de Le Saout [2010]); B – Profil bathymétrique d'une dorsale intermédiaire (dorsale Explorer : 4,4 à 6 cm/an) (issu de Deschamps et al. [2008]); C – Profil bathymétrique d'une dorsale rapide (segment 16°N Est-Pacifique : 8,5 cm/an) (cette étude); D – Profil bathymétrique d'une dorsale rapide (segment 9°N Est-Pacifique : 11 cm/an) (données seabeam issues de Cochran [1999]).

4. Alimentation magmatique

4.1. Production des magmas

A l'axe des dorsales, le manteau remonte adiabatiquement et fond partiellement (5 à 20% de fusion partielle) par décompression (Figure I-16) [*Rabinowicz et Briais*, 2002]. Les premiers liquides magmatiques se formeraient à une profondeur de 60 à 100 km dans le cas d'un manteau sec, et 100 à 200 km dans le cas d'un manteau hydraté [*Ito et Dunn*, 2009] (Figure I-16). Les liquides magmatiques formés, moins visqueux et moins denses que l'encaissant remontent et s'accumuleraient dans des régions étroites (chambres magmatiques), de quelques kilomètres de large sous l'axe, avant d'être extraits pour former une croûte basaltique [*Macdonald*, 2001; *Perfit*, 2001; *Ito et Dunn*, 2009].

4.2. Stockage dans une chambre magmatique et cristallisation fractionnée

Les études pétrologiques et géochimiques suggèrent l'existence d'une chambre magmatique. Elles montrent en effet que la composition des laves émises en surface n'est pas à l'équilibre avec la composition du manteau (péridotites alpines, xénolites de péridotites dans les basaltes, etc.) indiquant que les magmas primaires auraient subi une cristallisation fractionnée probablement dans des réservoirs magmatiques localisés dans la croûte [*Stolper*, 1980; *Sinton et Detrick*, 1992]. Plus tard, les


Figure I-16 : Diagramme pression/température. Le géotherme à l'axe des dorsales est indiqué en gris, le solidus à sec d'un trait noir, et le solidus pour un manteau hydraté avec 5% d'H₂O en pointillés noirs. La zone de fusion partielle est indiquée en gris clair. D'après <u>http://www.emse.fr/</u>

études de sismique réflexion et réfraction ont mis en évidence la présence d'un réflecteur marqué, situé sous l'axe des dorsales, qui correspondrait au toit de la chambre magmatique (*Axial Magmatic Chamber*, AMC). Le long des dorsales rapides et ultra-rapides, ce réflecteur est régulièrement observé (présent sous 60% des segments étudiés le long de la dorsale Est-Pacifique). En revanche, le long des dorsales lentes comme la dorsale Médio-Atlantique, le toit de la chambre magmatique a rarement été observé, car inexistant ou trop profond (ex. réflecteur imagé sur 7 km, à 3 km de profondeur sous le segment Lucky Strike de la dorsale Médio-Atlantique [*Singh et al.*, 2006]). Dans ce cas, les liquides magmatiques résideraient probablement dans de petites poches isolées éphémères [e.g., *Macdonald*, 2001; *Sauter et al.*, 2002].

4.3. Processus éruptifs

Quel que soit le taux d'expansion, le volcanisme à l'axe des dorsales est typiquement fissural [e.g., *Yeo et al.*, 2013] et a majoritairement lieu dans la zone néo-volcanique. Là où le relief est relativement lisse, les fissures éruptives restent souvent visibles [e.g., *Deschamps et al.*, 2007; *Soule et al.*, 2007]. Dans d'autres cas, la fissure éruptive n'est pas visible. Sa localisation est déduite de l'alignement des édifices volcaniques [e.g., *Smith et al.*, 1995; *Chadwick et al.*, 1998]. La formation de ces fissures est liée à l'intrusion de dykes qui connectent la chambre magmatique à la surface. Ces dykes mesurent plusieurs kilomètres de long et 0,5 à 1,5 m de large en moyenne [e.g., *Karson*, 1999; *Karson et al.*, 2002]. Cette largeur peut atteindre 5 à 6 m dans le rift d'Afar (Ethiopie) [*Wright et al.*, 2006].

La présence de dykes a été mise en évidence par l'analyse des ophiolites [e.g., Pallister, 1981; Luyendyk et al., 1982; MacLeod et Rothery, 1992]. Plus récemment, les intrusions de dykes ont pu être repérées à partir de l'analyse de la sismicité de magnitude faible à modérée ($M \le 6$ à l'axe des dorsales [e.g., Sykes, 1970; Solomon et al., 1988; Grandin et al., 2011]). Par exemple, dans le Rift Manda Hararo-Dubbahu en Afar (Ethiopie), entre 2005 et 2011, pas moins de quatorze intrusions de dykes ont été repérées par la propagation d'essaims sismiques sur des distances de 10 à 15 km à une vitesse de 0,13 à 8 m/s. Ces intrusions ont provoqué la formation de fissures et de failles normales à leur aplomb, et ont mené à la mise en place de coulées de laves [Grandin et al., 2011]. Au niveau des dorsales Médio-océaniques, la première intrusion de dyke a été détectée en 1993 le long du segment CoAxial de la dorsale Juan de Fuca. Un essaim sismique s'est propagé vers le Nord sur une distance de 39 km à une vitesse de $0,3 \pm 0,1$ m/s (Figure I-17). Les essaims sismiques sont souvent accompagnés par des tremors induits par le déplacement dans la croûte des magmas associés aux éruptions [e.g., Bohnenstiehl et Dziak, 2009]. Depuis, l'analyse de ces essaims sismiques a montré que les intrusions de dykes se font sur plusieurs dizaines de kilomètres (~60 km au segment CoAxial en 1993, [Dziak et al., 1995]) confirmant ainsi que les magmas peuvent être transportés sur plusieurs dizaines de kilomètres le long de l'axe.



Figure I-17 : Carte bathymétrique du segment CoAxial (dorsale Juan de Fuca), avec la localisation des séismes enregistrés par des hydrophones lors de l'intrusion d'un dyke en 1993. L'activité sismique intense a duré 23 jours. D'après Bonhenstiel et Dziak [2009].

La fréquence des intrusions de dykes et des événements éruptifs serait étroitement liée aux caractéristiques de la chambre magmatique sous-jacente. Ces évènements seraient plus fréquents là où la chambre est plus superficielle et plus volumineuse (récurrence de 10 à 100 ans aux dorsales rapides et 100 à 1000 ans aux dorsales lentes) [e.g., *Bryan et Moore*, 1977; *Atwater*, 1979; *Hussenoeder et al.*, 1996; *Hooft et al.*, 1997; *Perfit et Chadwick*, 1998; *Carbotte et al.*, 2000].

5. Morphologie des laves et dynamique éruptive

5.1. Faciès volcaniques

La morphologie des laves ou des coulées à l'axe des dorsales océaniques est très variable. On distingue trois grandes catégories de faciès : les laves en coussin, les laves lobées et les laves en nappe (Figure I-18) [*Fox et al.*, 1988; *Perfit et Chadwick*, 1998].



Figure I-18 : Illustration de la variabilité de la morphologie des laves : a/ laves en coussin sur des laves en nappe (en dalle) ; b/ laves lobées ; c/ laves en nappe drappées ; d/ laves en nappe (en dalle) avec linéations ; e/ laves bréchifiées ; f/ laves en coussin. Photos issues de Chadwick et al. [2013].

5.1.1. Laves en coussin

Les **laves en coussin** sont des laves extrudées sous forme de bulbes individuels sphériques ou cylindriques de 1 à 4 m de diamètre (Figures I-18 –a et –f). Ils sont pleins ou parfois creux, et leur surface peut être lisse ou présenter des stries parallèles à la direction de l'extrusion [e.g., *Moore*, 1975; *Moore et Lockwood*, 1978; *Fox et al.*, 1988; *Embley et Chadwick*, 1994; *Perfit et Chadwick*, 1998; *Juteau et Maury*, 2008; *McClinton et al.*, 2013]. *Soule et al.* [2007], *Fundis et al.* [2010], *Claque et al.* [2013] et *Chadwick et al.* [2013] distinguent deux types de coulées formées par les laves en coussin qu'ils nomment « monticules de coussin » et « coulées d'inflation en coussin ».

Les **« monticules de coussin »** sont les plus décrits dans la littérature. Ils sont formés par l'empilement de coussins individuels directement sur la fissure éruptive (Figure I-19) [*Embley et Chadwick*, 1994; *White et al.*, 2002; *Chadwick et al.*, 2013; *Yeo et al.*, 2013]. A mesure que l'édifice grandit, les nouveaux coussins se mettraient en place à partir du sommet de l'édifice. Ces édifices sont souvent épais avec des flancs abrupts, et n'ont pas de cœur de coulée fluide [*Chadwick et al.*, 2013]. *Chadwick et al.* [2013] notent que sur la dorsale Juan de Fuca de tels édifices sont caractérisés par des diamètres de 200 à 500 m et des hauteurs de 20 à 200 m.



Figure I-19 : Morphologie des monticules de laves en coussin. (A) section schématique d'un monticule de laves en coussin. (B) Extrait de la carte bathymétrique à 1 m de résolution du Volcan Axial (dorsale Juan de Fuca), montrant un monticule de laves en coussin. Modifiée d'après Chadwick et al. [2013].

Les « **coulées d'inflation en coussin** » sont observées dans la caldera du volcan axial à Juan de Fuca [*Chadwick et al.*, 2013; *Clague et al.*, 2013] et vers 9°N le long de la dorsale Est-Pacifique (EPR) [*Soule et al.*, 2007; *Fundis et al.*, 2010]. *Chadwick et al.* [2013] utilisent le terme "inflation" en référence aux coulées, telles que les coulées pahoehoe décrites par *Hon et al.* [1994], qui sont caractérisées par un intérieur fluide sous une croute solidifiée. Ces « coulées d'inflation en coussin »



Figure I-20 : Morphologie des coulées d'inflation en coussin. (A) section schématique d'une coulée de laves en coussin. La lave non solidifiée est indiquée en rouge (schéma supérieur), alors que la lave solidifiée après le drainage est indiquée en gris foncé (schéma inférieur) ; (B) Extrait de la carte bathymétrique à 1 m de résolution du Volcan Axial (dorsale Juan de Fuca), montrant une coulée de laves en coussin avec des structures d'effondrements au sommet de l'édifice. Modifiée d'après Chadwick et al. [2013].

constituent généralement l'extrémité des coulées de laves lobées, et sont observées jusqu'à 0,5 à 1 km de l'axe le long de la dorsale Juan de Fuca. Elles sont constituées de laves en coussin en bordures de coulées et leur centre est généralement constitué de laves lobées. Ces coulées, présentant un profil en dôme, sont caractérisées par des largeurs de 200 à 500 m et des hauteurs de 10 à 30 m. Certaines de ces coulées ont leur centre affecté par des effondrements étroits, parfois ramifiés et dendritiques, formés en raison du drainage de la lave et exposant le cœur de la coulée (ex. au Volcan Axial sur la dorsale Juan de Fuca [*McClinton et al.*, 2013]). Ces structures d'effondrement, plus étroites que celles affectant les laves lobées, suggèrent que le cœur fluide de la coulée est plus réduit. Leurs parois sont marquées par des crénelures subhorizontales et leur plancher est généralement constitué de laves en nappe bréchifiées. Ces structures se distinguent de celles des laves lobées par l'absence ou faible présence de piliers (cf. Chapitre I 5.1.2).

5.1.2. Laves lobées

Les **laves lobées** présentent des textures plus lisses que les laves en coussin à l'échelle des données bathymétriques (Figure I-21). Elles sont constituées par des lobes individuels généralement plus larges et plus plats que les laves en coussin. Elles se mettent en place un lobe à la fois sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres puis s'épaississent par inflation de manière analogue aux inflations des laves Pahoehoe observées à HawaI ou la Réunion par *Dutton* [1884] [e.g., *Hon et*



Figure I-21 : Carte micro-bathymétrique (A) et carte des pentes (B) illustrant la différence de texture entre des laves en coussin rugueuse marquées par des varaitions de pentes excédant parfois 30° et des laves lobées d'aspect plus lisse. Données du segment 16°N de la dorsale Est-Pacifique.

al., 1994; *Hoblitt et al.*, 2012] Rapidement, les lobes coalescent, permettant ainsi l'écoulement continue de la lave en fusion sous une croûte supérieure solide tout en préservant la morphologie originelle des lobes [*Perfit et Chadwick*, 1998]. Les laves lobées forment généralement des coulées de 5 à 10 m d'épaisseur. En raison de changements de rhéologie au cours de l'écoulement (ie. diminution de la viscosité liée au refroidissement), elles sont souvent caractérisées par la présence de laves en coussin en front de coulées (Figure I-22) [*Gregg et Fink*, 1995; *Chadwick et al.*, 2013].

Les laves lobées sont fréquemment affectées par **des structures d'effondrements** [e.g., *Ballard et al.*, 1979; *Embley et Chadwick*, 1994; *Fornari et al.*, 1998; *Lagabrielle et Cormier*, 1999; *White et al.*, 2000; *McClinton et al.*, 2013]. Ces structures résultent du drainage syn- et/ou post-éruptif de la lave dans la fissure éruptive (« drainback ») ou vers des zones plus basses. Elles mesurent quelques décimètres à 25 m de profondeur (2 à 5 m de profondeur par exemple au Volcan Axial, dorsale Juan de Fuca [*Chadwick et al.*, 2013]), et jusqu'à plusieurs centaines de mètres de diamètre [*Engels et al.*, 2003]. La concentration des structures d'effondrement dépendrait fortement de la pente de mise en place des coulées. *Chadwick et al.* [2013] montrent en effet que la surface occupée par les structures d'effondrement est plus réduite dans le cas de coulées de laves lobées mises en place sur un plancher subhorizontal (19% de la coulée est effondrée), que dans le cas où le plancher présente une pente de quelques degrés (plus de 50% de la coulée est effondrée).



Figure I-22 : Coulée de laves lobées caractérisée par la présence de chenaux. (A) Section schématique d'une coulée de laves lobées. La lave non solidifiée est indiquée en rouge (schéma supérieur), alors que la lave solidifiée après le drainage est indiquée en gris foncé (schéma inférieur); (B) Extrait de la carte bathymétrique à 1 m de résolution du Volcan Axial (dorsale Juan de Fuca), illustrant les chenaux d'alimentation d'une coulée de laves lobées. Modifiée d'après Chadwick et al. [2013].

Plusieurs modèles sont proposés pour expliquer la formation de ces structures d'effondrement [e.g., Ballard et al., 1979; Francheteau et al., 1979; Gregg et Chadwick, 1996; Chadwick et al., 1999; *Gregg et Fink*, 2000; *Gregg et al.*, 2000; *Fox et al.*, 2001; *Chadwick*, 2003; *Hékinian et Binard*, 2008]. Hékinian et Binard [2008] proposent un modèle en trois étapes (Figure I-23) : 1/ La coulée se met en place et une croûte de quelques centimètres d'épaisseur se forme. L'eau de mer piégée sous la coulée remonte au travers de la lave, la refroidissant et permettant ainsi la formation de piliers de lave ; 2/ le drainage commence. Là où la croûte supérieure n'est pas soutenue par les piliers, elle s'effondre exposant la lave à l'eau froide. Une nouvelle croûte se forme et se lie aux côtés des piliers. Et le drainage se poursuit ; 3/ le processus se poursuit jusqu'à la fin du drainage. Après la vidange, il ne reste plus que les piliers de laves et les murs bordant l'effondrement parcourus par des crénelures subhorizontales qui marquent les différents niveaux de vidange de la lave. Le long des dorsales Est-Pacifique et Juan de Fuca, l'épaisseur de ces crénelures est de 0,5 à 1,5 cm et l'intervalle de récurrence de l'ordre de 5 à 6 cm [Gregg et al., 2000; Chadwick, 2003]. En supposant un taux de subsidence de la lave durant le drainage de 3,5 cm par minutes, mesuré durant l'éruption sous-marine du volcan axial (dorsale Juan de Fuca), Chadwick [2003] estime que ces crénelures se formeraient en environ 25 secondes.

Les auteurs distinguent trois types d'effondrement en fonction de leur diamètre [e.g., *Wilkens et al.*, 1991; *Haymon et al.*, 1993; *Fornari et al.*, 1998; *Engels et al.*, 2003; *Fundis et al.*, 2010]:

• Les « **blisters** » sont des structures d'effondrement inférieures à 2 m de diamètre. Ces structures résulteraient de l'effondrement d'une croûte de 1 à 5 cm. Généralement, les fragments de la croûte qui constituait le toit de la coulée sont visibles au fond des dépressions.



Figure I-23 : Modèle de formation des piliers de laves durant le drainage de la lave : 1/ (A) Coulée de lave à la fin de l'inflation. L'eau piégée sous la coulée remonte à travers la lave et forme des piliers. (B) Début du drainage, formation de petites cavités sous la croûte solidifiée au contact de l'eau de mer. La croûte supérieure s'effondre là où elle n'est pas soutenue par des piliers, exposant la lave à l'eau froide. Une nouvelle croûte se forme sur la lave qui subside et se lie au côté du pilier. Comme le drainage continue, la nouvelle croûte devient perchée et de nouvelles cavités de vapeur se forment. La croûte perchée s'effondre. (C) Le processus se répète jusqu'à la fin du drainage. D'après Hékinian et Binard [2008] 2/ Détermination des temps de formation des croûtes supérieures de la coulée et du temps entre chaque croûte, basée sur le taux de subsidence de 3,5 cm/minute mesuré durant l'éruption sous-marine de 1998 au Volacn Axial (dorsale Juan de Fuca). D'après Chadwick [2003].

• Les « **lucarnes** » (*skylight*) [e.g., *Wilkens et al.*, 1991; *Haymon et al.*, 1993; *Fornari et al.*, 1998; *Engels et al.*, 2003]sont des structures d'effondrement de 2 à 10 m de diamètre de tailles similaires à celles observées à terre et décrites par [*Greeley*, 1987]. Ces structures résulteraient de l'effondrement d'une croûte généralement plus épaisse (2 à 10 cm d'épaisseur) que pour les « blisters ». Tout comme dans le cas des effondrements plus petits, les fragments qui constituaient le toit de la coulée constituent généralement le fond de ces structures.

• Les « lacs de lave effondrés » sont les plus larges structures d'effondrement. Elles mesurent 10 m à plusieurs centaines de mètres de diamètre [e.g., *Embley et Chadwick*, 1994; *Gregg et Chadwick*, 1996; *Fornari et al.*, 1998; *White et al.*, 2000; *Fox et al.*, 2001; *Engels et al.*, 2003; *Fundis et al.*, 2010]. Les plus profonds (~25 m) sont observés dans les fossés sommitaux le long des dorsales intermédiaires et rapides. Le fond de ces structures, généralement constitué de laves en nappe, est souvent recouvert par des vestiges du toit de la croûte effondré. Les piliers de laves sont des éléments omniprésents au fond de ces effondrements, traduisant de l'épaisseur minimum de la coulée (Figure I-8) [e.g., *Hon et al.*, 1994; *Perfit et Chadwick*, 1998; *Engels et al.*, 2003; *McClinton et al.*, 2013].

Les laves lobées sont également généralement marquées par la présence de **chenaux** sur une zone de 2 à 3 km de part et d'autre du fossé sommital le long des dorsales intermédiaires et rapides (Figure I-22) [e.g., *Soule et al.*, 2005]. Ils mesurent 50 m à 1 km de long, quelques dizaines de mètres de large et jusqu'à 8 m de profondeur [e.g., *Sakimoto et Gregg*, 2001; *Cormier et al.*, 2003; *Soule et al.*, 2005]. Ils sont sinueux et suivent la pente locale. Leur plancher est généralement constitué de laves en nappe (en dalle en centre de chenaux, et drapées sur les bords) [*Soule et al.*, 2005]. Les chenaux se formeraient en raison d'un flux de lave élevé (0,4 à 4,7 x 10³ m³/s d'après des modèles numériques [*Soule et al.*, 2005]). Ils permettraient le transport efficace des laves de part et d'autre de la source. Contrairement aux structures d'effondrements mentionnées auparavant, il semblerait que la vitesse d'écoulement des laves au niveau de ces chenaux soit trop rapide pour développer des structures internes telles que des piliers de laves [*Gregg et Chadwick*, 1996; *Gregg et al.*, 2000; *Chadwick*, 2003], afin de supporter la croûte avant l'effondrement [*Soule et al.*, 2005].

5.1.3. Laves en nappe

Les « laves en nappe » ou « nappes de laves » sont des laves qui forment des surfaces subhorizontales, sans relief. Elles constituent souvent le plancher des chenaux ou des lacs de laves effondrés. Elles sont caractérisées par des textures très variées (en dalle, drapées, bréchifiées) qui dépendent principalement du taux d'effusion, mais également des reliefs préexistants et de la rugosité du plancher sous-jacent (escarpements de faille, talus, coulées antérieures) [*Fox et al.*, 1988; *Griffiths et Fink*, 1992; *Gregg et Fink*, 1995; *Perfit et Chadwick*, 1998; *Kurras et al.*, 2000]. Ces coulées principalement formées de verre volcanique, sont généralement peu épaisses (< 10 cm), mais peuvent parfois atteindre plusieurs mètres d'épaisseur [e.g., *Perfit et Chadwick*, 1998; *McClinton et al.*, 2013].

5.2. Paramètres contrôlant la morphologie des laves

Les coulées basaltiques sont les coulées les plus abondantes sur Terre (cf. Chapitre I). Elles sont caractérisées par des morphologies très variées en domaine immergé comme vu précédemment ou émergé (~90% des coulées ont une morphologie **aa** (ou « en graton ») ou **pahoehoe** («ou « cordées ») [e.g., *Dutton*, 1884; *Emerson*, 1926; *Macdonald*, 1953; *Rowland et Walker*, 1990]). De nombreuses

études ont été réalisées pour comprendre les paramètres responsables de ces morphologies. Les différentes études montrent que la morphologie des laves est principalement tributaire d'un paramètre intrinsèque au magma (la viscosité), de paramètres externes à la coulée (l'environnement de mise en place), et d'un paramètre lié à la dynamique de l'éruption (le taux d'extrusion) [*Bonatti et Harrison*, 1988; *Gregg et Fink*, 1995; *Gregg et Fornari*, 1998; *Kurras et al.*, 2000; *Gregg et Smith*, 2003; *McClinton et al.*, 2013].

Les études à terre montrent en effet que les différences de morphologie entre le faciès aa et pahoehoe sont directement liées au taux d'extrusion, à la viscosité et à l'environnement, eux-mêmes contrôlés par de nombreux paramètres (Tableau I-2). Ainsi, les coulées aa se mettent en place sur des pentes relativement plus élevées que les pahoehoe qui sont majoritairement présentes sur des pentes inférieures à 4° [e.g., *Cashman et al.*, 1998; *Walker*, 2009]. Leur viscosité est également plus importante en raison de la température plus faible et de la nature moins dégazée des magmas [e.g., *Macdonald*, 1953; *Peterson et Tilling*, 1980; *Sheth*, 2006]. Elles sont également caractérisées par un taux d'extrusion plus élevé. Par exemple à Hawaï, les laves aa sont mises en place avec un taux d'extrusion de 7-1044 m³/s et les laves pahoehoe avec un taux de 2-19 m³/s [e.g., *Brigham*, 1909; *Finch et Macdonald*, 1950; *Macdonald et Finch*, 1950; *Swanson et al.*, 1979; *Moore et al.*, 1980; *Tilling et al.*, 1987; *Rowland et Walker*, 1990].

Viscosité	Taux d'extrusion	Environnement
Composition chimique	Volume	Pente locale
Teneur vésicules (bulles)	Pression dans la chambre magmatique	Pente régionale
Proportion de cristaux	Largeur du dyke	Morphologie des coulées préexistantes (rugosité du plancher)
Température du magma	Dimension de la fissure	Chenalisation

Tableau I-2: Paramètres contrôlant les facteurs principaux de la morphologie des laves.

En mer, et plus particulièrement au niveau des dorsales, l'abondance relative de laves en coussin, lobées ou en nappe, est souvent corrélée à l'apport magmatique (Figure I-24-A) et au taux d'accrétion (Figure I-24-B) [e.g., *McClinton et al.*, 2013]. En effet, les synthèses réalisées sur l'abondance relative des faciès volcaniques montrent que dans le cas des dorsales rapides, généralement caractérisées par un apport magmatique relativement élevé, les laves lobées et laves en nappe seraient beaucoup plus abondantes que les laves en coussin (ex. plus de 95% de laves lobée et en nappe à 20°S sur l'EPR, caractérisée par un apport magmatique de 0,88.10⁶m³/km/an et un taux d'accrétion de 15-17 cm/an) et inversement le long des dorsales lentes (ex. 88% de laves en coussin à

 37° N sur la dorsale Médio-Atlantique, caractérisée par un apport magmatique de 0,15.10⁶m³/km/an et un taux d'accrétion de ~3,5 cm/an) (Figure I-24). Toutefois, l'apport magmatique et le taux d'expansion ne sont pas des paramètres qui contrôlent la morphologie des laves.



Figure I-24 : Abondance relative des différents types de morphologie de laves le long des dorsales Médio-océaniques en fonction de l'apport magmatique (A) et du taux d'accrétion (B). Etudes réalisées le longs de segments de la dorsales Est-Pacifique Nord (NEPR, East Pacific Rise) et Sud (SEPR), de la dorsale des Galápagos (GSC, Galapagos Spreading Center), de la dorsale Médio-Atlantique (MAR, Mid-Atlantic Ridge) et de la dorsale Gakkel. Issu de McClinton et al. [2013].

5.2.1. Viscosité

L'un des paramètres le plus influant sur la morphologie des laves est la viscosité qui traduit la capacité du magma à résister à son écoulement. C'est un paramètre complexe qui dépend de nombreux facteurs tels que la **composition chimique** de la lave, sa **teneur en eau dissoute**, sa **température** ainsi que sa **teneur en gaz et en cristaux** (Tableau I-2). La viscosité des basaltes est donc très variable et des valeurs de 10^1 à 10^6 Pa.s [e.g., *Shaw et al.*, 1968; *Cigolini et al.*, 1984; *Fink et Zimbelman*, 1986; *Rowland et Walker*, 1990] ont été calculées pour des basaltes mis en place à terre (c.f. chapitre I et Tableau I-1).

Morphologie des laves	Viscosité	Taux d'extrusion	Pente de mise en place
Laves en coussin	forte	faible	forte
Laves lobées			
Laves en nappe	faible	fort 🖤 👻	faible V i

Tableau I-3 : Corrélation entre la morphologie des laves, la pente de mise en place, le taux d'effusion et la viscosité des laves, déterminée à partir de modèles analogiques (flèches noires) [e.g., Gregg et Fink, 1995] et Kurras et al., 2000] et d'analyses de photos et vidéos, de données de sonar

latéral à 2-5 m de résolution et de cartes bathymétriques à 1 m de résolution (flèches en tiretés) [Gregg et Smith, 2003 ; McClinton et al., 2013].

Des modèles numériques [*Bonatti et Harrison*, 1988] et analogiques [*Gregg et Fink*, 1995] ont montré que l'augmentation de la viscosité des laves aurait un effet comparable sur la morphologie des laves que la diminution du taux d'effusion**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Ainsi, les laves en nappe traduiraient des viscosités plus faibles que les laves en coussin (Figure I-25). A l'axe des dorsales, des valeurs de viscosité de l'ordre de 10² Pa.s (Tableau I-5) [e.g., *Gregg et al.*, 1996; *Soule et al.*, 2005] ont été calculées pour les laves du segment 9°N de l'EPR. Ces valeurs ont été obtenues à partir d'analyses géochimiques et combinées à l'utilisation des modèles thermodynamiques (modèle MELTS) [*Soule et al.*, 2005].



Figure I-25 : Relation entre le taux d'effusion, la viscosité et la morphologie des laves pour des basaltes mis en place sous l'eau sur une pente de 10°. Les lignes en pointillé correspondent à une éruption ponctuelle, alors que les lignes en trait plein correspondent à une éruption fissurale. Les points représentent les valeurs mesurées par Sansone [1990] pour des coulées de laves en coussin observées à Honolulu. La barre verticale en gras indique les taux d'effusion possibles pour des éruptions sur le segment CoAxial (Juan de Fuca), déterminés à partir de la morphologie et de la pente sous-jacente. Issu de Gregg et Fink [1995].

5.2.1.1.Les facteurs à l'origine des variations de viscosité

La **composition chimique** d'un magma joue un rôle important sur les variations de la viscosité. Parmi l'ensemble des éléments qui composent les magmas, les variations de la concentration en silice ont le plus d'influence. En effet, cet élément tend à former de longues chaines de molécules de SiO₂ (polymérisation), qui entrainent une diminution de la capacité de mouvement des molécules et confèrent au liquide la capacité de résister à des forces et donc se traduit par une augmentation de la viscosité [*Pinkerton et Stevenson*, 1992; *Toplis et al.*, 1997; *Toplis et Dingwell*, 2004]. Ainsi, plus le magma sera riche en silice, plus sa viscosité sera élevée (Figure I-26). Les basaltes ont une concentration de silice variant de 48% à 55%, impliquant une viscosité de l'ordre de 10¹ à 10⁴ Pa.s



Figure I-26 : Viscosité, concentration en SiO_2 et densité des différentes roches volcaniques. Pour une variation de la concentration de la silice dans les basaltes d'environ 6% la viscosité varie de 3 ordres de grandeurs. Issu de Vaucher [2007].

[*Vaucher*, 2007]. Cependant, la concentration en eau dissoute, magnésium et phosphore entraine une diminution de la viscosité. En effet, la présence d'eau notamment sous la forme de radicaux libres – OH, casse les chaines de silice et de fortes concentrations en magnésium conduisent à diminuer les proportions relatives de silice. Enfin, la concentration de phosphore dans les magmas retarde la formation des cristaux.

De manière générale, la **teneur en cristaux** dans le magma à un impact important sur la viscosité. Plus la teneur en cristaux est importante, plus la viscosité sera élevée [e.g., *Spera*, 2000]. Cette relation induit donc une évolution de la viscosité d'un magma au cours de son refroidissement et donc au cours d'une éruption, rendant les modélisations des processus éruptifs difficiles. En outre, dans le détail les relations entre la teneur en cristaux et la viscosité sont bien plus complexes, puisque la taille, la forme et l'agencement des cristaux [e.g., *Jeffrey et Acrivos*, 1976] ainsi que la formation d'agrégats [e.g., *Gillespie*, 1983] ont également une influence sur la viscosité. Le long des dorsales, les



Figure I-27 : Viscosité (η) en fonction de la température (T) pour différentes quantités maximales de cristaux : (a) 80%, (b) 40%, (c) 20%, (d) 10%. La ligne en pointillé représente la courbe $\eta = f(T)$ pour un liquide de viscosité newtonienne de composition constante et sans cristallisation. Issu de Dragoni et Tallarico [1994].

basaltes analysés sont caractérisés par une concentration en phénocristaux inférieure à 10 vol.% (~9,8% sur la MAR et 6,4% sur l'EPR) [*Bryan*, 1983; *Gregg et Fink*, 2000]. Cette faible quantité de cristaux n'aurait qu'un effet minime sur la viscosité. En effet, *Spera et al.* [1988]et *Pinkerton et Stevenson* [1992] considèrent que en deçà de 25-30 vol.% de phénocristaux, il n'y a pas d'influence significative sur la viscosité (Figure I-27). [*Dragoni et Tallarico*, 1994]

L'influence des vésicules sur la viscosité est complexe à modéliser. En effet, elle dépend de la capacité des vésicules à se déformer. Les vésicules qui ne se déforment pas (généralement le cas des petites vésicules), vont agir comme des cristaux et se traduire par une augmentation de la viscosité [*Spera*, 2000]. Au contraire, les vésicules qui se déforment (cas des grosses vésicules), contribuent à diminuer les forces de frottement et donc la viscosité. Le long des dorsales, la variation des vésicules serait principalement dépendante de la profondeur du plancher sous le niveau marin. A 21°N sur l'EPR, *Byers et al.* [1986] n'observent pas de différences systématiques de la quantité de vésicules entre les laves en nappe.

La **température** correspond au degré d'agitation thermique des particules ou atomes. Une augmentation de la température conduit la vibration de chaque atome, qui devient plus mobile. Ainsi, l'augmentation de la température d'un magma se traduit par une diminution exponentielle de la viscosité. Les variations de température à elles seules peuvent faire varier la viscosité de plusieurs ordres de grandeur [*Spera*, 2000]. La température d'éruption des magmas basaltiques varie généralement entre 1000°C et 1300°C (ex. 1070-1090°C pour l'Etna ; 1130-1150°C à HawaI [*Rowland et Walker*, 1990]). Le long des dorsales, la température d'éruption des laves est estimée à partir de la relation entre la température et le partitionnement du magnésium entre l'olivine et le verre à l'équilibre [*Roeder et Emslie*, 1970]. Sur la MAR, la température d'éruption est estimée entre 1067°C et 1225°C, de 29°N à 73°N [*Schilling et Sigurdsson*, 1979] et entre 1176°C et 1255°C au segment FAMOUS [*Hekinian et al.*, 1976]. A 21°N sur l'EPR, la température est estimée entre 1170°C et 1220°C [*Juteau et al.*, 1980]. La température varie rapidement au cours de l'éruption en raison du refroidissement de la coulée et peut être responsable d'une augmentation de la viscosité d'un facteur de 10¹³ [*Pinkerton et Stevenson*, 1992].

5.2.1.2. Evolution de la viscosité au cours de la mise en place

Au cours de sa mise en place, la base et la surface de la coulée subissent des pertes de chaleur. A la base, cette perte est contrôlée par la diffusivité thermique du plancher sous-jacent [*Hulme*, 1982]. A la surface de la coulée, elle se fait principalement par **radiation** lorsque la coulée se met en place en domaine émergé [*Dragoni*, 1989; *Keszthelyi et Denlinger*, 1996; *Harris et Rowland*, 2001; *Patrick et al.*, 2004]. Le transfert de chaleur entre la coulée et l'air peut s'exprimer par l'équation de Stefan-Boltzmann :

$$Q_r = \sigma \varepsilon (T_l^4 - T_{amb}^4) \tag{I-1}$$

avec Q_r correspondant au flux de chaleur perdu par radiation, σ à la constante de Stefan-Boltzmann (5,67.10⁻⁸W m⁻²K⁻⁴), ε à l'émissivité de la surface de la lave (~0,9 pour des basaltes) [e.g., *Kahle et al.*, 1988; *Crisp et Baloga*, 1990; *Salisbury et D'Aria*, 1994], T_l la température de la surface de la coulée et T_{amb} la température ambiante de l'air [*Kreith et al.*, 1997]. Dans l'eau et à moindre échelle dans l'air, la perte de chaleur de la surface de la coulée se fait par **convection**. Elle peut être décrite par la loi de refroidissement de Newton :

$$Q_c = h_c (T_l - T_{amb}) \tag{I-2}$$

avec Q_c correspondant au flux de chaleur perdu par convection, T_l la température de la surface de la coulée et T_{amb} la température ambiante de l'eau ou de l'air et h_c le coefficient de transfert de chaleur qui décrit la vigueur de la convection. Ces pertes de chaleur vont être directement responsables de la diminution de la température des magmas ainsi que de l'augmentation de la concentration en cristaux, impliquant tous deux une augmentation progressive de la viscosité. La viscosité peut ainsi augmenter d'un facteur de 10¹³ alors que le magma refroidit [Pinkerton et Stevenson, 1992]. Cette viscosité apparente caractérise principalement la partie externe, solidifiée et plus froide de la coulée, et non pas sa partie interne qui conserve mieux la chaleur et dont le refroidissement sera plus lent [Crisp et Baloga, 1990]. Si le refroidissement excède l'advection, la surface solide de la coulée va s'épaissir rapidement. Les mouvements latéraux seront alors limités entrainant la formation préférentielle de laves en coussin. Au contraire, si l'advection excède le refroidissement permettant la mise en place de coulée plus étendue [Fink et Griffiths, 1990]. Dans le cas des coulées profondes (> 1500 m), le gradient de température entre l'eau et la lave extrudée est relativement constant [Fink et Griffiths, 1990; Griffiths et Fink, 1992; McClinton et al., 2013]. La morphologie des laves sera alors principalement contrôlée par l'advection décrite par le taux d'extrusion, la viscosité de la lave et la pente de mise en place [e.g., Bonatti et Harrison, 1988; Gregg et Fink, 1995; Gregg et Smith, 2003; *McClinton et al.*, 2013]

5.2.2. Taux d'extrusion

Le taux d'extrusion est un paramètre majeur influant à la fois les dimensions des coulées (longueur, largeur, épaisseur, volume et surface) [e.g., *Walker et al.*, 1973; *Malin*, 1980; *Baloga et Pieri*, 1986; *Pieri et Baloga*, 1986; *Kilburn et Lopes*, 1988; *Blake*, 1990; *Swanson et Holcomb*, 1990; *Pinkerton et Wilson*, 1994; *Stasiuk et Jaupart*, 1997; *Blake et Bruno*, 2000] et leur morphologie [e.g., *Iverson*, 1990; *Rowland et Walker*, 1990; *Fink et Griffiths*, 1992, 1998; *Griffiths et Fink*, 1992; *Gregg*

et Fink, 2000; *Gregg et Smith*, 2003]. En effet, des observations réalisées à Hawaï sur des éruptions subaériennes montrent que les coulées aa sont généralement caractérisées par des taux d'extrusion supérieurs à 50 m³/s, alors que les coulées pahoehoe ont des taux inférieurs à 10 m³/s [*Rowland et Walker*, 1990; *Gregg et Smith*, 2003].

Des expériences en laboratoire avec un analogue des laves sous-marines (le polyéthylène glycol de viscosité et densité similaires), montrent qu'à mesure que le taux d'extrusion augmente, les lobes des laves en coussin deviennent plus larges et plus aplatis. Les laves en coussin se mettent donc en place avec un taux d'extrusion contrairement aux laves en nappe qui reflètent des taux plus importants (< 1 m³/s et > 100 m³/s respectivement [*Griffiths et Fink*, 1992]) [e.g., *Ballard et al.*, 1979; *Luyendyk et Macdonald*, 1985; *Gregg et Fink*, 1995]. Ces expériences permettent de définir des gammes de taux d'extrusion pour chaque faciès de laves dans l'hypothèse que les laves ont une viscosité constante (ex. 10 Pa s) (Tableau I-4) [*Griffiths et Fink*, 1992 ; *Gregg et Fink*, 1995].

Type de lave	Taux d'extrusion minimum (m ³ /s)	Taux d'extrusion maximum (m ³ /s)
Laves en coussin	Non défini	1
Laves lobées	1	100
Laves en nappe (dalles)	100	3000
Laves en nappe (drapées)	3000	Non défini

Tableau I-4 : Taux d'extrusion pour un faciès volcanique donné calculé à partir de modèle analogique, en supposant une viscosité constante de 10² Pa s. D'après Griffiths et Fink [1992].

Les observations récentes confirment les résultats des expériences en laboratoire. Les taux d'extrusion peuvent être estimés à partir de modèles numériques basés sur des analyses géochimiques couplées aux propriétés thermodynamiques des laves [*Asimow et Ghiorso*, 1998] ou à partir des volumes de laves émis et des durées des éruptions (calculées à partir de la durée de l'activité sismique ou via l'utilisation d'un VSM (Volcanic System Monitor) qui mesure les variations de pression sur le plancher océanique [*Fox et al.*, 2001]). On estime par exemple des taux d'extrusion de 0,4 à 4,7.10³ m³/s sur la dorsale Est Pacifique à ~9°N [*Soule et al.*, 2005] (Tableau I-5). Sur la dorsale Juan de Fuca des taux de 3,5 à 5,5 m³/s sont calculés pour des coulées de laves en coussin [*Yeo et al.*, 2013] et de 0,5 à 2,4.10³ m³/s pour des laves lobées [*Chadwick et al.*, 2013] (Tableau I-5).

Dorsale	Segment	Année	Durée	Volume (m ³)	Taux d'extrusion (m ³ /s)	Viscosité (Pa.s)	Facies	Auteurs
JdF	Co Axial	1993	453 min (l'activité sismique)	9,5.10 ³	5,5(1)		laves en coussin	Yeo et al., 2013
JdF	North gorda	1996	523 min (l'activité sismique)	6,6.10 ³	3,6(1)		laves en coussin	Yeo et al., 2013
JdF	Volcan axial	1998	< 12 h (variations de pression)	21.10 ⁶	$0,5 - 2,4.10^{3}$ (1)		laves lobées	Chadwick et al., 2013
JdF	Volcan axial	1998		7.10 ⁶	1,6 - 7,7.10 ² (1)		laves en coussin	Chadwick et al., 2013
EPR	9°N				$0,4 - 4,7.10^{3}$ (2)	4.10^{2}		Soule et al., 2005
EPR	9°46'- 9°51'N	1991	1-2 h	4-6.10 ⁶	$10^3 - 10^6(3)$	10^{2}		Gregg et al.,1996

Tableau I-5 : Paramètres des éruptions volcaniques (durée, volume, taux d'extrusion, viscosité). Les taux d'extrusion sont calculés à partir 1/ des durées estimées des éruptions et des volumes de laves émis mesurés par comparaison entre des cartes bathymétriques pré- et post-éruption ; 2/ de modèles numériques basés sur les propriétés thermodynamiques des laves [Asimow et Ghiorso, 1998] ; 3/ de modèles numériques utilisant la géométrie du conduit éruptif (largeur, longueur et profondeur de la fissure), les propriétés des magmas basées sur la morphologie des laves, la pression magmatique et le taux de refroidissement dans le dyke [Gregg et al., 1996]. Les viscosités sont calculées à partir des analyses géochimiques et de l'utilisation des modèles thermodynamiques.

Comme la viscosité qui varie en raison du refroidissement de la lave, le taux d'extrusion varie au cours d'une éruption [e.g., *Wilson et Head*, 1994]. En effet, ce facteur est contraint par la différence de densité et de pression entre la chambre magmatique et la roche encaissante, par la largeur du dyke et la viscosité de la lave [e.g., *Kurras et al.*, 2000]. Au cours d'une éruption, la pression dans la chambre magmatique diminue en raison de sa vidange et la viscosité peut également augmenter entrainant une diminution du taux d'extrusion.

5.2.3. Pente de mise en place

La **pente** de mise en place est un autre paramètre important contrôlant la morphologie des laves. *Gregg et Fink* [1995 ; 2000] montrent à partir d'expériences en laboratoire avec du polyéthylène glycol, que l'augmentation de la pente de mise en place aurait un effet similaire à l'augmentation du taux d'extrusion : les laves en nappe se développeraient sur les pentes les plus élevées et les laves en coussin sur les pentes les plus faibles. Cependant, les observations de terrain, réalisées à partir de données de sonar latéral à 5 m de résolution et de photos, à Puna Ridge (extension sous-marine du Kilauea) [*Gregg et Smith*, 2003] et à partir de données bathymétriques haute résolution (résolution 1 m), sonar latéral (résolution 2 m) et des photos et vidéos (plongées Alvin et caméra TowCam) au



Figure I-28 : Abondance relative de la morphologie des laves en fonction de la pente de mise en place. Etude réalisée sur la dorsale des Galápagos. Les laves sont réparties en laves en coussin (bleu), laves lobées (orange) et laves en nappe (rouge). Issue de McClinton et al. (2013).

niveau de la dorsale des Galápagos [*McClinton et al.*, 2013], suggèrent une relation opposée. Les auteurs montrent en effet que les laves en nappe se mettent en place sur des pentes inférieures à 15°, les laves lobées sur des pentes inférieures à 30° et que les laves en coussin bien que présentes sur tout type de pente sont le faciès dominant sur des pentes supérieures à 11° (Figure I-28). *Gregg et Smith* [2003] suggèrent que les relations opposées entre les expériences et les observations sont liées à la différence de résistance à la traction du polyéthylène glycol utilisé dans les expériences qui est 2 à 3 ordres de grandeur plus grande que celle des basaltes [*Soule et Cashman*, 2003].

5.3. Modèles de mise en place des laves

La modélisation des écoulements de laves reste très complexe. De nombreux paramètres influent sur la morphologie des coulées, et certains sont difficilement contraints. En effet, si les observations de terrain permettent de déterminer la vitesse de mise en place et la pente locale par exemple, la viscosité et la température nécessitent des analyses géochimiques et pétrologiques [e.g., *Spera*, 2000]. Des approches empiriques ou analytiques simples permettent cependant de comparer des coulées en fonction de leurs dimensions, de leur environnement de mise en place, et de leurs rhéologies [e.g., *Nichols*, 1939; *Hulme*, 1974; *Moore et al.*, 1978; *Wilson et Head*, 1983; *Zimbelman*, 1985a, 1985b; *Gregg et Fink*, 1996; *Zimbelman et Gregg*, 2000; *Hiesinger et al.*, 2007].

Les différents modèles considèrent les laves basaltiques soit comme un fluide Newtonien, soit comme un fluide de Bingham. Si la lave se comportait comme un fluide Newtonien, elle s'écoulerait sur la pente, même après l'arrêt de l'éruption, jusqu'à tomber dans une dépression. Elle subirait également un étalement latéral jusqu'à être bloquée par la topographie, ou jusqu'à ce que la coulée soit extrêmement fine et que la tension en surface empêche l'écoulement [*Hulme*, 1974].

En revanche si elle est caractérisée par une rhéologie de Bingham, elle s'arrêtera de s'écouler lorsque les contraintes seront inférieures à un certain seuil, expliquant la présence de coulées de quelques mètres d'épaisseur sur les flancs des volcans par exemple. *Hulme* [1974] propose que la

déformation (écoulement) des magmas caractérisés par une rhéologie de Bingham ne se produit que lorsque les contraintes cisaillantes (σ) excèdent la contrainte seuil (σ_s) :

$$\sigma - \sigma_s = \eta \frac{\delta U}{\delta z} > 0 \tag{I-3}$$

avec U l'expression du champ de vitesse, z la distance verticale et η la viscosité.

En détail, les laves sont caractérisées par des rhéologies presque Newtoniennes lorsque la température des magmas excède 1125°C et Binghammiennes pour des températures plus basses [e.g., *Shaw*, 1969; *Pinkerton et Sparks*, 1978]. Il existe différents modèles reliant les dimensions des coulées, l'environnement de mise en place (pente, gravité...), la viscosité et le taux d'extrusion des laves. Ces modèles sont notamment applicables aux coulées chenalisées.

5.3.1. Modèles de mise en place pour des laves de rhéologie Bingham.

Hulme [1974] propose que lorsqu'une lave est mise en place sur un flanc incliné, elle s'écoulera suivant la ligne de plus grande pente tant que celle-ci sera supérieure à la pente critique. En deçà, l'écoulement s'arrête comme décrit par la relation suivante :

$$\sigma_s = \rho g \alpha H \tag{I-4}$$

avec σ_s la contrainte seuil, ρ la densité de la lave, g l'accélération de la gravité, α la pente de mise en place et H la hauteur de la coulée mesurée perpendiculairement au plancher.

Cette relation est utilisée pour des coulées chenalisées mises en place à partir d'une source ponctuelle (Figure I-29). Elle implique qu'il existe une hauteur critique (H_c) en dessous de laquelle l'écoulement ne se fait plus :

$$H_c = \frac{\sigma_s}{\rho g \alpha} \tag{I-5}$$

Lorsque la lave s'écoule latéralement (suivant l'axe 'y' perpendiculaire à la direction principale d'écoulement, Figure I-29), l'épaisseur de la coulée diminue avec l'augmentation de la distance à l'axe de la coulée (ou axe principal d'écoulement 'x', Figure I-29). Lorsque cette hauteur est inférieure ou égale à la hauteur critique, l'écoulement ne se fait plus, et il se forme des « levées » qui vont encadrer l'écoulement qui se fait suivant la direction 'x'. La largeur et l'épaisseur de ces levées peuvent être caractérisées par un paramètre nommé « limite élastique » ayant l'unité d'une force. Si la coulée est plus large que haute, Q, le flux par unité de largeur (m /s) d'une coulée à l'air libre peut être décrit par l'expression suivante :

$$Q = \frac{H_c^3 \rho g \alpha}{3\eta} \left[\frac{1}{2} - \frac{3}{2} \left(\frac{H}{H_c} \right)^2 + \left(\frac{H}{H_c} \right)^3 \right]$$
(I-6)

F, le flux (m³/s) sur toute la largeur de la coulée (suivant l'axe 'y'), en dehors des levées immobiles, est obtenu en intégrant l'équation (I-6) sur 'y' entre l'origine '0' et ' L_c '. Le flux peut alors s'exprimer ainsi :



Figure 1-29 : Schéma de la mise en place d'une coulée mise en place sur le plan (x, y), 'x' étant orienté suivant la ligne de plus grande pente. Les paramètres géométriques de la coulée sont : sa largeur totale (L), la largeur de l'écoulement $(2L_c)$, la largeur des levées (L_l) , la hauteur critique (H_c) et l'épaisseur au centre de la coulée (H_o) . A/ Morphologie de la coulée au début de l'écoulement. B/ Morphologie de la coulée en fin d'écoulement. Modifiée d'après Vaucher [2007].

$$F = \frac{H_c^4 \rho g}{\eta} \left[\frac{2}{15} \left(\frac{H_0}{H_c} \right)^5 - \frac{1}{4} \left(\frac{H_0}{H_c} \right)^4 + \frac{1}{6} \left(\frac{H_0}{H_c} \right)^2 - \frac{1}{20} \right]$$
(I-7)

Ce modèle a été utilisé sur des coulées terrestres [e.g., *Hulme*, 1974 ; *Pinkerton et Sparks*, 1976 ; *McBurney et Murase*, 1984 ; *Moore*, 1987] aussi bien que sur des coulées martiennes [*Hulme*, 1976; *Moore et al.*, 1978; *Zimbelman*, 1985a, 1985b; *Cattermole*, 1987].

D'autres approches permettent de déterminer le taux d'extrusion et/ou la viscosité des coulées. Le **nombre de Graetz** (G_z) (I-8) par exemple introduit le fait que la longueur L (en mètre) de la coulée dépend de sa largeur w (en mètre) et sa hauteur (h), de son taux d'extrusion Q (en m³/s) et de la vitesse de refroidissement contrôlée par la diffusivité thermique κ (3.10⁻⁷ m/s). Dans le cas des coulées terrestres, l'écoulement s'arrêtera lorsque le nombre de Graetz atteindra une valeur empirique de 300 [*Pinkerton et Sparks*, 1976].

$$Q = G_z \frac{\kappa L w}{h} \tag{I-8}$$

L'équation de Jeffrey (I-9) [Nichols, 1939; McBirney et Murase, 1984; Gregg et Fink, 1996; Gregg et Zimbelman, 2000] d'autre part, relie la viscosité μ (Pa/s) de la coulée à son taux

d'extrusion Q (en m³/s) et à ses dimensions (sa longueur L, sa largeur w et sa hauteur h), en assumant que la lave est un fluide isothermique mis en place sur une pente d'angle α :

$$\mu = \frac{\rho g h^3 w \sin \alpha}{nQ} \tag{I-9}$$

avec ρ la densité des roches basaltiques (~2800 kg/m³), g la gravité à la surface de la Terre (~9,81 m.s) et n une constante égale à 3 pour les grosses coulées et 4 pour les coulées étroites.

5.3.2. Modèles de mise en place pour des laves de rhéologie Newtonienne.

D'autres approches impliquent que les laves soient considérées comme ayant un comportement Newtonien. [*Sakimoto et Gregg*, 2001] estiment que les paramètres déterminés pour des coulées Newtoniennes rectangulaires c'est à dire des coulées dont l'écoulement est limité perpendiculairement à l'axe par une contrainte externe sont plus réalistes que ceux calculés pour des coulées infinies Newtoniennes ou Binghammiennes (I-7). Les taux d'extrusion de coulées Newtoniennes chenalisées rectangulaires ou infinies de laves en nappe sont donnés par les équations I-10 et I-11 respectivement. Les paramètres intégrés dans ces équations sont indiqués dans le tableau I-6 :

$$Q = \frac{4ba^{3}\rho g'\sin\theta}{6\mu} \left[1 - \frac{192a}{\pi^{3}b} \sum_{i=1,3,5...}^{-} \frac{\tanh(i\pi b/2a)}{i^{3}} \right]$$
(I-10)

$$Q = \frac{wb^3 \rho g' \sin \theta}{3\mu} \tag{I-11}$$

Symboles	Unités	Paramètres
а	m	Demi-largeur de la coulée dans le chenal
b	m	Epaisseur de la coulée
W	m	Largeur totale de la coulée
g'	m.s ⁻²	Accélération de la gravité ajustée à la flottabilité
Q	$m^{3}.s^{-1}$	Taux d'extrusion
ρ	kg.m ⁻³	Densité de la lave
μ	Pa.s	Viscosité de la lave
θ	degré	Pente de mise en place

Tableau I-6 : Paramètres utilisés pour les équations de taux d'extrusion de coulées Newtoniennes chenalisées rectangulaires (I-10) et infinies de laves en nappe (I-11). Issu de Sakimoto

et Gregg [2001.]

6. Structures tectoniques

6.1. Définitions

Les dorsales subissent des forces extensives locales (intrusion de dykes) ou régionales (directement liées à l'expansion océanique) qui entrainent la fracturation de leur plancher. Il en résulte un large éventail de structures tectoniques, de la fissure de tension, inférieure à 1 m de large, à la faille normale avec des rejets horizontaux et verticaux de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

Les fissures correspondent à la plus petite échelle de fracturation (Figure I-30-A). Elles sont généralement formées à l'axe des dorsales sur une zone de quelques kilomètres de large. Ces structures sont purement tectoniques (liées à l'extension) ou volcaniques et formées à l'aplomb de dykes, servant alors souvent de conduit à la remontée du magma. Les fissures sont généralement larges de 0,5 à 3 m et longues de 10 m à plus de 500 m. Elles sont formés de murs verticaux parallèles sans rejet vertical.

Les failles sont généralement formées via l'allongement et la connexion de fissures les unes aux autres alors que l'extension continue (Figure I-30-B). Elles peuvent atteindre plusieurs kilomètres de long et plusieurs centaines de mètres de rejet vertical. Elles se développent également en s'allongeant et se connectant aux failles voisines [e.g., *Cowie et al.*, 1993; *Searle et al.*, 1998]. Généralement, le développement des failles se fait sur quelques kilomètres depuis leur lieu de formation, sur le plancher de la vallée axiale dans le cas des dorsales lentes et au sommet du dôme axial aux dorsales rapides. Il peut cependant se produire jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de l'axe, spécialement le long des dorsales rapides [*Searle*, 2013].



Figure I-30 : Photos d'une fissure (A) et d'une faille (B) situées à l'axe du segment 16°N de la dorsale Est-Pacifique. Photos acquises lors des plongées Nautile.

6.2. Géométrie en fonction du taux d'extension

Bien que les différents types de structures tectoniques marquent le plancher de toutes les



Figure I-31 : Paramètres et géométries des failles en fonction du taux d'accrétion. MAR, dorsale Médio-Atlantique ; Ex, dorsale explorer ; GSC ; dorsale des Galápagos ; EPR, dorsale Est-Pacifique. Issue de Searle [2013].

dorsales, la géométrie et la distribution de ces structures varient en fonction du taux d'accrétion. En effet, ce taux a une influence sur la rhéologie de la lithosphère [*Searle et Escartin*, 2004], particulièrement sur l'épaisseur de la couche fragile [*Carbotte et Macdonald*, 1994], et par conséquence sur les propriétés des failles (Figure I-31) [*Bicknell et al.*, 1988; *Chen et Morgan*, 1990].

Le long des dorsales lentes, la lithosphère est suffisamment épaisse et rigide pour supporter la déformation cassante à l'axe et les failles normales peuvent se former à l'axe ou très proche [*Macdonald*, 2001]. Au contraire, le long des dorsales rapides, la lithosphère à l'axe est trop fine et faible pour supporter leur formation [*Macdonald et al.*, 1996]. Ces structures sont donc moins communes, et présentent des rejets verticaux généralement inférieurs à 30 m sur une région de \pm 2,5 km de large de part et d'autre de l'axe. Au-delà, l'épaisseur de la lithosphère devient suffisante pour permettre leur développement qui se poursuit jusqu'à près de 40 km de l'axe (Figure I-32) (ex ~45 km de l'axe entre 8,5°N et 10°N de l'EPR d'après *Crowder et Macdonald* [2000]).

Le long des dorsales lentes, les failles sont majoritairement à regard interne, c'est-à-dire

tournées vers l'axe (~95% des failles). Elles sont espacées de plusieurs kilomètres, sont longues de 10 km en moyenne et présentent des rejets verticaux pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres en fonction de l'épaisseur de la lithosphère [e.g., *Shaw et Lin*, 1993; *Escartin et al.*, 1999; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001; *Searle*, 2013]. Leur géométrie varie donc systématiquement le long des segments. En centre de segment, les failles ont généralement un rejet vertical relativement plus faible et un espacement plus réduit qu'en fin de segment [*Karson et al.*, 1987; *Shaw et Lin*, 1993; *Searle et al.*, 1998; *Thibaud et al.*, 1998a].

A l'axe des **dorsales rapides**, seul 4% de la divergence des plaques est accommodé par la tectonique contre 10% aux dorsales lentes [*Escartin et al., 1999*]. Les failles à regard interne y sont généralement majoritaires à l'axe (ex. ~70% à 9°N de l'EPR). Leur proportion diminue à mesure que l'on s'éloigne de l'axe pour être équivalente à celle des failles à regard externe [*Escartin et al.,* 2007]. Le rejet vertical des failles à l'axe est inférieur à 40 m et généralement compris entre 10 et 20 m quelle que soit la vergence des plans de failles. Elles peuvent mesurer jusqu'à quelques dizaines de kilomètres de long, s'étendant parfois sur la totalité de la longueur du segment [*Searle,* 2013].

Les failles mesurées quelle que soit leur localisation montrent qu'il existe une relation relativement proportionnelle entre la longueur (L) et le rejet vertical (d) de failles. Ainsi, des rejets verticaux plus importants sont associés avec des longueurs de failles plus grandes, indiquant une



Figure I-32 : Variation du rejet vertical en fonction de la distance au fossé sommital (AST) le long du segment 9°N de la dorsale Est-Pacifique. Un changement au niveau de l'échelle horizontale à 3 km est imposé pour plus de clarté. La largeur de la zone de déformation, où les failles se forment et se développent, est d'environ de 40 km de part et d'autre du fossé sommital. La proportion des failles à regard interne diminue de ~70% à l'axe jusqu'à 50% à mesure que l'on s'éloigne de l'axe. Les données issues de Escartin et al. [2007] sont en bleu, celles issues de Alexander et Macdonald [1996] en rouge.

interdépendance entre les mouvements verticaux et l'allongement des failles. On peut ainsi calculer un rapport d/L relativement constant pour chaque système de failles. Il est de l'ordre de 0,03 pour tous les grands systèmes de failles terrestres [*Sclische et al.*, 1996]. Ce rapport est supposé dépendant de la résistance de la roche au cisaillement et de la contrainte exercée sur les failles et peut donc varier en fonction de l'environnement tectonique et du type de roche [*Cowie et Scholz*, 1992a, 1992b]. Le long des dorsales ce rapport est très variable et dépend également du taux d'extrusion. Des rapports généralement supérieurs à 0,01 sont mesurés pour les failles des plaines abyssales des dorsales lentes (ex. 0,016 en moyenne sur la dorsale Médio-Atlantique [*Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000]). Aux dorsales rapides, ils sont beaucoup plus réduits (ex. 0,004 à 3,5°S et 0,006 à 9°N de l'EPR [*Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000]) (Figure I-33). *Bohnenstiehl et Kleinrock* [2000] suggèrent que le long de la dorsale Est-Pacifique, les failles supérieures à 3-14 km de long sont incapables de développer un rejet vertical permettant de préserver le rapport d/L en raison de la fine lithosphère, à la différence des failles localisées sur les dorsales lentes (hors centre des segments).



Figure I-33 : Relation entre le rejet vertical maximal et la longueur des failles des plaines abyssales le long de la dorsale Médio-Atlantique (MAR) et de la dorsale Est-Pacifique (EPR). Le long de la dorsale Médio-Atlantique, l'erreur verticale est de \pm 50 m, et l'erreur horizontale de \pm 2,5 km. Le long de la dorsale Est-Pacifique l'erreur vertical est de 10 % du rejet maximum [Cowie et al., 1994] et l'erreur horizontale est de \pm 2,5 km. La droite en tireté est la projection du rapport d/L mesuré pour les failles inférieures à 2 km le long de la vallée du segment TAG (Trans-Atlantic Geotraverse)[Bohnentiehl et Kleinrock, 1999]. Issue de Bohnentiehl et al. [2000]

6.3. Géométrie des failles en fonction des contraintes

Les études réalisées sur les failles analysent souvent la fréquence cumulée de différents paramètres tels que le rejet vertical, la longueur et l'espacement entre les failles [e.g., *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 1999; *Ackermann et al.*, 2001; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001; *Deschamps et al.*, 2007]. Le long des dorsales deux types de distributions sont communément reportés. La distribution en loi de puissance écrite (I-12) :

$$N = AS_{(l,e,r)}^{-D} \tag{I-12}$$

avec *N* le nombre total de failles avec une dimension (longueur (*l*), espacement (*e*), rejet vertical (*r*)) supérieure ou égale à *S* (le paramètre mesuré), *A* est la constante reflétant la taille de la population et *D* l'exposant de loi de puissance. Elle caractérise généralement les failles des systèmes terrestres ainsi que les failles du segment TAG (Trans-Atlantic Geotraverse) [*Bohnenstiehl et Kleinrock*, 1999] et de manière moins nette les failles d'un segment de la dorsale Médio-Atlantique localisé à 29°N [*Escartin et al.*, 1999]. La distribution exponentielle s'écrit (I-13):

$$N = Be^{-\gamma S(l,e,r)} \tag{I-13}$$

avec *B* une constante reflétant le nombre de failles et $1/\gamma$ la caractérisation ou la taille moyenne de la population de faille. La majorité des systèmes de failles à l'axe des dorsales, et notamment à l'axe des dorsales intermédiaires [*Deschamps et al.*, 2007] et rapides [e.g., *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001] sont caractérisés par ce type de distribution.

Les observations, simulations numériques et les expériences montrent que la croissance de population de fractures est caractérisée par un régime distinct qui dépend du taux de déformation [e.g., *Cowie et al.*, 1993, 1995; *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 1999; *Gupta et Scholz*, 2000a, 2000b; *Ackermann et al.*, 2001; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001; *Bonnet et al.*, 2001; *Deschamps et al.*, 2007]. Ces différences de distribution s'expliqueraient par différents stades de formation et développement des failles :

• Dans les premiers stades de la déformation, la formation de fractures domine sur les processus de croissance et de coalescence (« régime de formation »). Ainsi, la distribution des dimensions des fractures tend à suivre une distribution exponentielle.

• Avec un taux de déformation plus élevé, les fractures se développent (augmentation du rejet) et commencent à avoir une interaction élastiques entre-elles (« régime de croissance »). Ce stade est caractérisé par une distribution des dimensions des failles suivant une loi de puissance.

• Alors que la déformation continue, les fractures coalescent et le nombre de fractures

diminue (« régime de coalescence »). La distribution suivant une loi de puissance est distordu et les fractures de plus grandes dimensions présentent une distribution devenant progressivement exponentielle.

• Eventuellement, pour des taux de déformation extrêmement élevées, les failles sont régulièrement espacées en fonction de la profondeur de la couche fragile (« régime de saturation »). Elles ne peuvent alors plus augmenter verticalement librement et ne présentent plus d'interaction élastique entre elles. Les failles dont les dimensions sont les plus importantes, sont alors caractérisées par une distribution exponentielle [e.g., *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 1999; *Ackermann et al.*, 2001; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001; *Deschamps et al.*, 2007].

7. Segmentation des axes d'accrétion

Les dorsales ne forment pas des reliefs continus. Elles sont affectées par de nombreuses discontinuités qui interrompent l'axe d'accrétion en surface et reflètent généralement l'architecture du système d'alimentation en profondeur. Ces discontinuités se traduisent par des approfondissements du plancher axial de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, et des décalages latéraux de l'axe de quelques centaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres. Elles sont observées à différentes échelles, des discontinuités les plus importantes (nommées discontinuités d'ordre 1), aux discontinuités d'ordre 4 qui se manifestent par de plus petites variations de la morphologie axiale. On



Figure I-34 : Profils bathymétriques le long de l'axe des dorsales, montrant la localisation des discontinuités d'ordre 1 et 2 en fonction du taux d'expansion. Les discontinuités d'ordre 3 et 4 ne sont pas localisées sur cette figure. (A) Dorsale lente, (B) Dorsale rapide, (C) Dorsale ultrarapide. Issue de Macdonald [2001].

distingue les discontinuités transformantes (discontinuités d'ordre 1), des non-transformantes (discontinuités d'ordre 2, 3 et 4). Elles diffèrent du point de vue de leur morphologie, de leur stabilité et de leur durée de vie [*Sempéré et al.*, 1990]. Les discontinuités sont observées le long de toutes les dorsales mais présentent des variations au niveau de leur fréquence et morphologie selon le taux d'accrétion. Ainsi, aux dorsales rapides les discontinuités sont généralement plus espacées et donc délimitent des segments plus longs que celles observées aux dorsales lentes (Figure I-34) [e.g., *Macdoald*, 2001].

7.1. Discontinuités transformantes (ordre 1)

Les discontinuités d'ordre 1 correspondent aux failles transformantes. Ce sont des frontières rigides, sismiquement actives, qui relient les extrémités de deux segments de dorsales et les décalent de 30 km à plusieurs centaines de kilomètres (exemple de la faille transformante de la Romanche, Atlantique équatorial, de 300 km de long). Les failles transformantes sont des structures stables dont la durée de vie atteint souvent plusieurs dizaines de millions d'années (> 0,5 Ma aux dorsales rapides et > 2 Ma aux dorsales lentes). Le long de la dorsale Médio-Atlantique, certaines sont présentes depuis le début de l'océanisation, il y a environ 180 Ma, ainsi que l'indiquent leurs traces fossiles (zones de fractures). Ces « zones de fractures » observées sur des milliers de kilomètres (jusqu'à 4000 à 5000 km dans le Pacifique) [*Juteau et Maury*, 2008], sont des structures inactives.

Les discontinuités d'ordre 1 délimitent des segments d'environ 400 km de long sur les dorsales lentes et 600 km aux dorsales rapides [e.g., *Macdonald*, 2001]. Au niveau de ces discontinuités le système magmatique est interrompu.

7.2. Discontinuités non-transformantes (ordre 2, 3 et 4)

Les discontinuités non-transformantes sont des discontinuités non-rigides, typiquement temporaires, avec une durée de vie de l'ordre de 0,5 Ma aux dorsales rapides et 2 Ma aux dorsales lentes pour les segments d'ordre 2, quelques dizaines de milliers d'années pour les segments d'ordre 3 et quelques centaines d'années pour les discontinuités d'ordre 4 [e.g., *Macdonald*, 2001 ; *Juteau et Maury*, 2008]. Elles définissent des segments de quelques kilomètres à une centaine de kilomètres de long. Ces discontinuités présentent des morphologies variées, notamment des « zones de recouvrement » (*Overlapping Spreading Center*, OSC) (aux dorsales rapides), des « zones de cisaillements obliques » (aux dorsales lentes), des « grands propagateurs » (« propagating rift »), des petits décalages latéraux, des changements d'orientation (sur tous les types de dorsales). Il est établi que les discontinuités d'ordre 4 peuvent évoluer vers des discontinuités d'ordre 3, 2 et même d'ordre 1 et vice versa [*Macdonald*, 2001].

La morphologie et la répartition des discontinuités non-transformantes dépend du taux d'accrétion. Nous détaillerons la segmentation des dorsales rapides dans le chapitre II.

8. Hydrothermalisme

L'hydrothermalisme est un processus important qui joue notamment un rôle dans le refroidissement de la croûte. Celle-ci est découpée par des fissures et des failles permettant à l'eau de mer de pénétrer et circuler jusqu'à la transition entre le complexe de dykes et les gabbros, à proximité de la lentille magmatique. L'eau se réchauffe, pouvant atteindre 350 à 400°C [*Searle*, 2013], facilitant ainsi les échanges chimiques avec la croûte océanique. Cette eau chaude, chargée en éléments (Ca, Fe, Mn, Zn, Ni, Cu et Au) et gaz (H₂, He, CO₂, CH₄) dissous, remonte alors à la surface et sort sous forme localisée ou diffuse (Figure I-35). La précipitation de ces éléments peut conduire à la formation rapide (ex. 8cm/jour à 12°N sur l'EPR [*Hekinian et al.*, 1983]) de cheminées hydrothermales de plusieurs mètres de haut qui s'effondrent et se reconstruisent constituant des dépôts de minéraux d'intérêt économique élevé.

Il existe divers types d'hydrothermalisme selon la température des fluides sortant : 1 / les fumeurs noirs sont caractérisés par des températures de 300 à 380°C (ex. 380°C à ~ 22°50'N [*Spiess et al.*, 1980]). Ce type d'hydrothermalisme conduit à la construction de cheminées par précipitation. Leurs fluides sont acides et transportent des oxydes de manganèse et de fer, des sulfures et d'autres éléments notamment des éléments volatiles magnétiques et non magnétiques ; 2 / Les fumeurs blancs sont caractérisés par des températures de 30 à 330°C. Ils sont également présents sous la forme de cheminées. Leurs fluides sont moins chargés en métaux ; 3 / Les sorties basses températures (~ 20°) sont diffuses et souvent observées autour des cheminées hydrothermales, et le long des dorsales lentes.



Figure I-35 : Cheminée hydrothermale active. Photo issue de http://www.interactive oceans.washington.edu

9. Accrétion en contexte de « point chaud »

Nous avons vu qu'un paramètre majeur contrôlant la morphologie des dorsales est le taux d'accrétion. L'état thermique et la fertilité du manteau sous-jacent sont également des facteurs importants influençant la production magmatique et de ce fait la morphologie des dorsales. La présence d'un point chaud à proximité d'une dorsale peut modifier ces paramètres.

Le volcanisme de point chaud (volcanisme intraplaque), conduit à la construction de larges plateaux océaniques et d'îles intra-océaniques alignées [e.g., *Juteau et Maury*, 2008] (Figure I-36). Il serait lié à une anomalie thermique et géochimique dans le manteau [*Griffiths*, 1986] qui se traduirait par la formation d'un panache mantellique, dont la remontée se ferait adiabatiquement au travers des



Figure I-36 : Carte mondiale de la localisation des principaux points chauds. Issue de Lin [1998].

cellules de convection [e.g., *Morgan*, 1972]. Longtemps les points chauds ont été attribués à des panaches mantelliques prenant leur source à la limite manteau / noyau (ex. plateau des Açores, plateau des Kerguelen) [*Morgan*, 1971, 1981; *Duncan et Richards*, 1991]. Depuis, il a été montré qu'il existe des panaches mantelliques plus superficiels prenant leur source à la limite manteau supérieur / manteau inférieur, voire même dans le manteau supérieur (ex. la ligne volcanique du Cameroun dans le golfe de Guinée) [e.g., *Batiza*, 1982; *Courtillot et al.*, 2003]. Toutefois, ces derniers ne seraient pas tous répertoriés, car ils sont à l'origine de chaînes volcaniques de dimension moindre. Leur nombre est estimé entre 40 et 120 [*Crough*, 1978; *Crough et Jurdy*, 1980; *Lin*, 1998; *Courtillot et al.*, 2003; *Davaille et al.*, 2005].

Le long des dorsales, au moins 21 zones d'interactions entre une dorsale et un point chaud sont répertoriées, ce qui indique que 15 à 20 % des axes d'accrétion seraient sous l'influence d'un point chaud [*Ito et al.*, 2003; *Mittelstaedt*, 2008]. Les répercussions de ces interactions sur les processus physiques et chimiques à l'axe de la dorsale sont nombreuses [e.g., *Hey*, 1977; *Mammerickx et Sandwell*, 1986; *Briais et al.*, 2001; *Maia et al.*, 2001; *Ito et al.*, 2003; *Sinton et al.*, 2003; *Putirka et al.*, 2007; *Mittelstaedt et al.*, 2008a, 2008b, 2011]. Elles sont liées au mélange de liquides entre les deux systèmes via un réseau de sills magmatiques (imagé par la tomographie sismique [*Canales et al.*, *Canales et al.*, *Canales*

2012]) ainsi qu'aux instabilités liées aux nouvelles contraintes induites par le point chaud, et conduisant à des relocalisations de l'axe. Les effets de ces interactions dorsale – point chaud sur les processus d'accrétion dépendent de la distance entre le point chaud et la dorsale, de la taille du panache et d'autres paramètres tels que son activité, la vitesse de déplacement entre le point chaud et la dorsale [e.g., *Goslin et al.*, 1998], le taux d'accrétion et la géométrie du système dorsale – point chaud [e.g., *Small*, 1995; *Maia et al.*, 2000, 2001; *Gente et al.*, 2003; *Shorttle et al.*, 2010].

De nombreuses études ont mis en évidence les principaux effets de ces interactions sur la morphologie et la chimie des dorsales, indiqués ci-dessous de manière non exhaustive:

• Sur-épaississement crustal (de 15 à 46 km d'épaisseur dans le cas de l'Islande [*Allen et al.*, 2002]) se traduisant par une anomalie de Bouguer réduite au manteau fortement négative ;

• Surélévation régionale du plancher océanique (ex. dorsale des Galápagos), pouvant émerger sur des distances de plusieurs kilomètres ;

• Propagation des segments d'accrétion au dépend des segments plus éloignés du point chaud (ex. dorsale Médio-Atlantique);

• Anomalies géochimiques liées au mélange entre des magmas enrichis issus du panache mantellique et des magmas appauvris issus de la fusion partielle à l'axe de la dorsale. Ce mélange conduit à la mise en place de magmas présentant des anomalies en éléments traces et dans les rapports isotopiques [e.g., *Ito et al.*, 2003]. Les différences de chimie des magmas peuvent également refléter des différences de temps de résidence du magma enrichi dans la chambre magmatique [*Gente et al.*, 2003].

• Volcanisme hors-axe important (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de l'axe) [Leroy et al., 2010];

• Sauts d'axe fréquents conduisant à une accrétion globalement asymétrique, liés à la présence d'une zone plus chaude et donc d'une lithosphère plus fragile à mesure que l'on approche du point chaud [e.g., *Mittelstaedt et al.*, 2008].

Les interactions dorsales / points chauds peuvent présenter trois types de configurations différentes [e.g., *Small*, 1995; *Dyment et al.*, 2007] (Figures I-37 et I-39):

• La dorsale se rapproche graduellement du point chaud (exemple Fondation/dorsale Pacifique - Antarctique [*Devey et al.*, 1997; *Maia et al.*, 2000, 2001]) et commence à interagir avec le point chaud (Figures I-37-1, -2 et I-39-a). Les prémices de l'interaction sont observées dans la signature géochimique des basaltes émis à l'axe qui s'expliquerait par : 1/ un mélange entre le manteau enrichi du panache et celui appauvri localisé sous l'axe de la dorsale avant la fusion partielle, et/ou 2/ un mélange les liquides magmatiques issus de la fusion partielle au niveau du panache avec ceux formés à l'axe de la dorsale [e.g., *Mittelstaedt*, 2008] (Figure I-38).

• La dorsale est située à l'aplomb du point chaud [e.g., Schilling, 1973; Vogt, 1976]



Figure I-37 : Evolution schématique de l'interaction d'un point chaud avec une dorsale. Le point chaud est considéré comme fixe et la dorsale se déplace vers la gauche. 1/ La dorsale migre vers le point chaud. Le point chaud est en contexte intraplaque et n'interagit pas avec la dorsale ; 2/ La dorsale commence à interagir avec le point chaud, les liquides magmatiques issu de la fusion partielle induite par le point chaud ce mélange à ceux se formant à l'axe de la dorsale ; 3/ la dorsale est à l'aplomb du point chaud ; 4/ la dorsale s'éloigne du point chaud. Plus la distance augmente, plus l'influence du point chaud diminue. Cela conduit à un retour progressif à une production volcanique « normale » à l'axe de la dorsale et à la rupture du plateau axial ; 5/ la dorsale est loin du point chaud et ne subit plus son influence. Issu de Dyment et al. [2007].

(Figure I-37-3). Le flux thermique élevé conduit à un excès de magmatisme. Cela entraine un surépaississement crustal et possiblement la formation d'un plateau axial (ex. plateau des Açores) ou d'une île volcanique (ex. Islande, Figure I-39-b)

• La dorsale s'éloigne du point chaud (exemple de l'interaction Açores/dorsale Médio-Atlantique (Figure I-39-c) [*Vogt*, 1976; *Cannat et al.*, 1999; *Gente et al.*, 2003]), l'influence du point chaud diminuant progressivement jusqu'à l'arrêt de l'interaction. L'interaction peut persister alors que la dorsale est située à plusieurs centaines de kilomètres du point chaud (cas de l'interaction point chaud de la Réunion/dorsale centrale Indienne, avec le cas du segment Rodriguez situé à 1000 km de l'anomalie mantellique [*Morgan*, 1978]) (Figure I-37-4 et -5).



Figure I-39 : Cartes bathymétriques et schémas structuraux illustrant les trois types de configuration possibles d'interaction dorsale – point chaud : a/ la dorsale se rapproche du point chaud (Fondation / dorsale Pacifique – Antarctique) ; b/ la dorsale est à l'aplomb du point chaud (Islande) ; c/ la dorsale s'éloigne du point chaud (Açores / dorsale Médio-Atlantique). D'après Dyment et al. [2007].



Figure I-38 : Modèle conceptuel de l'interaction d'un point chaud avec une dorsale océanique en profondeur. Les liquides magmatiques générés dans le manteau (en gris) sont transportés verticalement, avant de longer la base de la lithosphère vers les minimums de profondeur du solidus. Le flux de manteau solide (en noir) exerce une contrainte de cisaillement sur la lithosphère. Issue de Mittelstaedt et al. (2011).

Chapitre II. Les dorsales rapides

Dans ce chapitre nous abordons de manière plus détaillée 1/ la structure externe et interne, et 2/ les processus d'accrétion. Les dorsales rapides sont caractérisées par des taux d'accrétion variant de 8 à 17 cm /an et par un flux thermique intense qui se traduit par un apport magmatique élevé.

Le seul exemple actuel est la dorsale Est-Pacifique (*East Pacific Rise*, EPR) localisée entre 23°N et 33°S, où elle est prolongée par la dorsale Pacifique/Antarctique. Elle sépare les plaques Cocos et Nazca de la plaque Pacifique. Son taux d'accrétion augmente progressivement du Nord au Sud, de 6 cm/an vers 20°N à ~17 cm/an vers 30°S [*Macdougall et Lugmair*, 1986].



Figure II-1 : Bloc diagramme montrant l'organisation en surface et en profondeur de la zone axiale d'une dorsale rapide. Les coulées se mettent en place à partir du fossé sommital axial, ou à partir de fissures éruptives hors axe. Elles peuvent partiellement combler les grabens latéraux situés de part et d'autre du dôme axial. Les premiers kilomètres de la structure crustale en profondeur sont également représentés (couche 2 A et dykes). La lentille magmatique est située en surplomb de la zone de bouillie cristalline. La transition fragile ductile est définie à l'isotherme à 800°C. Issue de Lagabrielle et al. [2001].

1. Morphologie de la dorsale

1.1. Le dôme axial

Comme nous l'avons vu brièvement au chapitre précédent, l'axe des dorsales rapides et ultrarapides est caractérisé par un dôme axial de quelques kilomètres de large culminant généralement à 300 - 500 m au-dessus des plaines abyssales adjacentes. Le sommet de ce dôme est parcouru par un fossé sommital axial (AST, *Axial Summit Trough*) (Figure II-1) [e.g., *Lonsdale*, 1977; *Phipps Morgan et al.*, 1987; *Macdonald et al.*, 1991; *Lagabrielle et al.*, 2001]. La forme du dôme est très variable d'un segment à l'autre, depuis une forme en U très large (~10 km) ou « rectangulaire », à un V étroit (~5 km de large) ou « triangulaire » [*Macdonald et al.*, 1984; *Scheirer et Macdonald*, 1993; *Searle*, 2013]. Ces variations de morphologie reflèteraient des productions magmatiques contrastées [e.g., *Macdonald et Fox*, 1983, 1988; *Lonsdale*, 1985; *Langmuir et al.*, 1986]. Ainsi, plus la production magmatique est importante plus le dôme serait large (Figure II-2).



Figure II-2 : Série de profils bathymétriques transverses à différents segments de la dorsale Est-Pacifique, illustrant deux cas extrêmes de morphologie axiale : un dôme en U relié à un forr régime magmatique, ou un dôme en V relié à un faible régime magmatique. Les flèches grises indiquent la position du fossé sommital. Les flèches noires indiquent la position des grabens latéraux. Issue de Lagabrielle, [2005]

1.2. Fossé sommital axial

Sur 60 à 70 % des segments de l'EPR, l'axe d'accrétion est souvent parcouru par un fossé sommital (Figure II-3) [e.g., *Kappel et Ryan*, 1986; *Chadwick et Embley*, 1998; *Fornari et al.*, 1998; *Canales et al.*, 2006; *Soule et al.*, 2009]. Ces fossés mesurent généralement 5 à 10 m de profondeur (atteignant rarement 50 m de profondeur) et environ 40 m de large (jusqu'à 400 m maximum). Il existe un consensus selon lequel des intrusions de dykes sont à l'origine de ces fossés [e.g., *Pollard et al.*, 1983; *Mastin et Pollard*, 1988; *Rubin et Pollard*, 1988; *Rubin*, 1992; *Chadwick et Embley*, 1998; *Cormier et al.*, 2003; *Carbotte et al.*, 2006; *Soule et al.*, 2009]. Des modèles numériques [*Pollard et al.*, 1983; *Rubin et Pollard*, 1988; *Rubin*, 1992] et analogiques [*Mastin et Pollard*, 1988] montrent en effet que les contraintes induites par l'intrusion d'un dyke sont fréquemment accommodées en surface par la formation de fissures et grabens (Figure II-4). Ces modèles sont confirmés par 1/ des observations telles que l'intrusion d'un dyke au volcan Krafla (Nord de l'Islande) en 1977 (détecté par la propagation d'un essaim sismique) qui a conduit à la formation d'un graben et à la mise en place de coulées de laves quelques heures plus tard [*Larsen et al.*, 1979], et 2/ des mesures géodésiques et sismiques dans des zones de rifts comme le rift Asal – Ghoubbet (Djibouti, Afar) [*Rubin et Pollard*, 1988; *Rubin*, 1992; *Chadwick et Embley*, 1998].



Figure II-3 : Carte bathymétrique de la dorsale Est-Pacifique Sud réalisée à partir de données de l'AUV ABE illustrant la morphologie du fossé sommital. Issue de Cormier [2003].


Figure II-4 : Formation d'un graben lors de l'intrusion d'un dyke. A/ Représentation schématique d'un fossé sommital formé par l'intrusion d'un dyke. B/ Déplacement induit par l'intrusion d'un dyke soumis à une pression interne dans un modèle d'espace semi-infini. Il est à noter que les vecteurs déplacements (flèches noires) sont quasi nuls à l'aplomb du dyke et augmentent progressivement jusqu'à la zone de tension maximum. C/ Représentation de la contrainte principale maximale dans un modèle de dyke. La zone de compression est représentée en jaune, celle de tension en bleu. Dans la zone de tension, les tiretés gris indique les directions de la contrainte principale minimale et donc les potentiels plans de fracturation. Il est à noter que la distance horizontale entre le sommet du dyke et la zone de tension maximale est environ égale à la profondeur du sommet du dyke. Cette zone de tension maximale est probablement la région de formation des fissures et failles. D'après Pollard et al. [1983].

Certains auteurs suggèrent que dans les premiers stades de sa formation, le fossé serait trop étroit (< 200 m de large) et la croûte à l'axe trop mince et trop fragile pour soutenir des failles normales [e.g., *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Carbotte et al.*, 1997; *Fornari et al.*, 1998]. *Fornari et al.* [1998] proposent que les fossés résultent d'un effondrement à l'aplomb d'un dyke d'alimentation, expliquant leurs bordures souvent festonnées. Ces effondrements affecteraient la croûte solidifiée du toit de la coulée, en raison du drainage de la lave, et seraient syn- ou post-volcaniques (induit par l'écoulement des laves vers les zones les plus basses et/ou le retrait de lave dans le conduit d'alimentation à la fin de l'éruption (« drainback ») [e.g., *Haymon et al.*, 1991; *Fornari et al.*, 1998]. Au contraire, d'autres auteurs montrent que même lorsque la largeur du fossé sommital est inférieure à 200 m et qu'il est formé par subsidence liée à une intrusion de dyke, il est déjà bordé par des plans de

failles normales [e.g., Soule et al., 2009].

Quel que soit leur mode de formation, les fossés sommitaux sont souvent répartis en deux catégories qui dépendent de leur largeur et leur profondeur, bien qu'aucun consensus ne soit établi sur la limite entre un fossé étroit et un fossé large. *Fornari et al.* [1998] proposent d'établir cette limite à 200-300 m, tandis que *Escartin et al.* [2007] et *Soule et al.* [2009] la proposent à 100-150 m.

1.3. Grabens latéraux et plaines abyssales

Le long des dorsales rapides, le dôme axial est systématiquement bordé par des dépressions localisées à la rupture de pente entre le relief du dôme axial et les plaines abyssales adjacentes (Figure II-1). Ces dépressions parallèles à l'axe d'accrétion sont bordées par des failles normales. Elles se développent par coalescence et propagation de failles et forment des « grabens latéraux », qui mesurent généralement 10 à 30 km de long, 2 à 5 km de large et 50 à 300 m de profondeur. D'après *Garel* [2001], ils seraient l'expression de la tectonique cassante qui affecte les flancs du dôme axial, et résulteraient de processus d'extension tectonique. Les grabens latéraux sont souvent asymétriques par rapport à l'axe à la fois dans leur géométrie (longueur, largeur et profondeur) et dans leur distance à l'axe. L'activité tectonique agirait donc indépendamment sur les flancs du dôme [e.g., *Macdonald et al.*, 1996; *Garel*, 2001; *Lagabrielle*, 2005].

La déformation cassante à l'axe des dorsales rapides s'initierait entre 600 et 2000 m de l'axe, notamment par la formation de fissures. *Garel et al.* [2002] montrent que dans le cas de segments caractérisés par un dôme en U, c'est-à-dire des segments bénéficiant d'un fort apport magmatique, l'initiation de la tectonique cassante se ferait relativement plus loin de l'axe que dans le cas de segments caractérisés par un dôme en V (Figure II-5). Au cours du temps, ces grabens s'approfondiraient et s'allongeraient par la propagation et connexion de leurs failles bordières [*Alexander et Macdonald*, 1996; *Macdonald et al.*, 1996; *Carbotte et al.*, 1997].

Les grabens latéraux continueraient à se développer jusqu'à au moins 10 km de l'axe dans une région nommée "the flanking tectonic province" [*Macdonald et al.*, 1996; *Macdonald*, 1998; *Lagabrielle et al.*, 2001]. D'après ces auteurs, la région tectonique active ne serait pas restreinte à l'axe, mais mesurerait au moins 20 km de large [*Macdonald*, 1998]. Les grabens latéraux correspondraient aux premiers stades de formation des reliefs abyssaux, observés de part et d'autre de l'axe [e.g., *Macdonald*, 1998; *Garel*, 2001; *Lagabrielle et al.*, 2001]. Le comblement partiel de ces grabens latéraux par des coulées de laves provenant de l'axe de la dorsale, ou issues de sources hors axe conduit à les effacer localement [e.g., *Gente*, 1995; *Macdonald et al.*, 1996; *Lagabrielle*, 2005]. [*Kelemen et Aharonov*, 1998]



Figure II-5 : Modèle rendant compte de l'activité tectonique à l'axe de dorsales rapides en fonction de l'apport magmatique. La structure profonde est représentée selon le modèle de Kelemen et Aharonov [1998]. Pas d'exagération verticale. a/ segment caractérisé par un faible apport magmatique. Les grabens latéraux sont formés à proximité de l'axe. Une subsidence du toit de la chambre magmatique est possible mais de faible amplitude ; b/ segment caractérisé par un fort apport magmatique. La déformation tectonique et donc la formation des grabens latéraux se fait plus loin de l'axe en raison de la largeur plus importante de la chambre magmatique ; c/ segment caractérisé par un apport magmatique temporairement réduit. La subsidence du toit de la chambre magmatique est importante, favorisant le développement de grabens à proximité de l'axe. Issu de Garel et al. [2002].

2. <u>Chambre magmatique</u>

Le concept de chambre magmatique sous les dorsales médio-océaniques a connu de grands changements dans les dernières décennies. Elle a d'abord été décrite comme une zone très large (10 à 20 km) constituée de liquides magmatiques, s'étendant du Moho jusqu'à la base des dykes (2 à 4 km d'épaisseur) [e.g., *Cann*, 1974; *Dewey et Kidd*, 1977; *Nicolas et al.*, 1988] puis comme une zone principalement constituée d'une bouillie cristalline, avec souvent une lentille de liquide magmatique sommital dans le cas de dorsales rapides [e.g., *Sinton et Detrick*, 1992; *Barth et al.*, 1994; *Pan et Batiza*, 2003].

2.1. Zone de bouillie cristalline

Le long de l'EPR les études de sismique réfraction ont mis en évidence l'existence d'une zone à faible vitesse (*Low-Velocity Zone*, LVZ) où la vitesse des ondes P est 1 km/s moins rapide que celles qui sont normalement enregistrées dans la couche 3 [*Sinton et Detrick*, 1992], s'étendant de 1 à 2 km sous l'axe jusqu'à la base de la croûte (Moho). A son sommet, la LVZ est étroite (~2 km de large) et elle s'élargit vers la base, où elle atteindrait une largeur de 10 à 12 km [*Sinton et Detrick*, 1992; *Combier*, 2007] (Figure II-1). *Toomey et al.*, [1990] montrent à partir d'images tomographiques que la LVZ est continue, même lorsque l'axe est affecté par de petites discontinuités (d'ordre 3 et 4, cf. chapitre II.3). Du fait de l'anomalie de vitesse observée, la LVZ est interprétée comme une zone « chaude », constituée d'une bouillie cristalline largement solidifiée, contenant 1 à 3% de liquide magmatique [e.g., *Dunn et al.*, 2000, 2001; *Carbotte*, 2001; *Toomey et al.*, 2007].

2.2. Lentille magmatique

Les études de sismique réflexion ont mis en évidence un réflecteur interprété comme le toit d'une lentille magmatique superficielle, situé entre 0,8 et 2,3 km sous l'axe des dorsales [e.g., *Toomey et al.*, 1990; *Caress et al.*, 1992; *Detrick et al.*, 1993; *Kent et al.*, 1993; *Mutter et al.*, 1995; *Barth et Mutter*, 1996; *Hussenoeder et al.*, 1996; *Hooft et al.*, 1997; *Singh et al.*, 1998; *Carbotte*, 2001; *Tolstoy et al.*, 2006] et surplombant la zone de bouillie cristalline. *Macdonald et Fox* [1988] ont relié la présence et la profondeur de la chambre magmatique avec la morphologie du dôme axial. Lorsque le dôme est étroit, en forme de V, la chambre magmatique est absente ou profonde. En revanche, lorsque le dôme est large, en forme de U, la chambre magmatique sous-jacente est superficielle.

Le long de l'EPR, une lentille magmatique est observée de manière continue sur des distances de quelques dizaines de kilomètres sous ~60% des segments étudiés [*Carbotte*, 2001; *Bohnenstiehl et Dziak*, 2009]. La largeur de cette lentille est comprise entre 250 à 4500 m (ex. 4500 m au Sud de l'EPR [*Kent et al.*, 1990]) mais reste généralement inférieure à 1 km [e.g., *Hooft et al.*, 1997; *Singh et al.*, 1998; *Carbotte*, 2001]. Son épaisseur est peu contrainte puisqu'aucun réflecteur ne marque sa base, probablement en raison de l'augmentation progressive de la concentration en cristaux qui induit

une augmentation progressive des vitesses sismiques [*Singh et al.*, 1998]. Cette épaisseur est donc estimée à partir de l'inversion des ondes sismiques et de modèles numériques. Elle serait comprise entre 30 et 300 m [*Kent et al.*, 1993; *Collier et Singh*, 1997; *Singh et al.*, 1998]. Le réflecteur du toit de la lentille correspond à une chute de vitesse des ondes P (de ~6 km/s à 2,6 - 4 km/s) et S (jusqu'à 0 km/s) [*Collier et Singh*, 1997] traduisant la présence de liquide (Figure II-6). En effet, l'augmentation de liquide conduit à une diminution des vitesses des ondes P et S, ces ondes S pouvant devenir brusquement nulles lorsque la quantité de cristaux dans la lentille n'est pas suffisamment importante pour supporter les contraintes de cisaillement (Figure II-6). Les études basées sur l'inversion [*Collier et Singh*, 1997; *Singh et al.*, 1998]et sur les variations d'amplitude des ondes sismiques [*Harding et al.*, 1989; *Vera et al.*, 1990; *Singh et al.*, 1998] suggèrent que le long de l'axe de la dorsale Est-Pacifique, la proportion de liquide dans la lentille serait très variable depuis 90 – 95% (« pure melt ») à 40-60% de liquide (bouillie cristalline) [*Singh et al.*, 1998].

Outre une lentille superficielle, les vitesses des ondes P et S mettent en évidence une lentille profonde (ou plusieurs lentilles magmatiques superposées, les modèles de permettent pas de discriminer) localisée au niveau du Moho, qui confirment les observations faites sur les sections d'ophiolites [*Garmany*, 1989; *Boudier et al.*, 1996; *Dunn et Toomey*, 1997; *Crawford et al.*, 1999]. Elle contiendrait probablement plus de liquides que la lentille superficielle et jouerait un rôle important dans l'accrétion crustale [*Crawford et al.*, 1999]. Vers 9°48'N, *Crawford et al.* [1999] localisent cette lentille entre 4 et 6 km de profondeur, sur une épaisseur de 40 à 2000 m et une largeur de 100 à 1700 m.



Figure II-6 : Vitesse des ondes P et S en fonction de la profondeur (après inversion). Les profils de vitesses sont calculés à partir de profils de sismique réflexion localisés sur l'EPR à 14°18'S (profil inférieur). Le trait gras plein (ondes P) ou pointillé (onde S) correspond aux meilleures estimations de vitesses, le trait fin, plein ou pointillé, correspond à l'écart type. Sur ce profil la lentille magmatique (AMC) a une épaisseur d'environ 50 m. D'après Singh et al. [1998].

2.3. Modèles d'accrétion magmatique

Les observations géophysiques, géologiques et pétrologiques à l'axe des dorsales rapides ainsi qu'au niveau des ophiolites ont permis de proposer des modèles conceptuels d'accrétion [e.g., *Quick et Denlinger*, 1993; *Boudier et al.*, 1996; *Kelemen et al.*, 1997]. Dans le modèle « gabbro-glacier », les liquides magmatiques sont transportés directement du manteau vers une lentille superficielle (Figure II-7-A). La cristallisation des cumulats gabbroïques se fait dans la lentille magmatique. Les cumulats sont entrainés vers le bas par différence de densité, permettant la formation de la croûte inférieure [*Henstock et al.*, 1993; *Morgan et Chen*, 1993; *Quick et Denlinger*, 1993]. En revanche, dans le modèle de « multiples sills magmatiques » [*Bédard et al.*, 1988; *Kelemen et al.*, 1997; *Kelemen et Aharonov*, 1998; *MacLeod et Yaouancq*, 2000], la croûte inférieure est formée par cristallisation dans de multiples petits sills magmatiques localisés dans la croûte inférieure, à l'axe de la dorsale (Figure II-7-C). Enfin, le modèle « hybride » [e.g., *Maclennan et al.*, 2005] est un modèle intermédiaire : une part de la croûte inférieure serait formée dans la lentille superficielle, le reste est formée dans de multiples sills localisés dans la croûte inférieure (Figure II-7-B).



Figure II-7 : Modèles d'accrétion de la croûte océanique aux dorsales rapides. http://www.southampton.ac.uk (A) Modèle « gabbro-glacier »: la croute inférieure est formée par une bouillie cristalline avec une lentille magmatique peu épaisse située à la base du complexe de dykes [Quick et Denlinger, 1993; Phipps Morgan et Chen, 1993; Henstock et al., 1993] ; (B) Modèle « hybride » [Maclennan et al., 2005]; (C) Modèle « multiple lentilles magmatiques» (Sheeted sill) : la croûte se forme par cristallisation fractionnée au travers multiples lentilles magmatiques [Bédard et al., 1988; Kelemen et al., 1997 ; Kelemen et Aharonov, 1998; MacLeod et Yoauancq, 2000].

3. <u>Segmentation des dorsales rapides</u>

3.1. Segmentation de l'axe d'accrétion

Le long des dorsales rapides, les discontinuités d'ordre 1 sont des failles transformantes et zones de fractures associées qui interrompent la dorsale et la décalent latéralement de 30 à 100 km. Au niveau de ces discontinuités, l'axe de la dorsale s'approfondit de 300 à 600 m. Ces discontinuités

définissent des segments longs d'environ 600 km, caractérisés par des durées de vie supérieures à 0,5 Ma [e.g., *Macdonald*, 2001].L'origine de ces discontinuités est controversée. L'une des hypothèse proposée suggère un rôle dominant de l'asthénosphère, chaque segment marquant la localisation de diapirs mantelliques ascendants [*Crane et al.*, 1985; *Lin et al.*, 1990; *Tucholke et Lin*, 1994; *Le Mée et al.*, 2004].

Discontinuités	Ordre 1	Ordre 2	Ordre 3	Ordre 4
	Failles			
	transformantes,			Décalages latéraux
	« grand			du fossé sommital,
Туре	propagateurs »	OSC	OSC	déviation de l'axe
Décalages (km)	> 30	3-30	0,2 à 3	< 0,2
Approfondissement				
(m)	300-600	100-300	30-100	0-50
	Zones de	Zone discordante en		
Trace hors axe	fracture	« V »	Faible ou aucune	Aucune
Longueur des				
segments (km)	600 ± 300	140 ± 90	20 ± 10	7 ± 5
Durée de vie des				
segments (années)	$> 0,5 x 10^{6}$	$0,5x10^{6}$	10x10 ⁴	$10x10^{5}$

Tableau II-1 : Caractéristiques des discontinuités le long des dorsales rapides. D'après Macdonald [2001] et Haymon et White [2004].

Les discontinuités d'ordre 2 correspondent à des « zones de recouvrement » (Overlapping Spreading Center, OSC). Les OSC sont des structures formées par deux extrémités de segments contigus qui s'incurvent vers le segment voisin en raison des champs de contraintes [*Macdonald et Fox*, 1983; *Lonsdale*, 1985]. Les deux axes sont séparés par un « bassin en recouvrement » (Figure II-9). Ces discontinuités peuvent migrer le long de l'axe, le segment le plus « chaud » s'allongeant généralement au dépend du segment voisin [*Macdonald*, 1986]. Cette migration de l'OSC génère des alignements de rides et bassins (reliques de l'OSC) qui dessinent un « V » sur les plaines abyssales. La pointe du «V » indique le sens de la propagation [*Carbotte et Macdonald*, 1992; *Cormier et Macdonald*, 1994]. Au niveau des OSC, l'axe est décalé latéralement de 3 à 30 km environ et s'approfondit d'environ 100 à 300 m. Ces discontinuités définissent des segments d'environ 140 \pm 90 km de long. Ils ont une durée de vie de l'ordre de 0,5 millions d'années [*Macdonald*, 2001]. C'est la structure thermique en profondeur qui serait à l'origine de cette segmentation, les segments étant centrés sur des diapirs mantelliques.



Figure II-8 : Carte bathymétrique d'une faille transformante de Clipperton entre 9° to 11° N le long de la dorsale Est-Pacifique. © LDEO:Marine Geoscience Data System. Issue de Ryan et al. [2009].

Les discontinuités d'ordre 3 délimitent des segments longs de 20 ± 10 km [*Macdonald et al.*, 1991; *Haymon et White*, 2004]. Elles correspondent à des décalages latéraux de l'axe de 200 m à 3 km et/ou des approfondissements du plancher axial supérieurs à 20 mètres [*Macdonald et al.*, 1988, 1991;



Figure II-9 : Carte bathymétrique d'une « zone de recouvrement » entre deux segments d'accrétion à 9°N. Issu de Kent et al. [2000].

White et al., 2002; *Haymon et White*, 2004]. Cette segmentation serait liée à des variations de l'apport magmatique, moindre en extrémité de segment par rapport au centre, le segment étant centré sur la zone d'alimentation. En effet, sur quelques segments l'EPR (ex. 18°30'S-17°15'S et 9°08'N-10°N), des laves à fort taux d'effusion et/ou faible viscosité (ex. laves lobées, drapées et en nappe), sont observées au centre des segments d'ordre 3, alors que les laves à faible taux d'effusion et/ou forte viscosité (ex. laves en coussin), sont observées aux extrémités de segment [*White et al.*, 2000, 2002]. Les segments d'ordre 3 ne laisse pas de trace hors axe et seraient caractérisés par une durée de vie de l'ordre de 10 000 à 100 000 ans [*Haymon et White*, 2004].

Enfin, les discontinuités d'ordre 4 délimitent des segments longs de 7 ± 5 km [*Haymon et White*, 2004]. Elles se manifestent par décalages latéraux (« deval ») de l'axe inférieurs à 200 m [e.g., *Macdonald et al.*, 1984, 1988; *Haymon et al.*, 1991; *White et al.*, 2000, 2002]. Cette segmentation, typiquement non pérenne, serait directement associée à chaque épisode d'intrusion de dyke dans la croûte supérieure. Les discontinuités d'ordre 4 délimiteraient la zone déformée en surface (essaim de fissures, grabens) lors de ces intrusions, qu'elles conduisent à une éruption sur le plancher ou non [*Haymon et al.*, 1991, 1993; *Wright et al.*, 1995; *Cormier et al.*, 2003; *Haymon et White*, 2004]. Ceci explique qu'aucune variation du style éruptif n'est observée le long des segments d'ordre 4, et qu'ils ont une durée de vie généralement inférieure à 1000 ans, cette durée étant directement liée à des évènements intrusifs individuels [*Haymon et White*, 2004].

3.2. Segmentation du système d'alimentation magmatique

Les études de sismique réflexion suggèrent que la segmentation de la chambre magmatique est associée avec la majorité des discontinuités de l'axe d'accrétion (discontinuités d'ordre 1, 2 et 3). En effet, les discontinuités d'ordre 1 constituent des barrières thermiques et magmatiques au niveau desquelles le système d'alimentation magmatique (lentille et LVZ) est totalement interrompu. Au niveau des discontinuité d'ordre 2, les études de l'OSC à 9°N sur l'EPR [Kent, 2000] et de la dorsale Valu Fa dans le bassin de Lau [Collier et Sinha, 1992], montrent que la lentille magmatique est interrompue et décalée, une lentille magmatique étant observée sous chacun des segments. Par contre, la zone de faible vitesse resterait continue entre les deux segments (ex. OSC à 9°N) [Dunn et al., 2001; Toomey et al., 2007]. Au niveau des discontinuités d'ordre 3, le réflecteur du toit de la chambre magmatique est discontinu (interruption ou approfondissement brutal). Sous ces discontinuités, la chambre magmatique serait plus profonde et moins large, à l'origine d'une activité magmatique moins intense (volume et/ou taux d'effusion plus faibles) [e.g., Detrick et al., 1987; Sinton et Detrick, 1992; Kent et al., 1993; Toomey et al., 1994; White et al., 2002]. Contrairement aux discontinuités d'ordre 1, 2 et 3, les discontinuités d'ordre 4 ne correspondraient pas à des variations de la structure profonde du segment et de la géométrie de la chambre magmatique sous-jacente [Carbotte, 2001] puisqu'elles sont associées à des évènements intrusifs individuels, comme mentionné précédemment.

4. Processus éruptifs

4.1. Zone néo-volcanique

Les données magnétiques, de sismique réflexion et de sonar latéral (DSL-120) à 9°50'N le long de l'EPR suggèrent que la zone « néo-volcanique » s'étend sur 2 à 4 km de part et d'autre du fossé sommital [*Schouten et al.*, 1999; *Sims et al.*, 2003; *Fornari et al.*, 2004; *Williams et al.*, 2008]. Elle correspondrait à la distance parcourue par les laves depuis le fossé sommital, par débordement des laves au sommet du fossé ou écoulement souterrain à travers des tubes [*Haymon et al.*, 1993; *Kurras et al.*, 2000; *Fornari et al.*, 2004; *Soule et al.*, 2005].

Ceci est cohérent avec les études de sismique réflexion qui montrent que la couche 2A (couche extrusive) s'épaissit sur une zone de 2 à 4 km de part et d'autre du fossé sommital [*Harding et al.*, 1993; *Christeson et al.*, 1994, 1996; *Vera et Diebold*, 1994; *Schouten et al.*, 1999; *Sohn et al.*, 2004] impliquant qu'une part significative de l'accrétion se produit en dehors de ce fossé [*Goldstein et al.*, 1994; *Perfit*, 1994; *Hooft et al.*, 1996; *Kurras et al.*, 2000; *White et al.*, 2002; *Sims et al.*, 2003; *Soule et al.*, 2005]. Les monticules de laves en coussin mis en place hors axe contribueraient également à l'épaississement de la couche 2A [*Perfit*, 1994], mais semblent constituer une composante moins importante que les coulées émises depuis l'axe [e.g., *Sims et al.*, 2003]. Les observations des éruptions de 2005-2006 sur le segment 9°N, confirment également cette hypothèse et montrent que par endroits, les laves se sont écoulées jusqu'à 3 km du fossé sommital [*Soule et al.*, 2007; *Fundis et al.*, 2010].

4.2. Volumes des coulées

Les mesures bathymétriques répétées sur certaines dorsales (ex., Volcan Axial sur la dorsale Juan de Fuca ou segment 9-10°N sur la dorsale Est Pacifique) depuis quelques années ont permis d'enregistrer les dernières éruptions et d'estimer les volumes de laves émis notamment par comparaison pré et post-éruption des cartes bathymétriques [e.g., *Soule et al.*, 2007; *Chadwick et al.*, 2013; *Yeo et al.*, 2013]. Les volumes de chaque éruption sont estimés de l'ordre de 10⁶-10⁷ m³ [e.g., *Gregg et al.*, 1996; *Soule et al.*, 2007; *Chadwick et al.*, 2013; *Yeo et al.*, 2013].

4.3. Volcanisme hors axe

La majeure partie des éruptions volcaniques se produit au niveau du fossé sommital. Cependant, certaines éruptions semblent avoir lieu au-delà de ce fossé [e.g., *Hekinian et al.*, 1989; *Fornari et al.*, 2004; *Soule et al.*, 2005]. Ces éruptions hors-axes sont mises en évidence par une couverture sédimentaire relativement plus mince, une apparence plus fraiche, et un âge radiogénique plus jeune que les coulées environnantes ainsi que par leur composition géochimique distincte (parfois plus enrichie qu'à l'axe, exemple à 9°30'N sur la dorsale Est-Pacifique) [*Hekinian et al.*, 1989; *Reynolds et al.*, 1992; *Goldstein et al.*, 1994; *Perfit*, 1994; *Perfit et Chadwick*, 1998; *Sims et al.*, 2003]. Des études réalisées entre 9°30'N et 11°20'N sur l'EPR (datations par déséquilibre radioactif (U-Th-Ra) et études de sismique), suggèrent que l'activité magmatique peut se produire jusqu'à 20 km de l'axe [*Sims et al.*, 2003; *Turner et al.*, 2011].

Les coulées hors-axe localisées entre 1,5 et 4 km, sembleraient essentiellement constituées de laves en coussin mises en place sous la forme de monticules ou de rides volcaniques de plus de 1 km de long et 30 m de haut [*Fornari et al.*, 2004; *Soule et al.*, 2005]. Alors que celles observées entre 5 et 20 km de l'axe, tendent à former des monticules circulaires de plus d'1 km de haut généralement alignés dans la direction de l'extension. Vers 9°N, ce volcanisme hors axe a conduit à la formation de deux plateaux constitués de laves en coussin au Nord-Est et au Sud-Est du dôme axial. *Escartin et al.* [2007] suggèrent que ces monticules, associés à des anomalies de Bouguer relativement faible (~2 à 4 mGal) soient formés par des événements éruptifs à faible taux d'extrusion.

5. Hydrothermalisme

Le long de la dorsale Est Pacifique l'activité d'un site hydrothermal serait relativement éphémère (quelques années à quelques dizaines d'années) [*Searle*, 2013]. Les sites hydrothermaux sont généralement localisés au niveau de la zone néo-volcanique et la chimie des fluides est un bon indicateur des roches qu'elles traversent. Les traces d'hydrothermalisme de hautes (fumeurs noirs et blancs) et basses températures (sorties diffuses) sont communes le long de l'EPR [e.g., *Baker et al.*, 2002; *Haymon et White*, 2004]. Des études récentes montrent qu'il existe une corrélation entre le nombre de sites hydrothermaux et l'activité magmatique, c'est-à-dire que les sites seraient plus nombreux au niveau des dorsales rapides [*German et Parson*, 1998; *Baker et German*, 2004]. Cette corrélation suggère que la distribution des sites hydrothermaux serait principalement contrôlée par l'apport magmatique (ou le flux thermique), la perméabilité de la croûte exerçant un contrôle secondaire sur cette distribution.

6. Cyclicité des processus d'accrétion ?

Il est largement admis dans la littérature que la morphologie des dorsales traduit la variabilité de ces processus tectoniques et magmatiques, et que de manière générale les dorsales rapides résulteraient essentiellement d'une construction magmatique, alors que les dorsales lentes seraient le résultat d'une structuration essentiellement tectonique. De nombreuses études suggèrent que ces processus ne se feraient pas de manière continue et que des phases tectoniques et magmatiques alterneraient au cours du temps. Le long des dorsales rapides, les études sur la question de la cyclicité des processus d'accrétion se sont appuyées sur les variations de largeur du fossé sommital [e.g., *Gente et al.*, 1986; *Kappel et Ryan*, 1986; *Fornari et al.*, 1998; *Cormier et al.*, 2003; *Escartín et al.*, 2007; *Soule et al.*, 2009; *Deschamps et al.*, 2013]. De nombreux auteurs suggèrent que son élargissement et

son approfondissement se feraient lors de « phases tectoniques » alternant avec des « phases magmatiques ». D'autres études contestent ce modèle d'évolution « cyclique » et proposent une évolution « continue » (ou « stationnaire ») via des intrusions successives de dykes. Dans ce cas, l'équilibre entre les processus tectoniques et l'activité magmatique serait constante au cours du temps [e.g., *Carbotte et al.*, 2006].

6.1. Modèles d'accrétion cyclique

Les premiers modèles de cyclicité des processus d'accrétion sont ceux de *Kappel et Ryan* [1986] et *Gente et al.* [1986] qui montrent qu'une évolution cyclique permettrait expliquer les variations morphologiques observées le long de la dorsale intermédiaire Juan de Fuca [*Kappel et Ryan*, 1986] (Figure II-10) et le long de la dorsale Est Pacifique vers 13°N [*Gente et al.*, 1986]. Les auteurs proposent un modèle en trois phases : 1/ durant une phase magmatique, construction d'un dôme volcanique axial à partir d'éruptions successives. Le sommet du dôme serait généralement dépourvu de fossé sommital ; 2/ diminution de l'activité magmatique : initiation d'un fossé au sommet du dôme axial qui s'élargit progressivement; 3/ retour progressif de l'activité magmatique, le fossé pourrait continuer à s'élargir par extension tectonique, mais les traces de cette activité seraient comblées et « effacées » par des coulées de laves provenant de fissures éruptives axiales. Ces éruptions successives aboutiraient à la formation d'un nouveau dôme.



Figure II-10 : Illustration de types d'accrétion au cours du temps. A) L'accrétion se fait à l'état d'équilibre. Le rapport des processus tectoniques sur les processus magmatiques reste constant et la largeur du fossé sommital ne varie pas au cours du temps. B) L'accrétion est dite "cyclique". Les phases T1 et T2 correspondent à la croissance magmatique de la dorsale et à la formation d'un dôme (phase magmatique). Les phases T3 et T4 correspondent à la formation et l'évolution d'un fossé sommital (phase tectonique). Issue de Kappel et Ryan, 1986.

Quelques années plus tard, des modèles globalement similaires mais plus détaillés sont proposés pour expliquer les variations de largeur du fossé sommital le long du segment 9°N de l'EPR [e.g., *Fornari et al.*, 1998; *Lagabrielle et al.*, 2001; *Cormier et al.*, 2003; *Escartín et al.*, 2007; *Soule et al.*, 2009]. Les auteurs distinguent des fossés étroits (largeur et profondeur inférieures à 200 m et 15 m respectivement), des fossés larges (300 à 3000 m) et profonds (30 à 100 m). Durant une phase de magmatisme intense, les fossés étroits et festonnés, sont soit 1/ formés par des effondrements dans les

coulées de laves lobées à l'aplomb des fissures liées au dyke d'alimentation [*Haymon et al.*, 1993; *Fornari et al.*, 1998], soit 2/ bordés par des failles induites par l'intrusion du dyke (Figures II-11 et II-12). Les fossés larges résulteraient d'un élargissement et d'un approfondissement par extension tectonique lors d'une phase où l'activité magmatique est moindre [*Fornari et al.*, 1998; *Soule et al.*, 2009] (Figures II-11 et II-12). Le recouvrement fréquent des failles et fissures par des coulées plus récentes expliquerait l'absence ou le faible nombre de structures tectoniques observées [*Chadwick et Embley*, 1998; *Escartín et al.*, 2007; *Soule et al.*, 2009].



Figure II-11 : Schéma illustrant la formation et d'évolution d'un fossé sommital. Durant une période magmatique (étapes 1, 2 et 3), le fossé résulte d'un effondrement du toit de coulée de laves lobées à l'aplomb d'un dyke. Durant une phase tectonique (activité magmatique réduite) (étape 4), des failles normales le fossé devient large et profond et est bordé par des failles normales. Issue de Fornari et al. [1998].

Vers 9°50'N sur l'EPR, les datations des coulées volcaniques montrent un brusque écart d'âge entre les coulées de la zone néo-volcanique (< 2 ka) et celles situées à l'extérieur de cette zone (> 8 ka). Ce changement abrupt suggère une période d'augmentation de l'activité magmatique depuis 2 ka, avec des coulées relativement fréquentes s'étendant 1 à 2 km de part et d'autre du fossé sommital. Ceci est cohérent avec la distribution des coulées des éruptions de 2005-2006 entre 9 et 10°N [*Soule et al.*, 2009] et les variations des caractéristiques morphologiques de la zone néo-volcanique entre 17°S et 18°S [*Cormier et al.*, 2003] qui confortent des modèles de cyclicité

magmatique. D'autre part, *Bowles et al.* [2006] proposent que l'écart de 5 à 10 milliers d'années entre les coulées de la zone néo-volcanique et les coulées fortement affectées par des structures tectoniques peut être expliqué par un modèle de mise en place des laves qui relie le volume des éruptions avec leur récurrence. Ces auteurs proposent un intervalle de récurrence entre les éruptions d'environ 70 ans. Le temps de préservation des laves à \sim 1 km de l'axe serait ainsi supérieur à 250 ans.



Figure II-12 : Modèle schématique de formation et de l'évolution du fossé sommital (Axial Summit Trough, AST). La structure du fossé en gris clair est similaire pour les 3 types. C'est la production magmatique qui varie. Un faible apport magmatique permet la formation d'un fossé large, un apport magmatique plus important, permet la formation d'un fossé étroit, et un apport magmatique très important conduit au recouvrement de l'ensemble des structures tectoniques et masque le fossé sommital. Issue de Soule et al. [2009].

6.2. Modèle d'accrétion « continue »

Dans le cas de modèles d'accrétion « continue », l'élargissement du fossé sommital serait uniquement lié aux intrusions successives de dykes [*Carbotte et al.*, 2006]. Les auteurs observent en effet que sur la dorsale Juan de Fuca, le fossé est étroit et profond là où le réflecteur du toit de la chambre magmatique disparaît (Figure II-13). Les auteurs proposent que dans un premier temps, des fossés étroits se forment à l'aplomb de dykes. Puis, en raison d'intrusions successives de dykes, la zone de déformation se localiserait au niveau des failles bordières du fossé dont le jeu répété provoquerait l'élargissement progressif. Le fossé s'élargirait donc en raison de ces intrusions lors d'une période de magmatisme intense, et non durant une phase « tectonique » ou « amagmatique ». Les produits volcaniques issus de ces éruptions seraient confinés dans les murs du fossé.



Figure II-13 : Modèle de formation et d'évolution du fossé sommital .L'élargissement du fossé sommital se fait de manière continue par l'intrusion successive de dykes. Issue de Carbotte et al. [2006].

Chapitre III. Secteur d'étude : le segment 16°N

Situé au Nord de la zone de fracture d'Orozco (15°20'N), le segment 16°N (entre 15°20'N et 16°20'N) est un segment atypique par rapport aux autres segments de la dorsale Est-Pacifique (EPR) de par sa morphologie. Il a été l'objet de quelques études géophysiques [*Sloan*, 1991; *Macdonald et al.*, 1992; *Carbotte et al.*, 1996, 1998, 2000; *Cormier et al.*, 1996; *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carlut et al.*, 2004; *Shah et Buck*, 2006] et géochimiques [*Langmuir et al.*, 1990, 1998; *Baker et al.*, 2001; *Donnelly*, 2002] au cours des 20 dernières années. Ces études, bien qu'incomplètes et basées sur des données basse résolution, permettent de tracer les grandes lignes de l'évolution géodynamique de la région.

1. Contexte géodynamique

La dorsale Est-Pacifique est une dorsale qui a beaucoup évolué aux cours des derniers millions d'années. Les données bathymétriques et magnétiques témoignent de cette évolution complexe. En effet, la position actuelle de la partie Nord de la dorsale Est Pacifique (EPR) (entre 10°N et 23°N) serait la conséquence de trois réorganisations majeures des plaques dans les derniers 25 millions d'années (vers 25 Ma, 12 Ma et entre 6,5 et 3,5 Ma) qui auraient conduit au décalage progressif vers l'Est de l'axe d'accrétion (Figure III-1) [*Klitgord et Mammerickx*, 1982; *Mammerickx et Klitgord*, 1982]:

• Il y a 25 Ma, les segments d'accrétion constituant la dorsale Pacifique-Guadeloupe (Figure III-1-A), auraient subi une rotation horaire et se seraient décalés progressivement vers l'Est. Cette rotation ce produit alors que l'on enregistre un changement global dans le mouvement [*Handschumacher*, 1976] et l'ouverture de la dorsale des Galapagos [*Hey*, 1977; *Lonsdale et Klitgord*, 1978].

• Il y a 12 Ma, un important remaniement aurait conduit à la migration de l'activité de la dorsale Pacifique-Guadeloupe vers un nouveau système d'accrétion (la dorsale des Mathématiciens) situé un plus à l'Est et orienté NNE-SSO (Figure III-1-B). Peu après, un deuxième centre d'accrétion se serait formé à la localisation actuelle de l'EPR dans une direction N/S. Ces deux dorsales auraient ainsi fonctionné en même temps durant quelques millions d'années, conduisant à la formation de la microplaque des Mathématiciens.

• A partir de 6,5 Ma, l'activité s'est progressivement focalisée au niveau de l'EPR (Figure III-1-C) qui se propage vers le Nord jusqu'à la faille transformante de Rivera (18°30'N) au dépend de la dorsale des Mathématiciens dont l'activité s'est arrêtée il y environ 3 Ma (Figure III-1-d).



Figure III-1 : Schéma de la réorganisation tectonique du Nord de la dorsale Est Pacifique (entre 10°N et 23°N) il y a 25 Ma (A), 12 Ma (B), 6 Ma (C) et 3 Ma (D). Les isochrones sont indiquées en traits fins et les segments de dorsale actifs en traits gras. Les lignes fines tiretées symbolisent les zones de fracture, et les lignes épaisses tiretées (en bas) représentent les centres d'accrétions abandonnés. La dorsale Pacifique Guadeloupe est indiquée en bleu, celle des Mathématiciens en vert et la dorsale actuelle, Est-Pacifique en orange. D'après Mammerickx et Klitgord [1982].

L'axe d'accrétion situé entre la zone de fracture d'Orozco (~15°20'N) et la zone fracture Rivera (~18°30'N) est donc relativement récent (<12 Ma). La lithosphère formée par cet axe est délimitée à l'Ouest par la microplaque fossile des Mathématiciens, et à l'Est par la fosse du Mexique. Dans cette région, la dorsale est actuellement constituée de trois segments de 2^{ème} ordre : 1/ un segment long d'environ 65 km au Nord (segment Manzanillo, RO1 [*Baker et al.*, 2001; *Donnelly*, 2002]) ; 2/ un segment long d'environ 200 km au centre (RO2) [e.g., *Carbotte et al.*, 2000; *Baker et al.*, 2001], et 3/ un segment long d'environ 115 km au Sud (segment 16°N, RO3 [e.g., *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000; *Baker et al.*, 2001; *Donnelly*, 2002; *Shah et Buck*, 2006]) qui est le lieu de cette étude (Figure III-2). Ces trois segments sont caractérisés par des taux d'accrétion de 81 mm/an (vers 18°N) à 85 mm/an (vers 16°N) [*Carbotte et al.*, 1998], donc à la transition entre des taux intermédiaires et rapides [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Ils sont séparés par une « zone de recouvrement » vers 16°20'N [e.g., *Sloan*, 1991; *Macdonald et al.*, 1992; *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000; *Donnelly*, 2002] et un propagateur (« propagating rift ») vers 18°N [*Mammerickx*, 1984].



Figure III-2 : Carte bathymétrique (Geomapapp) de la zone d'étude entre la Faille Transformante (FT) d'Orozco (15°20'N) et la faille transformante de Rivera (18°30'N). Les segments d'accrétion R01, R02 et R03 sont soulignés d'un trait noir, ou rouge pour le segment de cette étude (segment 16°N). Les axes fossiles associés aux sauts d'axes récents (< 0,3 Ma) sont indiqués en tiretés.

Cette configuration est récente, en effet, les « sillages » de croûte océanique déformée (de 20 à 40 km de long), ainsi que les « bassins en recouvrement » fossiles observés de part et d'autres des axes d'accrétions 16°20'N suggèrent une évolution complexe des deux segments les plus au Sud. Les données magnétiques, bathymétriques et de sonar latéral suggèrent qu'il y a environ 0,6 Ma, entre les deux segments les plus au Sud (RO2 et RO3), il y aurait eu un autre segment Figure III-3). La propagation vers le Sud du Segment RO2 et vers le nord du segment RO3 aurait conduit à la disparition de ce segment central et à la formation d'une « zone de recouvrement » unique vers 16°20'N [*Macdonald et al.*, 1992; *Weiland et Macdonald*, 1996]. Celle-ci s'étend sur 12 km le long de l'axe [e.g., *Sloan*, 1991; *Macdonald et al.*, 1992; *Carbotte et al.*, 2000] et décale latéralement les axes d'accrétion d'environ 15 km [*Sloan*, 1991; *Macdonald et al.*, 1992; *Weiland et al.*, 1992]

indique que la propagation du segment 16°N (RO3) se serait faite vers le Nord à une vitesse de 105 mm/an entre 0,6 et 0,4 Ma, puis à une vitesse de 50 mm/an de 0,4 à 0,2 Ma. Actuellement, la vitesse de propagation est de ~10 mm/an vers le Nord. Le segment RO2 se propageant actuellement vers le Sud à une vitesse de 45 mm/an, la « zone de recouvrement » migre donc vers le Sud [*Macdonald et al.*, 1992].



Figure III-3 : Evolution de l'OSC à 16°20'N depuis 0,6 Ma, basée sur des données de sonar latéral et bathymétriques. Les segments Nord (RO2) et Sud (RO3 ou 16°N) s'allongent progressivement au dépend du segment central qui disparaît. Actuellement, les deux « zones de recouvrement » sont combinées à 16°20'N et migrent vers le Sud. D'après Macdonald et al. [1992].

Le segment d'accrétion 16°N a un taux d'accrétion de **85 mm/an** [e.g., *Sloan*, 1991; *Carbotte et al.*, 1998]. Il est long de **115 km** et culmine à environ **-2200 m**. Il est ainsi le segment le plus élevé (d'environ 400 m) et le plus large (jusqu'à 15 km contre 4 km en moyenne) de l'EPR (entre 33°S et 23°N) [e.g., *Scheirer et Macdonald*, 1993; *Cormier et al.*, 1995; *Wang et al.*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000].

De part et d'autre du segment, deux « marches » sont bien visibles dans la topographie (Figure III-4). Elles correspondent à une surélévation du plancher de 100 à 150 m vers l'axe, ainsi qu'à une variation de la rugosité. La rugosité du plancher est en effet plus faible entre les « marches ». Ces marches sont interprétées comme le résultat d'une augmentation rapide de l'activité magmatique vers 0,6 Ma, d'après des profils magnétiques (Figure III-4), en raison la présence du point chaud des Mathématiciens à l'Ouest de l'axe [*Cormier et al.*, 1998].

Ce point chaud serait également à l'origine d'une chaîne volcanique (nommée chaine Mudskipper ou « P1545 ridge» selon les auteurs) dont les premiers édifices seraient mis en place vers 0,8 à 0,5 Ma [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Cette chaine orientée Est-Ouest culmine à -1300 m et intersecte l'axe entre 15°40'N et 15°45'N. Le dernier édifice de cette chaîne aurait été scindé en deux par l'axe actuel, et constitue les épaules bordant le plateau axial [*Carlut et al.*, 2004]. Les datations des



Figure III-4 : Carte bathymétrique du segment 16°N de l'EPR. Les marches Est et Ouest (en noir) correspondent à une élévation et à un changement de rugosité du plancher. Les profils magnétiques (en rouge) indiquent que ces marches se sont formées à la limite Brunhes/Matuyama, il y a environ 0.6 Ma. Issue de Cormier et al. [1998].

basaltes de ce volcan démembré indiqueraient une mise en place postérieure à 3000 ans [*Carlut et al.*, 2004].

L'axe d'accrétion aurait subi deux sauts vers l'Ouest, de 7 km et 9 km d'amplitude, il y a 300 ka et 150 ka respectivement (Figure III-2). Ces deux sauts d'axe auraient engendré un déplacement rapide du segment vers le Nord-Ouest (~240 mm/an) [*Carbotte et al.*, 2000; *Shah et Buck*, 2006] avant de s'établir à sa place actuelle depuis 85 à 105 ka selon *Carbotte et al.* [2000]. Cet âge correspond à l'isochrone localisé à la limite entre le relief du dôme axial et les reliefs abyssaux à l'Est. La migration du segment s'est faite dans la direction opposée au déplacement général de l'EPR (vers l'Est). *Carbotte et al.* [2000] proposent qu'elle soit liée à la présence du point chaud des Mathématiciens situé environ 20 km à l'Ouest de l'axe d'accrétion.

2. Données antérieures

2.1. Structure superficielle et profonde via la bathymétrie et la sismique réflexion



Figure III-5 : Carte bathymétrique du segment 16°N à 100 m de résolution avec les discontinuités du fossé sommital (Axial Summit Trough, AST) observées à partir de données de sonar latéral (en gris) et de la chambre magmatique (Axial Magmatic Chamber, AMC) observées à partir de profils de sismique réflexion (en rouge). Les profondeurs de la chambre magmatique sont indiquées par un code couleur sur la figure. A droite de la carte la présence d'une ou plusieurs AMC est indiquée. D'après Carbotte et al. [2000].

Des données bathymétriques et de sonar latéral acquises en 1987 et 1990 ont permis de d'étudier la structure superficielle du segment 16°N, et notamment d'observer la segmentation de l'axe entre 15°25'N et 16°20'N. A partir des données de sonar latéral SeaMarc II, *Macdonald et al.* [1992] identifient 3 discontinuités dans la morphologie du segment vers 15°43'N, 15°50'N et 15°58'N. Elles correspondent à des petits décalages latéraux du fossé sommital de 1 à 3 km d'amplitude. Elles sont décrites comme des discontinuités d'ordre 3 selon la classification de *Macdonald et al.* [1988]. *Macdonald et al.* [1992] n'identifient aucune discontinuité d'ordre 4 et suggèrent donc que ces discontinuités sont temporairement inexistantes en raison du fort apport magmatique. Basées sur ces mêmes données, *Carbotte et al.* [2000] identifient sept discontinuités d'ordre 3 à 15°38'N, 15°45'N, 15°48'N, trois entre 15°53'N-15°55'N, et une à 15°59'N à partir de l'analyse des décalages latéraux et des variations de largeur du fossé sommital : au Nord de 15°38'N et 15°55'N, il est décalé par le biais de trois « zones de recouvrement » successives. Enfin, au Nord de 15°59'N, il est décalé de plus de 1 km vers l'Est (Figure III-5).

La connaissance de la structure superficielle a été complétée par l'étude de la structure profonde à partir de données de sismique réflexion [e.g., *Carbotte et al.*, 1996, 1998, 2000]. La lentille marquant le toit de la chambre magmatique (Axial Magmatic Chamber, AMC) a été identifiée à environ 1476 ± 107 m sous le dôme axial. Elle est plus superficielle vers $15^{\circ}35'$ N et $15^{\circ}52'$ N (~1400 m) qu'en centre de segment vers $15^{\circ}45'$ N (~1500 m). Les profils transverses à l'axe montrent que la lentille est toujours plus superficielle (de 100 mètres maximum) à l'aplomb du fossé sommital. Elle serait large de 1331 ± 338 m avec un maximum dans la partie la plus large du dôme axial vers $15^{\circ}43$ N [*Carbotte et al.*, 1998, 2000]. Ces auteurs remarquent que sous ce segment, la lentille est globalement plus large que sous les autres segments de la dorsale Est-pacifique où elle est généralement large de 500 à 1000 m [*Detrick et al.*, 1987; *Kent et al.*, 1990, 1993, 1994]. Le réflecteur du toit de l'AMC est visible pratiquement tout le long du segment depuis $15^{\circ}29'$ N jusqu'à $16^{\circ}02'$ N, mais quelques discontinuités sont cependant notées (Figures IV-5 et IV-7) :

• le réflecteur disparaît totalement sous l'édifice volcanique situé vers 15°50'N, probablement en raison de la perturbation du signal liée à la rugosité importante du plancher à cet endroit. Entre 15°58'N et 16°01'N, *Carbotte et al.* [2000] suggèrent que sa disparition pourrait être liée au décalage latéral du fossé sommital de 1 km à cet endroit.

• le réflecteur est peu marqué voir interrompu de 15°51'N à 15°57'N et de 15°35'N à 15°38'N, là où des discontinuités du fossé sont observées sur les données de sonar (voir ci-dessus).

• le réflecteur est décalé verticalement d'une centaine de mètres à 15°45'N, le plus superficiel se situant au Nord.

• deux réflecteurs parallèles sont observés simultanément en trois endroits. A 15°54'N, les deux réflecteurs sont décalés verticalement de 250 à 300 m, le plus profond étant celui situé à l'Est.



Figure III-7 : Profil de sismique réflexion le long de l'axe du segment 16°N. Le réflecteur de la lentille magmatique est souligné par un trait bleu. Les discontinuités de la lentille sont indiquées par des tiretés rouges. Issue de Carbotte et al. [2000].

A 15°45'N et 15°41-42'N (zone la plus large du dôme axial) (Figure III-6), le réflecteur situé le plus à l'Ouest est le moins marqué et le plus profond (d'environ 300 m). Il disparaît au Nord de 15°45'N. La lentille magmatique la plus à l'Ouest n'est pas associée à un fossé sommital suggérant que les processus éruptifs sont localisés à l'aplomb de l'AMC la moins profonde [*Carbotte et al.*, 2000].

En ce qui concerne la couche 2A (couche extrusive), elle présente une épaisseur de 107 ± 44 mètres, relativement constante sur une région d'environ 750 mètres de large sous le plateau sommital sub-horizontal (Figure III-6). La région où la couche 2A a une épaisseur constante est centrée sur le réflecteur du toit de la chambre magmatique, et quand deux réflecteurs sont observés, elle est centrée sur le moins profond. De part et d'autre, son épaisseur augmente rapidement (sur une distance de 100-



Figure III-6 : Profil de sismique réflexion perpendiculaire à l'axe du segment 16°N et réalisé à 15°42'N. Sur le profil la base de la couche 2A (couche extrusive) d'épaisseur homogène est identifiée. deux réflecteurs du toit de la chambre magmatique (Axial Magmatic Chamber, AMC) sont observés. La localisation du profil est indiquée sur le profil simsique le long de l'axe (Figure IV-7). Issue de Carbotte et al. [2000].

300m) et atteint environ 350 m sous le reste du plateau sommital (dont la largeur atteint 5 km dans sa partie la plus large), puis environ 550-750 mètres sous les bourrelets qui le bordent. L'épaisseur de la couche 2A sous les bourrelets est plus importante à l'Est (jusque 750 m) qu'à l'Ouest (500 m maximum). Elle est maximale entre 15°40'N et 15°47'N. *Carbotte et al.* [2000] notent également un épaississement local de la couche 2A sous les monts sous-marins de la chaîne Mudskipper à l'Ouest du dôme axial. La couche 2A s'épaissit également vers les extrémités du segment 16°N, et localement, d'environ 30 mètres, vers 15°50'N au niveau de l'édifice volcanique déjà mentionné ci-dessus, à l'endroit où le réflecteur de la lentille disparaît.

2.2. Structure magnétique et gravimétrique du segment

Les données magnétiques (Figure III-8) montrent que le segment est situé dans une région anormalement aimantée. L'axe d'accrétion n'est cependant pas centré sur l'anomalie, mais décalé de 5 km vers l'Ouest, suggérant que l'expansion est asymétrique et s'est faite environ 20 % plus rapidement à l'Est [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Cette expansion est plus asymétrique que nulle part ailleurs sur la partie Nord de la dorsale Est-Pacifique [*Macdonald et al.*, 1992; *Madsen et al.*, 1992] suggérant que



Figure III-8 : Carte de l'aimantation de la croûte (1 km de résolution). La ligne épaisse indique l'axe d'accrétion. Celui-ci n'est pas centré sur l'anomalie magnétique mais décalé de 5 km vers l'Ouest à 16°N. La chaîne des Mathématiciens présente une polarité normale, mais est posée sur une croûte de polarité inverse. Issue de Weiland et Macdonald [1996].

le segment 16°N a subi au moins un saut d'axe vers l'Ouest. La localisation et la polarité normale de cette anomalie indique qu'un saut d'axe de 7 à 10 km aurait eu lieu il y a 0,15 à 0,3 Ma [*Weiland et Macdonald*, 1996].

Les données gravimétriques (Figure III-9) indiquent une anomalie résiduelle circulaire négative (-12 mGal), centrée sur l'axe d'accrétion vers 15°40'N - 15°45'N [*Weiland et Macdonald*, 1996; *Shah et Buck*, 2006]. De la valeur minimum à la "zone de recouvrement" à 16°20'N, cette anomalie augmente progressivement de 0,23 mGal/km. Ce gradient est deux fois plus important que ce qui est habituellement observé au niveau de dorsales caractérisées par un dôme axial [*Wang et Cochran*, 1993]. Plusieurs hypothèses sont émises pour expliquer cette anomalie : 1/ elle pourrait être liée à un sur-épaississement crustal d'environ 2,25 km dans cette région et donc un fort apport magmatique [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Cependant, le réflecteur du Moho observé à partir de profils de sismique réflexion ne semble pas s'approfondir à cet endroit [*Shah et Buck*, 2006] ; 2/ elle serait liée à une zone de haute température et de fusion accrue sous l'axe d'accrétion [*Shah et Buck*, 2006]. Ces deux hypothèses impliquent la présence d'une source mantellique extérieure probablement liée à la présence du point chaud.



Figure III-9 : Anomalie gravimétrique de Bouguer au niveau du segment 16°N. Deux anomalies négatives sont observées : 1/ une anomalie circulaire de -12 mGal centrée vers 15°40'N-15°45'N à l'axe de la dorsale, et 2/ une anomalie négative (-20mGal) localisée sous la chaîne des Mudskipper et attribuée au point chaud. D'après Shah et Buck [2006].

2.3. Activité magmatique : composition et âge des magmas

Les analyses géochimiques, réalisées dans les années 80 et 90 et effectuées sur des basaltes échantillonnés par carottages et dragages montrent que certains échantillons du segment 16°N présentent une composition atypique : enrichie en éléments incompatibles et présentant des rapports 206Pb/204Pb bas [*Langmuir et al.*, 1990, 1998; *Donnelly*, 2002]. Cette anomalie est restreinte au segment 16°N et n'est pas observée au Nord de la "zone de recouvrement" à 16°20'N suggérant que l'OSC est une barrière importante affectant les processus de migration du manteau [*Weiland et Macdonald*, 1996; *Donnelly*, 2002] (Figure III-10).



Figure III-10 : Variations des rapports ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd / ¹⁴⁴Nd, et ²⁰⁶Pb / ²⁰⁶Pb le long de l'EPR entre 11°N et 18°N. Entre 15°N et 16°N, les échantillons présentent de fortes anomalies géochimiques (positive en Sr, et négative en Nd et Pb) en comparaison avec les basaltes situés plus au Nord (cercles violets, [Donnelly, 2002]) et plus au Sud (cercles verts [Castillo et al., 2000]). Ces anomalies suggèrent que l'influence du point chaud des Mathématiciens ne s'étend pas au-delà des discontinuités. Issue de Mougel [2013].

Une étude récente [*Mougel*, 2013] qui s'appuie sur les données de la campagne PARISUB (PAnach RIdge SUBmersible) et un échantillonnage « haute résolution » (intervalle inférieur à 200 m) met en évidence une variabilité géochimique à très petite échelle (sur une distance d'environ 15 km), jamais observée jusqu'à présent et équivalente à la variabilité géochimique observée sur la globalité de l'EPR (Figure III-11). Cette variabilité serait directement liée à la présence du point chaud des Mathématiciens et résulterait du mélange entre trois sources mantelliques principales : 1/ un manteau ambiant nommé AM (Ambient Mantle) observé sur l'ensemble du segment et qui est plus enrichi que celui échantillonné le long de l'EPR, suggérant donc qu'il est lui-même influencé par le point chaud des Mathématiciens, 2/ une source présentant une signature inédite très peu radiogénique en plomb (rapports isotopiques en plomb très bas (Figure III-10)) nommé ULC (Unradiogenic Lead Component) qui serait directement directement issue du point chaud, et 3/ une source nommée SMC (Secondary Mathematician Component) qui serait également directement issue du point chaud et présenterait également des

rapports isotopiques en plomb faibles (moins que ULC).

Un profil d'échantillonnage de 20 km de long, transverse aux axes fossiles et à l'axe actif, acquis pendant la campagne PARISUB, permet de retracer l'histoire de l'accrétion durant les derniers 0,6 Ma à l'aide des études de paléointensité réalisées sur des échantillons de verre (Figure III-12) [*Carlut et al.*, 2004] :

Avant 600 ka, l'accrétion aurait lieu à partir de l'axe 1, les magmas ont une signature localement appauvrie, identique à celle observée au Nord de la zone de recouvrement à 16°20 [*Donnelly*, 2002] et au Sud de la faille transformante d'Orozco [*Castillo et al.*, 2000].

• Vers **600 ka**, l'interaction entre la dorsale et le point chaud aurait débuté : surélévation du plancher, mise en place de la chaîne volcanique et apparition d'une signature plus enrichie.

• Vers **250 ka**, on détecte pour la première fois la signature SMC en plus de la signature enrichie. Durant cette période, l'axe d'accrétion subit un premier saut vers l'Ouest.

• Vers **150 ka**, le deuxième saut d'axe se produit, localisant l'EPR à sa position actuelle. Sa proximité avec le point chaud des Mathématiciens a pour conséquence l'élargissement et la surélévation du dôme en raison d'un apport magmatique plus important. Les laves émises ont toujours une signature enrichie.

• Il y a environ **3 ka**, d'après des études de paléointensité [*Carlut et al.*, 2004], un édifice volcanique se serait formé dans l'alignement de la chaine Mudskipper. Ce volcan aurait été par la suite, scindé par l'axe d'accrétion. Des laves de signature AM et SMC, émises il y a 2 à 3 ka



Figure III-11 : Diagramme isotopique (Pb Sr) représentant l'ensemble des compositions des MORB, OIB et des échantillons du segment 16°N. Les différents pôles de mélanges sont indiqués. Les basaltes du segment 16°N tendent vers un pôle inconnu. Issue de Mougel [2013].

comblent rapidement l'axe et forment le plateau sommital et l'édifice proéminant localisé entre 15°48'N et 15°51'N.

• Les coulées plus récentes, échantillonnées à l'axe et dont les âges sont estimés à moins de quelques centaines d'années [*Carlut et al.*, 2004], enregistrent la signature ULC.



Figure III-12 : Carte bathymétrique de la partie Nord de segment 16°N de la dorsale Est Pacifique (isocontours : 20 m). L'échelle de l'âge de la croûte, est indiquée pour un taux d'accrétion de 8 cm/an. La localisation des échantillons est indiquée par un trait dans le cas de dragages et par un cercle pour les carottages. Les paléointensités pour chaque site sont annotées. La couleur du site correspond à un des quatre groupes d'âge : les laves d'âge contemporain sont indiquées en rose ; les laves âgées de 2 ± 1 ka en violet, les laves plus anciennes que 10 ka en gris, et celles âgées de quelques milliers à quelques centaines d'années en jaune. Issue de Carlut et al. [2004].

2.4. Activité hydrothermale

En 1997, l'activité hydrothermale le long du segment 16°N a été étudiée à partir de données de néphélométrie et de température obtenues via l'utilisation d'un MAPR (Miniature Autonomous Plume Recorder). 133 mesures ont été réalisées entre 15°20'N et 18°N sur des profils transverses à l'axe d'accrétion (Figure III-13) avec un pas d'échantillonnage de 5 à 10 m [*Baker et al.*, 2001]. Durant cette campagne, l'activité hydrothermale détectée le long du segment 16°N est faible, exceptée vers 15°44'N / 105°24,5'W, où une anomalie pouvant être reliée à une sortie active est identifiée. *Baker et al.* [2001] suggèrent que l'activité hydrothermale réduite dans cette région est contrôlée par la perméabilité du plancher océanique. En effet, la faible concentration de failles et fissures dans la région pourrait expliquer la faible activité hydrothermale. L'espacement et le nombre réduit de points de mesure pourrait également expliquer la faible activité mesurée.



Figure III-13 : Carte bathymétrique du segment 16°N de la dorsale Est Pacifique (en haut) et profil bathymétrique axial associé (en bas) avec la signature hydrothermale du segment mesurée en ΔNTU (nephelometric turbidity unit). La localisation des mesures (sur la carte) est indiquée par un point rouge lorsqu'elle est combinée à un carottage et par un trait bleu lorsqu'elle est combinée à un dragage. La seule trace d'hydrothermalisme est observée vers 15°44'N (en bleu). D'après Baker et al. [2001].

3. La campagne PARISUB

La campagne océanographique Franco – Mexicaine PARISUB (PAnache RIde SUBmersible) a eu lieu en Mars et Avril 2010 sur le N/O L'Atalante (Ifremer) (Figure III-14). L'objectif principal de ce projet est l'étude détaillée de l'interaction entre une dorsale et un point chaud, afin de mieux comprendre les répercussions de cette interaction à la fois sur la chimie des laves et les processus profonds (ex. comment se fait le mélange des liquides magmatiques) et ainsi que sur l'activité magmatique, tectonique et hydrothermale en surface (ex. volume et morphologie des coulées, style de déformation, répartition des sites hydrothermaux). Le segment 16°N, situé entre 15°22'N et 16°20'N, là où la dorsale Est-Pacifique rencontre la chaîne volcanique Mudskipper, liée au point chaud des Mathématiciens est un candidat idéal pour cette étude. En effet, les données antérieures, notamment bathymétriques, sismiques et géochimiques suggèrent une forte interaction de ce segment avec le point chaud des Mathématiciens. Le système point chaud – dorsale étant dans une configuration où la dorsale s'approche du point chaud, c'est également l'occasion d'étudier les débuts d'une telle interaction, sur une période récente (<1 Ma), jusque-là peu observée (ex. Fondation/dorsale Pacifique – Antarctique).

Les données préexistantes dans la zone sont variées (cf chapitre IV.2). Toutefois, leur résolution n'est pas suffisante pour une étude détaillée de cette interaction. Lors de la campagne



Figure III-14 : Outils de la campagne PARISUB (PAnache RIde SUBmersible) (2010). A/ N/O L'Atalante ; B/ AUV (Autonomous Underwater Vehicle) Aster-X ; C/ Nautile (submersible habitable). Photos issues de la campagne PARISUB.

PARISUB divers outils ont été utilisés : le submersible habité Nautile et le véhicule autonome (AUV) Aster-X afin de recueillir un ensemble unique de données géophysiques, d'observations directes, et d'échantillons biologiques et géologiques.

3.1. Les données de surface : bathymétrie, réflectivité, gravimétrie

Des données bathymétriques et de réflectivité ont été acquises à partir du sondeur multifaisceaux SIMRAD EM 122 de coque. Une carte bathymétrique avec un pas de 40 m a été réalisée sur une zone située entre 15°35'N et 16°15'N, 105°40'W et 105°05'W (FIGURE III-15). Un passage plus lent (à 5 nœuds), en mode « faisceaux resserrés » le long de l'axe a permis l'acquisition d'une carte avec une résolution de 10 m (Figure IV-16-C et IV-17) qui a notamment été utilisée pour planifier les plongées de l'AUV Aster-X et du Nautile.

Le gravimètre du navire (modèle BGM5 de Lockheed & Martin) a acquis des données à une cadence de 10 secondes, tout le long de la campagne.



FIGURE III-15 : Carte bathymétrique du segment 16°N (40 m de résolution). La navigation de l'Atalante est indiquée en noir.



Figure III-16 : Cartes bathymétriques de la zone d'étude. Les cadres noirs correspondent aux zooms progressifs. A/ Carte batymétrique à 100 m de résolution. B/ Carte bathymétrique à 40 m de résolution réalisée à partir du sondeur multifaisceaux EM120 de l'Atalante; C/ Carte bathymétrique à 10 m de résolution réalisée à partir du sondeur multifaisceaux EM120 en mode faisceaux resserrés. D/ Carte bathymétrique à 1 m de résolution réalisée à partir du sondeur multifaisceaux Simrad 2000 monté sur l'Autonomous Underwater Vehicle Aster-X. Les cartes B, C et D ont été réalisées à partir des données acquises lors de la campagne PARISUB en 2010.



Figure III-17 : Carte bathymétrique du segment 16°N (10 m de résolution) avec la navigation de l'AUV Aster-X en noir.

3.2. Les données AUV : microbathymétrie, réflectivité, magnétisme

L'AUV Aster-X a été utilisé afin d'acquérir des données bathymétriques très haute résolution. Il est équipé d'un échosondeur multifaisceau 200 Khz, le Simrad 2000 (CNRS / Géosciences Azur), d'un magnétomètre et d'un néphélomètre. Il a réalisé 20 plongées (~112h) sur une surface d'environ 122 km (30 km en N-S par 4 km E-W). Les levés ont été réalisés à une vitesse de 2 à 3 nœuds, à une altitude de 70 m au-dessus du fond suivant des lignes espacées de 200 m (Figure III-17).

0 15°52' 2 km 1 15°50' 15°48' 15°46' 15°44' 15°42' 15°40' 15°38' 15°36' -105°24' -105°28' –105°26'

L'échosondeur a acquis des données à une fréquence de 4 hertz. Une carte bathymétrique très



haute résolution ou « micro-bathymétrique » (Figure III-16-D), et une carte de réflectivité (Figure III-18) ont été réalisées avec une maille de 1 mètre. Une erreur verticale constante d'environ 64 m dont l'origine n'a pu être déterminée a été observée sur l'ensemble des données et corrigée. Les données de réflectivité ont très peu été utilisées durant cette thèse. En effet, au-delà des chenaux de laves et de quelques fronts de coulées, il y a très peu de variation d'intensité du signal.

Les données magnétiques ont été collectées conjointement à celles du sondeur multifaisceaux en utilisant le magnétomètre de fond du CNRS-INSU attaché à l'AUV. Le magnétomètre est constitué d'un capteur magnétométrique fluxgate de marque *Applied Physics Systems* fixé de manière rigide sur la structure de l'AUV, dans la « tête » de l'engin. La susceptibilité magnétique et l'aimantation rémanente de l'AUV sont mesurées en surface avant la plongée afin de corriger les données



Figure III-19 : Carte micro-bathymétrique (droite) et de l'anomalie magnétique (gauche) du segment 16°N [Dyment, communication personnelle].

magnétiques vectorielles des effets magnétiques du submersible. Ces données magnétiques sont réduites en anomalies à l'aide du modèle de champ IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), et transcrites dans un référentiel géographique (Nord, Est, Bas) pour interprétation. L'anomalie de champ total est classiquement réduite au pôle, afin de replacer les variations observées à l'aplomb des contrastes d'aimantation qui les génèrent. Cette dernière donnée est par conséquent plus aisée à interpréter. Les données sont traitées à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) où elles sont actuellement en cours d'analyse (Figure III-19) [*Dyment et Szitkar, communication personnelle*].

3.3. Les données Nautile : photos, vidéos, échantillons, gravimétrie et magnétisme

Le submersible Nautile (Ifremer) a réalisé 24 plongées (~120 h au fond) (Figure III-20). Il était équipé de deux caméras (une frontale et l'autre verticale), d'un appareil photo, d'un gravimètre du laboratoire Domaines Océaniques et d'un magnétomètre de l'Institut de Physique de Globe de Paris. Ces plongées ont été réalisées: 1/ sur le plateau sommital, et 2/ perpendiculairement à l'axe, afin d'étudier l'histoire de l'interaction.

Lors de ces plongées, 209 échantillons de basaltes, 6 échantillons de cheminées hydrothermales et près de 300 échantillons de faune ont été collectés. L'analyse géochimique de 120 échantillons de basaltes a été menée dans le cadre des travaux de thèse de Bérengère Mougel [2010-2013]. Elle a réalisé une analyse en éléments majeurs, traces, en isotopes du Pb, Sr, Hf, Nd et He sur les verres basaltiques sélectionnés selon deux transects : un Nord-Sud entre 15°37'N et 15°47'N et un Est- Ouest entre 105°12'W et 105° 29'W.

Les mesures gravimétriques fond de mer ont été réalisées sur 19 stations, avec un gravimètre Scintrex CG3M embarqué à l'intérieur du Nautile. Au minimum, trois mesures ont été effectuées à chaque station pour vérifier la cohérence des valeurs. Pour chaque station, c'est la mesure avec la barre d'erreur la plus réduite qui a été retenue. Certaines mesures présentent des barres d'erreurs importantes (plus de 3 mGal) liées à la difficulté de stabiliser le sous-marin.

Les données magnétiques ont été acquises par un capteur magnétométrique fluxgate de marque *Bartington* fixé de manière rigide sous la « casquette » du Nautile. De même que les données magnétiques acquises par l'AUV, ces données ont été corrigées de la susceptibilité magnétique et de l'aimantation rémanente du Nautile. Ces deux valeurs ont été acquises lors de « boucles de calibration » effectuées naturellement durant sa descente par le Nautile. Afin d'éviter toutes variations de ces deux valeurs la caméra mobile, le panier et le Bras du Nautile doivent rester en position initiale en dehors des séquences de prélèvement.


Figure III-20 : Carte bathymétrique du segment 16°N (40 m de résolution) avec la route du Nautile reportée en noir.

4. Objectifs de la thèse

L'objectif de ces travaux est d'étudier, en parallèle des analyses géochimiques réalisées dans le cadre de la thèse de Bérangère Mougel [2013], les processus d'accrétion en contexte de point chaud à partir de données bathymétriques, des photos et vidéos de la campagne PARISUB. Cette étude permettra de répondre aux questions suivantes :

• Quelle est l'histoire de ce segment à l'échelle plurikilométrique, mais également à l'échelle décimétrique ?

- Quand et comment intervient la déformation cassante sur le dôme et les plaines abyssales adjacentes ?
- Quelle est l'influence du point chaud sur la morphologie des laves, des coulées et donc sur la dynamique des éruptions ?
- Si oui, est-ce que cette différence dans la dynamique des éruptions est liée à une rhéologie anormale des laves liée au mélange entre les magmas issus du point chaud et ceux de la dorsale? Si non comment influe-t-il sur ces processus ?
- L'apport magmatique plus élevée à l'axe, probablement à l'origine des deux chambres magmatiques observées dans la partie centrale du segment a-t-il un impact sur le système éruptif ?

Afin de répondre à ces questions, une étude conjointe des vidéos Nautile et des données bathymétrique a été réalisée. Les travaux se sont particulièrement tournés vers la zone axiale, l'objectif étant d'étudier l'influence du point chaud à petite échelle. Ainsi, une analyse morpho-structurale et de chronologie relative détaillée du segment a été réalisée dans la partie axiale entre 15°36'N et 15°53'N. Les résultats de cette étude ont été confrontés aux études de sismique réflexion, magnétisme, gravimétrie et géochimie antérieures qui apportent un regard sur la structure profonde et la chronologie globale des évènements. La discussion de ce manuscrit s'articule autour de trois points : 1/ Le premier concerne l'étude des processus tectoniques à l'axe, mais également sur les plaines abyssales adjacentes ; 2/ Le second concerne l'analyse de la dynamique des éruptions à partir d'un modèle théorique et d'un modèle conceptuel; 3/ Le dernier point de la discussion s'intéresse à l'influence du point chaud sur les processus éruptifs.

PARTIE II. OBSERVATIONS

Chapitre IV. Observations par submersible Nautile

1. La navigation du Nautile

Le positionnement du Nautile est assuré par le système « BUC » (Base Ultra Courte) et par le calcul d'« estime ». Le système BUC Posidonia a été développé par Thomson Marconi Sonar, pour positionner des engins sous-marins jusqu'à 6000 m de profondeur. Le fonctionnement du système est basé sur l'échange de signaux acoustiques entre les balises et la base BUC du navire. La BUC transmet des commandes à une balise via son antenne acoustique et déclenche ainsi l'émission du signal de réponse. Le signal reçu par quatre récepteurs de l'antenne permet de déterminer la direction et la distance de la balise par rapport au navire en exploitant les différences de phases entre les quatre récepteurs (triangulation par interférométrie). Connaissant la position (par GPS différentiel), l'attitude (roulis, tangage) et le cap du navire ainsi que le profil de célérité (pour corriger la réfraction des rayons acoustiques), le système déduit la position de la balise : latitude, longitude, profondeur. L'erreur de la mesure est de l'ordre de 0,5 % de la hauteur d'eau. Dans le cas de cette étude l'erreur est donc l'ordre de 11-12 mètres.

Parallèlement, le submersible enregistre différents paramètres lors de son trajet : sa vitesse par rapport au fond (avec un loch Doppler), son élévation par rapport au fond (via le sondeur d'altitude), son immersion par rapport à la surface (via un capteur de pression) et son cap (avec un gyrocompas). Ces paramètres enregistrés toutes les secondes permettent de calculer la route du Nautile. Un recalage manuel périodique à partir des données de la BUC est cependant nécessaire afin de corriger la dérive. Celui-ci est réalisé en début et fin de plongée ainsi qu'après les prélèvements car il nécessite l'immobilité du submersible. Le positionnement par le système BUC étant de bonne qualité, ces données sont celles privilégiées, et la navigation à l'estime est uniquement utilisée en complément.

Le traitement des données est réalisé avec l'application ADELIE GIS (extension du logiciel ARCmap), qui permet de filtrer les données automatiquement ou manuellement, de fusionner les données BUC avec celles de l'estime. Sur les 24 plongées Nautile réalisées, seule la navigation de la plongée 1714 n'a pas pu intégrer des données BUC et est donc issue essentiellement des données « estime ». Six plongées ont nécessité une fusion des données « estime » et BUC afin de compléter les lacunes des données BUC (cas des plongées 1713, 1715, 1717, 1718, 1719, 1721). Enfin, il est a noté qu'il existe deux lacunes de 30 minutes dans la navigation de la plongée 1705. Globalement, le résultat a été jugé satisfaisant. Toutes les plongées sont suffisamment bien localisées pour permettre un lien entre les observations nautiles et les données micro-bathymétriques.

2. L'analyse vidéos : limitations

Les vidéos des plongées Nautile sont utilisées pour l'étude : 1/ des faciès volcaniques, 2/ des

relations entre les différentes coulées (contacts, chronologie relative de mise en place par exemple), et 3/ des relations entre les structures tectoniques et les coulées. Elles permettent ainsi d'établir localement une chronologie relative des processus plus précise que celle qui peut être déduite de l'analyse des cartes. Enfin, c'est un moyen d'identifier les sites hydrothermaux actifs et fossiles, qui ne sont pas toujours visibles sur les données micro-bathymétriques.

Limitations :

• Etude locale, limitée à la surface couverte lors des plongées Nautile par le champ de la caméra (74° en horizontal et 59° en vertical) et la visibilité (maximum 15-20 m).

• Contacts entre les faciès parfois difficiles à identifier en raison de 1/ un passage trop rapide au-dessus d'un contact, ou 2/ l'altitude du Nautile trop élevée par rapport au fond.

• Qualité inégale des vidéos : par exemple, la vidéo de la plongée 19 est très brouillée et ne permet généralement pas de distinguer les contacts. L'étude ne peut alors s'appuyer que sur les commentaires du scientifique embarqué.

3. Observations

3.1. Méthodes d'analyse

Lors de l'analyse des vidéos, différentes informations sont extraites et pointées en temps :

• La morphologie des laves (coussin, lobées, nappe (en dalle, drapées) et lac de laves effondré) et lorsque possible les dimensions des coulées (épaisseur, diamètre des coussins et des lobes) et sens d'écoulement indiqué par les directions des plis et des linéations.

• Les dimensions (diamètre, largeur, et profondeur) des structures d'effondrement, des lacs de laves effondrés et des chenaux.

• La géométrie (rejet vertical, pendage, largeur), l'orientation locale et le type de structures tectoniques. Ces structures sont classées en fissures, failles et failles ouvertes. Les « **fissures** » sont des structures composées de deux plans antithétiques se faisant face et semblant se rejoindre à leur base (largeur < 10 m). Les « **failles** » sont des escarpements qui décalent le plancher verticalement. Les « **failles ouvertes** » sont des failles avec une composante d'ouverture. Les failles et failles ouvertes délimitent parfois des grabens et des horsts. Les « **grabens** » sont des structures dont le compartiment central est abaissé par rapport à ceux qui l'entourent par un jeu de failles normales parallèles (largeur > 10 m) et les « **horsts** », les structures dont le compartiment central est surélevé par rapport à ceux qui l'entourent par un jeu de failles normales parallèles.

• La localisation des sites hydrothermaux (surface couverte par les sédiments, nombre et taille des édifices (diamètre, hauteur)). On distingue :

o Les sites actifs,

o Les sites fossiles avec la présence d'organismes vivants ou non (ex. tubes de

vers, coquillages),

- o Les sites fossiles sans trace d'organismes,
- o Les traces d'altération blanchâtre ou présence de sédiments ocres
- Les épaisseurs sédimentaires quand c'est possible.
- La nature des relations entre les différents faciès, et entre les coulées et les structures tectoniques.

Les valeurs (par exemple épaisseur des coulées, orientation des failles, surface des sites hydrothermaux) reportées dans ce chapitre sont déduites à partir de l'analyse des vidéos ou estimées par les scientifiques embarqués dans le Nautile. Parfois incertaines, elles ont été confrontées à l'analyse des cartes micro-bathymétriques lorsque c'était possible (dimensions suffisantes par rapport à la résolution des données bathymétriques).

Cette étude est réalisée en parallèle de l'analyse des données micro-bathymétriques. Ainsi, les limites de faciès peuvent être associées à des changements abruptes de topographie sur les données micro-bathymétriques (ex. failles, bordures de chenaux). L'analyse de ces contacts, associée aux observations des dépôts sédimentaires, permet d'établir une chronologie relative de la mise en place des coulées, des structures tectoniques et de l'activité hydrothermale le long du trajet du submersible.

Dans ce chapitre, les plongées sont présentées une à une et classées suivant leur appartenance à l'une des six segments (nommées de A à F) définies à partir de l'étude de la segmentation de l'axe entre 15°36'N et 15°53'N (cf. Chapitre IV-2). Les segments A et F sont marqués par l'absence de plongée Nautile. La plongée 25 est l'unique plongée du segment B. La plongée 24 à cheval entre les segments C et D est ici décrite comme appartenant au segment C. Les plongées 15, 16, 17, 18, 19 et 23 sont localisées dans le segment D. Les plongées 20, 21, 14 et 13 sont localisées dans le segment E (Figure IV-1). Pour chaque plongée, un descriptif détaillé des faciès volcaniques, des structures tectoniques, des sites hydrothermaux, et de la chronologie relative est présenté. Cette étude peut également être lue plus rapidement grâce à un résumé (encadré gris) présent pour chaque plongée.



Figure IV-1 : Carte micro-bathymétrique avec la localisation des six zones d'étude et des plongées Nautile.

3.2. Segment B (15°48'N à 15°51'N)

Le segment B se situe au niveau d'un édifice volcanique proéminent de 5 km de diamètre (Figure IV-1). Il représente le point culminant du segment avec une profondeur de -2285 m. Cet édifice est traversé par un fossé sommital axial (AST) atteignant 690 m de large et 42 m de profondeur. La plongée 25 est menée dans ce fossé, entre 15°48,66'N et 15°50,83'N (Figure IV-2).

• <u>Morphologie des laves :</u> L'édifice volcanique proéminent est essentiellement constitué de laves en coussin de diamètre décimétrique à métrique. Ces laves représentent 68 % des faciès rencontrés lors de la plongée. Les coussins sont généralement sphériques (point 25-9 Figure IV-3), légèrement aplatis (point 25-30 Figure IV-3) ou évidés, et affectés par des effondrements décimétriques (point 25-21 Figure IV-3). Localement, le plancher est couvert par des laves lobées (points 25-2, 25-33 et 25-36 Figure IV-2) ou en nappe (points 25-10, 25-34 et 25-37 Figure IV-2). Elles couvrent 17 % et 15 % du plancher, respectivement. Ces laves sont affectées par des structures d'effondrement de 1 à 2 m de diamètre.

• <u>Structures tectoniques :</u> Ces coulées volcaniques sont démembrées par des failles (4 à 40 m de rejet vertical et 62 à 84° de pendage) et fissures (quelques décimètres à 6 m de large) orientées ~N170°E (25-19 et 25-15 Figures IV-2 et IV-3). Les failles délimitent des horsts et des grabens atteignant 70 m de large, qui se succèdent, formant la topographie de l'AST. Des éboulis couvrent systématiquement les pieds de ces failles (25-12 et 25-4 Figures IV-2 et IV-3). La région est également caractérisée par des failles ouvertes, présentant des rejets verticaux de 6 à 7 m, des largeurs de 5 à 10 m, et des pendages d'environ 75°.

• <u>Hydrothermalisme</u>: Un site hydrothermal fossile formant un édifice de 5 mètres de haut, est situé à ~15°50,7'N / 105°26,25'W (Site 1 Figure IV-3). Autour de cet édifice, le plancher est couvert de sédiments ocres. La circulation de fluides est probablement à l'origine de traces blanches aux points 25-3, 25-4 et 25-13 (Figures IV-2 et IV-3).

• <u>Chronologie relative :</u> Les changements de faciès sont peu nombreux et les contacts peu visibles. Une chronologie des éruptions est donc difficile à définir. Les plans failles ne sont pas recouverts par des coulées, et les éboulis de pied de pente semblent toujours masquer partiellement les coulées situées au fond de l'AST. Cela suggère que les structures tectoniques sont toutes postérieures aux produits volcaniques.



Figure IV-2 Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 25. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.



Figure IV-3 : Faciès de la plongée 25 : 25-9/ Laves en coussin sphériques ; 25-30/ Laves en coussin aplatis ; 25-21/ Effondrements décimétriques dans des laves en coussin ; 25-15/ Laves en nappe fissurées ; 25-19/ Fissure dans des laves en coussin ; 25-12/ Eboulis au pied d'une faille ; 25-4/ Eboulis avec trace d'altération hydrothermale ; Site 1/ Edifice hydrothermal fossile.

Bilan de la plongée 25 :

- Essentiellement constituée de laves en coussin (68 %, avec 17 % de laves lobées et 15 % de laves en nappe) formant le sommet d'un édifice proéminent de 5 km de diamètre.

- Les laves en coussin sont affectées par des failles abruptes (pendages : 62 à 84°), nettes, exposant des sections de coussins sur des hauteurs de 4 à 40 m.

 L'ensemble des structures tectoniques orientées N170°E constituent l'AST (largeur : < 690 m, profondeur : 42 m). Elles semblent postérieures aux produits volcaniques.

- Les traces d'hydrothermalisme sont localisées dans l'AST. Un seul édifice inactif est observé, ainsi que des traces blanchâtres d'altération par des fluides.

3.3. Segment C (15°45,5'N à 15°48'N)

La plongée 24 a été menée entre 15°44,66'N et 15°45,75'N. C'est l'unique plongée du segment C (Figure IV-1).

• <u>Morphologie des laves :</u> Dans cette région, le plancher est principalement constitué de laves lobées (~78 %), avec parfois quelques coussins. Ces laves sont affectées par des structures d'effondrement de 2 à 10 m de diamètre, atteignant 4 m de profondeur, ainsi que par des effondrements plus larges (lacs de laves effondrés), de diamètre supérieur à 30 m. Dans ces anciens lacs de laves (~8 % du plancher), de nombreux piliers hauts de 1 à 2 m sont visibles, reflétant l'épaisseur minimum de la coulée lors de sa mise en place. Le plancher de ces lacs est constitué de laves en nappe généralement drapées aux bordures, là où un mur soutient le toit de la coulée encore existant (Figure IV-4). En dehors du fond des lacs, les laves en nappe constituent 9 % du plancher.



Figure IV-4 : Représentation 3D de la bordure d'un lac de laves effondré. Les laves en dalle au centre des lacs sont drapées au niveau des bordures. Sur les murs constituant les bordures du lac, des crénelures horizontales indiquent les niveaux de vidange.



Figure IV-5 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 24. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorrsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les

autres sont décrits en appendice.

• Les structures tectoniques sont orientées ~N160°E. Les failles présentent des rejets verticaux de 2 à 10 m, les failles ouvertes de 2 à 7 m et des largeurs de 1 à 4 m. Les fissures sont larges de 50 cm à 3 m. Les failles les plus abruptes (60 à 75° de pendage) ont leur pied généralement couverts d'éboulis et définissent un AST large de 150 m et profond de 15 m, ainsi que des grabens plus étroits, atteignant 40 m de large et 7 à 10 m de profondeur, localisés de part et d'autre de l'AST. Les failles présentant les plus faibles pendages apparents (< 50°) (points 24-21, 24-22 et 24-23 Figure IV-5), bordent des lacs de laves effondrés. Leurs murs sont marqués par des crénelures horizontales, marquant les niveaux de drainage de la lave.

• <u>Hydrothermalisme</u>: Douze sites (Tableau IV-1) dont deux actifs (Site 2 et 3, Figures IV-5 et IV-6) sont observés dans cette région. Il s'agit de cheminées (Sites 2, 3 et 4 Figures IV-5 et IV-6) ou d'édifices atteignant 10 m de haut. Le site 13 est uniquement révélé par des dépôts de sédiments ocres, aucun édifice n'est observé. Autour des deux sites actifs, l'activité biologique est intense (poissons, vers, galathées...). La présence d'organismes encore vivants autour des sites 4 et 6, où aucune trace de sortie de fluide n'est détectée (Figures IV-5 et IV-6) pourrait refléter un arrêt récent de l'activité hydrothermale. Ces sites sont majoritairement situés à l'aplomb (cas des sites 4, 5, 11 et 12) ou en contrebas (cas des sites 1, 2, 3, 6 et 7) de failles.

Site	Latitude (N)	Longitude (W)	Surface couverte par des sédiments hydrotherma ux (m ²)	Activ	vité hydrotł	Activité biologique		
				Type d'édifice et nombre	Hauteur (m)	Type d'activité	Nom des organisme s	Vivant
2	15°48,0844	105°25,9414'	40	cheminées fossiles (>3) actives (3)	~0,3 ~0,2	Fluides transparents à grisâtres	Poissons et vers	Oui
3	15°45,1211'	105°25,9683'	30	4 actives	3 - 6	Fumeurs noirs et sorties diffuses transparentes	Poissons et riftias	Oui
4	15°45,1486'	105°25,9559'	20	1 édifice	4 - 5	Inactif	Galathées	Oui
5	15°45,1650'	105°25,9789'	20	1 cheminée	4 - 5	Inactif		
6	15°45,1783'	105°25,9773'		1 cheminée	3-4	Inactif	1 galathée	Oui
7	15°45,0539'	105°25,9521'	30	1 édifice + fragments de cheminées	5 - 6	Inactif	-	-
8	15°45,0460'	105°25,9479'	30	1 édifice	6 – 7	Inactif	-	-
9	15°45,1887'	105°25,899'	-	1 édifice	3-4	Inactif	-	-
10	15°45,2046'	105°25,899'	-	1 édifice	3-4	Inactif	-	-
11	15°45,2446'	105°25,915'	-	1 édifice	~6	Inactif	-	-
12	15°45,3624'	105°26,0391'	40	3 édifices	3 - 10	Inactif	Eponges	?
13	15°45,3850	105°26,0450'		seuls les dépôts sédimentaires sont visibles			localisation approximative	

Tableau IV-1 : Caractéristiques et localisation des sites hydrothermaux de la plongée 24.



Figure IV-6 : Faciès de la plongée 24: 24-2/ Laves en coussin associées à des laves lobées ; 24-4/ Structure d'effondrement type lucarne ; 24-1/ Bordure de lac de laves effondré ; 24-37/ Laves en coussin recouvrant partiellement un plan de faille ; Site 2-a/ Petite cheminée grise avec une sortie de fluide transparent et des poissons ; Site 3/ Cheminées hydrothermales actives type fumeurs noirs ; Site 2-b/ Sédiments hydrothermaux ocres recouvrant des laves fracturées ; Site 12/ Edifice hydrothermal inactif avec des éponges blanches.

• <u>Chronologie relative :</u> Sur les flancs du fossé sommital, les changements de faciès sont progressifs, et donc probablement liés à un seul événement éruptif. Au niveau du flanc Ouest, des laves en coussin contournent des piliers de lacs de laves antérieurs (point 24-34 Figure IV-5), et recouvrent localement une faille à regard externe bordant un graben qui est donc antérieur à la coulée (point 24-37 Figures IV-5 et IV-6). Au fond du fossé sommital, des crénelures horizontales sur certains plans de failles (points 24-21, 24-22 et 24-23 Figure IV-5) suggèrent que des laves ont partiellement rempli le fossé avant d'être drainées. Enfin, une coulée de laves lobées entoure des piliers et recouvre partiellement le plancher d'un lac de laves dont le fond est constitué de laves drapées localement couvertes de brèches (point 24-8 Figures IV-5 et IV-6). Ces laves lobées seraient donc postérieures à l'effondrement du lac ayant lieu au sein d'une coulée de laves lobées antérieure.

Bilan de la plongée 24 :

- Plancher principalement constitué de laves lobées (78 %, ainsi que 8 % de lacs de laves effondrés, 9 % de laves en nappe, et 5 % de laves en coussin). Elles sont peu affectées par des structures d'effondrement (profondeur : 4 m), qui consistent en des lucarnes (diamètre : 2 à 10 m) et des lacs de laves effondrés (largeur : > 30 m). Ces effondrements sont essentiellement situés dans le fossé sommital.

- L'ensemble de la zone est affectée par des structures tectoniques orientées ~N160°E qui définissent l'AST (largeur : 150 m, profondeur : 15 m) et des grabens (largeur : 40 m, profondeur : 7 - 10 m). Ces structures sont nettes et abruptes (60 à 75° de pendage), ou bien partiellement couvertes par des laves, présentant des pendages apparents plus réduits (< 50°).

- L'activité hydrothermale a été relativement intense : 12 sites dont 2 sites actifs et 2 récemment éteints, se situent dans le fossé et à moins de 30 m de ses bordures. Ces sites sont situés à l'aplomb (33 %) ou en contrebas de failles (41 %).

3.4. Segment D (15°41'N à 15°45,5'N)

3.4.1. Plongée 15

La plongée 15 a été menée entre 15°42,5'N et 15°43,8'N et permet d'observer les coulées à proximité d'un AST de 80 m de large et 15 m de profondeur. De part et d'autre, le plancher est essentiellement couvert par deux types de coulées : 1/ une coulée de laves en coussins formant un édifice proéminent de 500 m de long (E-W), 100 m de large (N-S) et 45 m de haut (en rouge sur la Figure IV-7), et 2/ des coulées de laves lobées.



Figure IV-7 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 15. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Les laves lobées</u> représentent 26 % des faciès (points 15-9 et 15-28 Figure IV-9). Elles sont traversées par des chenaux larges de 10 à 20 m (aux points 15-28 et 15-36) et profonds d'environ 50 cm. Leur fond est constitué de laves en nappe, présentant un faciès en dalle en centre de chenal et se drapant progressivement au niveau des bordures. Les laves lobées sont également affectées par des structures d'effondrement de 1 à 5 m de diamètre, et dont la profondeur excède 50 cm.

• Les lacs de laves effondrés situés au sein des laves lobées couvrent 28 % du plancher. Ils sont allongés suivant une direction N-S (inférieurs à quelques dizaines de mètres de large) (points 15-4, 15-9, 15-29, 15-31 Figure IV-7), ou subcirculaires (< 350 m de diamètre) (points 15-11 et 15-16 Figure IV-7). Les piliers observés dans ces lacs indiquent une épaisseur minimale de la coulée de 1 à 2 m (point 15-28 Figure IV-9). Le plancher des effondrements est constitué de laves en nappe : en dalle, localement drapées (point 15-13 Figure IV-9) ou bréchifiées (point 15-2 Figure IV-9). Ces laves sont partiellement couvertes par les vestiges du toit effondré. Les linéations observées sur les laves en dalle (points 15-6 et 15-13 Figure IV-7) indiquent une direction d'écoulement Est-Ouest.

• <u>Les laves en coussin</u>, (37 % des faciès) sont essentiellement localisées au niveau de l'édifice proéminent que la plongée contourne (point 15-25 Figure IV-9) ou aux fronts des coulées de laves lobées (entre 15-22 et 15-23 Figure IV-7). Les coussins ont des diamètres décimétriques à métriques et ceux constituant l'édifice volcanique sont souvent très fracturés.

• <u>Laves en nappes</u> : En dehors du fond des lacs de laves, les laves en nappe constituent 6 % du plancher. Elles sont observées au fond de chenaux de laves (aux points 15-28 et 15-36) et forment une coulée d'inflation en forme de « D » (100 de large sur 150 m de long et de 3 à 6 m de haut) (point 15-



Figure IV-8 : Coulée d'inflation constituée de laves en nappe (dalles et drapées), en contact avec des coulées de laves lobées. A/ Extrait de la carte micro-bathymétrique (1 m de résolution). Isocontours : 1 m ; B/ Coupe bathymétrique au travers de la coulée. Le trait de coupe est localisé sur la carte A.

18 Figure IV-7). Les bordures de cette coulée sont constituées de laves en nappe (en dalle) basculées (pendage de 13 à 24°), dont le sommet est affecté par des fissures parallèles aux bordures (point 15-18 Figure IV-9) (visible lors de l'analyse vidéo). Le centre de la coulée est défléchi et constitué de laves drapées. La transition entre les laves en dalles et drapées est progressive (Figure IV-8).

• <u>Les structures tectoniques</u> affectent essentiellement l'édifice de laves en coussin décrit précédemment. Les failles et fissures démembrant l'édifice présentent des rejets verticaux de 3 à 30 m et des largeurs atteignant 10 m. Elles sont orientées N160°E à N170°E. Autour de l'édifice, seules quelques fissures de quelques centimètres de large et orientées globalement N-S sont présentes.

• <u>Hydrothermalisme et épaisseur sédimentaire</u>: Aucun site hydrothermal n'a été découvert lors de cette plongée, mais des traces blanchâtres sur les basaltes et dans les fissures reflètent probablement une altération par des fluides hydrothermaux (points 15-8 et 15-27 Figure IV-7). Globalement, les coulées sont peu sédimentées (< 1 cm). Les sédiments sont localisés entre les plis des laves drapées (point 15-12) ou sur les laves lobées (points 15-24 et 15-32 Figure IV-7).

• <u>La chronologie relative</u> de mise en place des laves est difficile à appréhender, et l'analyse conjointe des données micro-bathymétriques est nécessaire pour comprendre l'évolution de la zone. Il est probable que l'édifice de laves en coussin est antérieur aux autres coulées. En effet, il est démembré par les failles et les fissures qui semblent s'arrêter brusquement au contact des laves lobées qui seraient donc postérieures aux structures tectoniques. D'ailleurs, les chenaux observés dans les laves lobées semblent contourner cet édifice, confirmant cette hypothèse. Enfin, au point 15-18 (Figure IV-7), les laves lobées semblent venir recouvrir la bordure Ouest de la coulée de laves en nappe en forme de « D », suggérant que les coulées de laves lobées sont postérieures à la mise en place de cette structure d'inflation.

Bilan de la plongée 15 :

- Les laves en coussin (37 % des faciès) forment un édifice (longueur : 500 m, largeur : 100 m et hauteur : 45 m) ou sont observées aux fronts des coulées de laves lobées. Les laves lobées (26 % des faciès) sont affectées par des structures d'effondrement (profondeur : < 2 m), observées jusqu'à 600 m de fossé sommital. Ce sont des lucarnes (1 à 5 m de diamètre), des lacs de laves effondrés (< 350 m de diamètre, 28 %) et des chenaux (10 à 20 m de large). Une coulée d'inflation est observée (< 150 m de diamètre et 6 m de haut). Elle est constituée de laves en nappe (6 % des faciès).

Les structures tectoniques (failles : 3 à 30 m de rejet vertical et fissures : < à 10 m de large), orientées N160°E à N170°E délimitent l'AST (largeur : 80 m, profondeur : 15 m) et démembrent l'édifice de laves en coussin. Les laves lobées situées autour de l'édifice masquent probablement les structures antérieures.

- Aucun site hydrothermal n'est identifié.



Figure IV-9 : Faciès de la plongée 15 : 15-8/ Pilier de lac de lave, avec des crénelures subhorizontales traduisant des niveaux de vidange du lac ; 15-25/ Laves en coussin ; 15-2/ Laves bréchifiées ; 15-13/ alternance de laves en dalle et drapées ; 15-18/ Fissure dans des laves en dalle formant la bordure de la coulée d'inflation ; 15-11/ Contact entre des laves lobées partiellement brisées et des laves en dalle ; 15-28/ Contact entre des laves lobées et des laves en dalle antérieures ; 15-9/ Contact abrupt entre des laves drapées et des laves lobées.

3.4.2. Plongée 16

La plongée 16 a été menée entre 15°43'N et 15°45'N (Figure IV-10), explorant l'AST (~70 m de large et 15 m de profondeur) et ses flancs sur 200 m de part et d'autre.



25.66

Figure IV-10 : (Ci-contre) Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 16. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Laves lobées et structures d'effondrement</u>: Le plancher est essentiellement constitué de laves lobées (38 %) traversées par des chenaux et affectées par de nombreuses par des structures d'effondrement inférieures à 2 m de profondeur :

- Les chenaux larges de 10 à 30 m sont orientés Est-Ouest. Leur plancher est constitué de laves en dalle, drapées en bordures.

- Les structures d'effondrement les plus étroites mesurent 1 à 5 m de diamètre et leur profondeur est supérieure à 50 cm.

- Les structures d'effondrement les plus larges sont des lacs de laves effondrés qui atteignent 80 m de large et sont allongés suivant une direction N-S (54 % des faciès).

Ces lacs sont localisés sur les flancs, en bordure de l'AST, ou constituent l'ensemble de son plancher. Leurs bordures sont des murs de 1 à 2 m de haut soutenant les vestiges de la croûte d'une coulée de laves lobées. Sur les murs, des crénelures subhorizontales indiquent les différents niveaux de vidange des lacs. Leur plancher est constitué d'une alternance de laves en dalle et drapées, les laves se drapant systématiquement au niveau des bordures (les plis étant perpendiculaires au contact) (Figure IV-11). Les piliers dans ces lacs excèdent 2 m de haut (point 16-8 Figure IV-12). Localement ils sont



Figure IV-11 : Représentation 3D de la bordure d'un lac de laves effondré. Au fond du lac les laves en dalle tendent à se draper vers les bords. Ces laves sont localement recouvertes par des brèches, vestiges du toit effondré. Sur les murs du lac, des crénelures indiquent les niveaux de vidange du lac. La croute solidifiée de la coulée non effondrée présente une morphologie de laves lobées, et est localement affectée par des effondrements.

16.

tronqués et seuls quelques vestiges de quelques dizaines de centimètres de haut sont encore en place (point 16-4 Figure IV-12). Au sein du fossé sommital, le plancher du lac est localement effondré, exposant des zones évidées dont les bordures présentent également des crénelures horizontales traduisant des niveaux de vidange. Deux hypothèses pourraient expliquer ces observations :

- le plancher actuel s'est formé durant une période de stagnation du niveau de laves et une croûte plus épaisse (donc très peu effondrée) s'est formée.
- le lac de laves s'est mis en place sur un ancien lac vidangé, dont le toit ne s'était pas encore effondré.

• <u>Les laves en coussin</u> (3 % du plancher) forment un monticule proéminent (points 16-1 et 16-7 Figure IV-10), ou sont observées en section au niveau des failles qui délimitent l'AST (point 16-24 Figure IV-10).

• <u>Structures tectoniques :</u> Dans cette région, les escarpements de failles (de 6 à 20 m de rejet vertical) sont essentiellement localisés au niveau de l'édifice de laves en coussin ou définissent l'AST. Les fissures étroites (10 cm à 3 m), orientées N170°E à N-S, affectent essentiellement le fond du fossé.

• <u>Hydrothermalisme :</u> La zone a été sujette à un hydrothermalisme intense. Il s'agit soit : 1/ de sites fossiles dont les sédiments ocres couvrent des surfaces de 20 à 50 m , et caractérisés par la présence d'organismes et/ou de cheminées hydrothermales atteignant 9 m de haut (Tableau IV-2) ; 2/ de traces d'altération hydrothermale remarquables par la présence de zones ou de veines blanches sur les basaltes (point 16-8 Figure IV-10), dans les fissures (point 16-12 Figure IV-10), ou sur les plans de failles (point 16-24 Figure IV-10). Ces sites sont localisés soit dans le fossé sommital axial, soit à l'aplomb des failles bordières.

	Latitude (N)	Longitude (W)	Taille des sites (m ²)	Cheminée hydrothermales			Activité biologique	
Site				Nombre	Hauteur (m)	Diamètre (m)	Nom des organismes	Vivant
15	15°43,1113'	105°25,7878'	50	> 2	< 9		Galathée et crevette	Oui
16	15°43,1553'	105°25,7421'	30	> 1	< 7		Squelette de vers et coquilles de bivalves	Non
17	15°43,4472'	105°25,7481'	30				Tube de vers	?
18	15°44,0803'	105°25,8643'	30					
19	15°44,2528'	105°25,9430'	30	1	6	3		
20	15°44,3157'	105°25,9268'	20	> 4	~0,1			
21	15°44,56'	105°25,9086'	30					
22	15°44,7153'	105°25,9383'	50	> 3	< 6			

Tableau IV-2 : Caractéristique et localisation des sites hydrothermaux fossiles de la plongée



Figure IV-12 : Faciès de la plongée 16 : 16-24/ Escarpement de faille exposant des sections de laves lobées dont les niveaux de vidange sont visibles ; 16-21/ Bordure d'un lac de laves effondré. Les crénelures reflétant les niveaux de vidange sont visibles sur les murs du lac ; 16-8/ Pilier de lac de lave. 16-4/ Piliers tronqués au fond d'un lac de laves effondré ; 16-13/ Laves en dalle avec des linéations dans le sens de l'écoulement ; 16-12/ Laves drapées ; 16-3 Sédiments hydrothermaux (ocres) aux fond d'une structure d'effondrement dans des laves lobées ; Site 22/, Site 15/ et Site 16/ Cheminées hydrothermales.

• <u>Chronologie relative</u> : Il existe peu de contacts francs entre les différentes coulées, les changements de faciès se faisant généralement de manière progressive. Ainsi, une chronologie relative est difficile à établir. Comme il a déjà été remarqué lors de la plongée 15, il semble que l'édifice de laves en coussin soit antérieur aux coulées de laves lobées. Enfin, tous les sites hydrothermaux observés semblent postérieurs à l'activité volcanique puisqu'ils ne se sont pas recouverts par des coulées plus récentes.

Bilan de la plongée 16 :

- Le plancher est essentiellement constitué de lacs de laves effondrés (54 % des faciès), situés dans l'AST et à moins de 30 m de ses bordures, et par des laves lobées (38 % des faciès) localisées sur ses flancs. Les effondrements (profondeur : ≤ 2 m) sont des lucarnes (diamètre : 1 à 5 m) et des chenaux (largeur : 10 à 20 m). Les laves en coussin (3 % faciès) constituent un édifice et les laves en nappe (5 %) constituent le fond des chenaux et lacs de laves.

- Les structures tectoniques (N170°E – N-S) peu nombreuses, se limitent à l'édifice de laves en coussin et à l'AST.

- L'activité hydrothermale est localisée dans le fossé ou à moins de 10 m de ses bords, et observée soit à l'aplomb (25 %), soit en contrebas (50 %) des failles. Les 8 sites sont inactifs, cependant la présence d'organismes vivants sur l'un d'eux suggère qu'il s'est éteint récemment.

3.4.3. Plongée 17

La plongée 17 a été réalisée entre 15°42,5'N et 15°43,11'N sur le flanc Ouest de l'AST (Figure IV-13).

• <u>Les structures tectoniques</u> définissent une succession de horsts et de grabens. Leurs murs sont constitués de failles normales (~ N160°E – N170°E), présentant des rejets verticaux de 4 à 15 m et des pendages de 30° à 74°. Ces structures sont parallèles au fossé sommital axial large de 70 m à cet endroit et aux fissures (de quelques dizaines de centimètres à 1 mètre de large) qui affectent son plancher.



Figure IV-13 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 17. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Les coulées de laves en coussin</u> couvrent ~59 % du plancher et sont constituées de coussins individuels, sphériques, de quelques dizaines de centimètres à 1 m de diamètre (point 17-4 Figure IV-15). Localement ces coussins sont éventrés, avec des protrusions de laves en nappe (point 17-5 Figure IV-15). Les empilements de coussin forment des monticules de 100 à 200 m de diamètre et 30 m de haut (Figure IV-13), et constituent les terrains structurés par les horsts et grabens entre 105°25,66'W et 105°26,16'W. Au niveau de ces horsts, les failles normales exposent d'ailleurs des sections de laves en coussin sur des hauteurs excédant 15 m (point 17-2 Figure IV-15).

• <u>Laves lobées et lacs de laves effondrés</u>: Les laves lobées couvrent 9 % du plancher et sont situées dans le fossé sommital et les grabens adjacents. Elles forment des coulées de 1 à 2 m d'épaisseur comme l'indiquent les piliers de laves (point 17-23-b Figure IV-15), ainsi que les hauteurs des bordures des chenaux et des lacs de laves effondrés. Les lobes atteignent quelques mètres de diamètre. Ces coulées sont affectées par des structures d'effondrement de 1 à 3 m de diamètre et par des zones d'effondrement plus large (7 à 50 m) (lacs de laves effondrés) (point 17-7, 17-18 et 17-19 Figure IV-15). Ces lacs (26 %) constituent essentiellement le plancher du fossé sommital et sont généralement allongés suivant la direction N-S. Leur plancher est constitué de laves en nappe,

localement recouvertes par les débris du toit de la coulée effondrée.

• Les laves en nappe (6 % hors plancher de lacs de laves effondrés) sont situées dans le fossé sommital ou constituent le plancher des grabens adjacents (points 17-19, 17-13, 17-29, 17-23-a Figure IV-15). La direction de mise en place de ces coulées peut être estimée à partir des linéations sur la laves en dalle, ou de la direction des plis des laves drapées (point 17-29 Figure IV-15), elle est orientée N170°E à N-S, parallèle aux structures tectoniques (points 17-13, 17-19 et 17-29 Figure IV-13). Au point 17-13, une coulée de laves en nappe formant une dalle lisse d'environ 4 m de large et 50 cm à 1 m d'épaisseur est en contact avec des laves en coussin, la direction du contact étant N-S. Les bords de cette coulée d'inflation sont affectés par des fissures parallèles à la direction de la coulée (Figure IV-14-A). Vers le Nord, la surface de la coulée semble se rompre, et les laves en dalles évoluent progressivement vers des laves drapées qui recouvrent les laves en coussin (Figure IV-14-B). Il s'agit d'une coulée d'inflation qui sera décrite plus en détail dans le chapitre V-1-2.



Figure IV-14 : Représentation d'une coulée d'inflation constituée de laves en nappe (point 17-13) : A/ La coulée est constituée de laves en dalle et est en contact avec des laves en coussin. Ses bordures sont fissurées parallèlement à la direction de la coulée. Les linéations (traits fins) indiquent une direction d'écoulement N-S; B/ Evolution progressive des laves en dalles vers des laves drapées perpendiculairement à la direction d'écoulement.

• <u>Hydrothermalisme</u> : L'unique site identifié dans la région est localisé dans le fossé sommital, en contrebas d'une faille (à 15°42,7449'N / 105° 25,6702'W) (site 14). Il est caractérisé par un édifice d'environ 1 m de haut et 2 m de diamètre et des dépôts ocres sur une surface de 50 m. Autour, de nombreux coquillages morts et des tubes de vers agglomérés témoignent de l'activité biologique passée du site. Au point 17-27 (Figure IV-13) la présence d'altération blanchâtre pourrait également être liée à la circulation hydrothermale.



Figure IV-15 : Faciès de la plongée 17: 17-4/ Laves en coussin ; 17-5/ Langue de lave sortant d'un coussin éventré ; 17-2/ Plan de faille exposant une section de laves en coussin ; 17-7/ et 17-18/ Structure d'effondrement dans des laves lobées ; 17-19/ Laves en nappe en contrebas de laves lobées localement effondrées ; 17-13/ Laves bréchifiées ; 17-29/ Laves drapées ; 17-23-a/ Fissures dans des laves en dalle ; 17-23-b/ Piliers de lac de laves effondrés.

• <u>Chronologie relative</u>: Lors de cette plongée, les dépôts sédimentaires sont surtout visibles entre les points 17-1 et 17-6 (Figure IV-13), suggérant que les coulées à cet endroit sont plus anciennes que celles observées à proximité de l'axe. Ces dépôts, de quelques centimètres d'épaisseur, sont localisés préférentiellement entre les coussins. Entre les points 17-9 et 17-17 (Figure IV-13), les failles normales délimitant les horsts et les grabens correspondent systématiquement à des limites de faciès (ex. laves en coussin/laves lobées), suggérant que les laves en coussin constituant les horsts se seraient mises en place avant la formation de ces horsts, alors que les laves lobées et en nappes comblant partiellement les grabens se seraient mises en place après la structuration tectonique. D'ailleurs, au sein de ces grabens la direction d'écoulement mesurée est toujours parallèle aux structures tectoniques (17-13 et 17-19) suggérant qu'elles forment des barrières à l'écoulement des laves, confirmant leur antériorité.

Dans l'AST, la chronologie relative de mise en place des laves est plus difficile à définir du fait de l'alternance rapide des faciès (tous les 50 m environ). Le fossé est essentiellement constitué de grands lacs de laves effondrés. Entre le point 17-27 et 17-31, des laves en nappe localement drapées recouvrent des brèches probablement issues de l'effondrement de la croûte du toit d'une coulée, suggérant que les laves en nappe se sont mises en place après l'effondrement du toit. Ces laves en nappe sont elles-mêmes recouvertes de brèches à proximité d'un mur de lac de laves effondré, dont elles forment probablement le plancher. Cette superposition de brèches et de laves en nappe suggère au moins deux épisodes éruptifs qui se seraient succédés dans le fossé sommital actuel, chacun d'entre eux étant à l'origine d'un lac de laves qui s'est effondré suite au drainage de la lave.

Bilan de la plongée 17 :

- La région est affectée par des fissures (largeur : < 1 m) et failles (pendage : < 75°, rejet vertical : 15 m) orientées N160°E à N170°E. Les failles délimitent l'AST, et une succession de horsts et de grabens sur son flanc Ouest.

- Le plancher est constitué de laves en coussin (59 %) situées sur le flanc Ouest du fossé sommital et constituant les horsts. Les laves lobées et en nappe (9 % et 6 % respectivement) sont situées au fond des grabens et dans le fossé sommital. Les structures d'effondrement qui affectent les laves lobées sont des lucarnes (diamètre : 1 - 3 m) ou lacs de laves effondrés (largeur : 7 - 50 m) peu profonds (< 2 m), suggérant que les coulées de laves lobées excèdent 2 m d'épaisseur.

- On observe une coulée d'inflation d'environ 1 m d'épaisseur et 4 m de large, constituée de laves en nappe.

- Les traces d'activité hydrothermale sont peu nombreuses. L'unique site situé dans l'AST est éteint.

3.4.4. Plongée 18



Figure IV-16 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 18. Isocontours : 0,5 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice. La plongée 18 a été menée sur la partie Est du dôme axial, entre 15°43,2'N et 15°43,4'N, de 1 km de l'axe jusqu'au bourrelet qui borde le plateau sommital.

• <u>Structures tectoniques :</u> Dans cette région, les failles sont observées uniquement au niveau du bourrelet qui marque la bordure Est du plateau sommital. Elles sont orientées N170°E et présentent des pendages sub-verticaux (75 à 85°). Les rejets verticaux atteignent 70 m. Elles délimitent une succession de horsts (3 à 4 m de large) et de grabens (10 à 40 m de large). Les fissures, larges de quelques décimètres à 3 m, sont observées sur l'ensemble du plancher. Au niveau du bourrelet, les fissures sont généralement parallèles aux failles, sauf entre les points 18-38 et 18-39 (Figure IV-16) où des fissures Est-Ouest recoupent des fissures N170°E. Sur le plateau, les fissures sont généralement localisées dans les coulées d'inflation et sont parallèles à leurs fronts.

• <u>Les laves en coussin</u> constituent 37 % du plancher. Elles ont la forme de coussins sphériques ou en tube de diamètre métrique (point 18-1 Figures IV-16 et IV-17). Elles constituent une coulée imposante de 2 km de diamètre et 15 m de haut (Figure IV-16). Elles sont également localisées au niveau des terrains structurés par les horsts et les grabens. D'ailleurs, les failles de cette région exposent majoritairement des sections de laves en coussin (point 18-31 Figures IV-16 et IV-17)

• <u>Laves lobées et lacs de laves effondrés :</u> Les laves lobées couvrent 33 % du plancher (point 18-17 Figures IV-16 et IV-17). Elles sont majoritairement localisées sur le bourrelet, bien que 25 % d'entre elles se situent au sommet de la grande coulée de laves en coussin. Les lobes excédent parfois 6 m de diamètre. Ces laves sont affectées par des structures d'effondrement de 2 à 10 m de diamètre et par un lac de laves effondré (2 % du plancher) de quelques dizaines de mètres de large, situé à l'aplomb d'une faille (point 18-34 Figure IV-16).

• Les laves en nappe (28 % du plancher) forment des coulées d'inflation de 8 à plus de 300 m de large (entre les points 18-2 et 18-3, 18-7 et 18-11, 18-18 et 18-21 et entre 18-24 et 18-28). Elles sont systématiquement mises en place en surplomb des laves en coussin. Leurs bordures (1 à 5 m de haut) sont soit constituées de laves en dalle basculées (pendages : 27° à 42°) et fracturées, les fissures étant parallèles aux fronts des coulées, soit par des laves bréchifiées (points 18-6, 19-28 et 18-4 Figures IV-16 et IV-17). Le sommet de ces coulées forme un plateau subhorizontal ou légèrement défléchi constitué de laves en dalle, ou de laves drapées bréchifiées (points 18-24, 18-7 et 18-2 Figures IV-16 et IV-17).

• <u>La couverture sédimentaire</u> permet de définir deux zones : une zone peu sédimentée (quelques dépôts entre les lobes et coussins) entre les points 18-1 (Figures IV-16 et IV-17) et 18-28, et une zone où la couverture sédimentaire est épaisse (\geq 5 cm), masquant partiellement les coulées entre les points 18-29 et 18-44 (point 18-43 Figures IV-16 et IV-17). Ces différences d'épaisseur sédimentaire suggèrent une différence d'âge importante, cohérente avec les âges calculés à partir de données magnétiques par *Carlut et al.* [2004] (3 ka au niveau du bourrelet contre des âges plus récents

dans la partie centrale du plateau sommital). Dans la région la plus ancienne, les sédiments exposent de concrétions noires (point 18-30 Figure IV-16). Il pourrait s'agir d'éponges, ou de précipitations d'oxydes de manganèse associées à des fluides hydrothermaux. En effet, si aucune sortie de fluide n'est actuellement observée, une activité hydrothermale avait été détectée dans cette région par *Baker et al.* [2001], vers 15°44'N / 105°24,5'N.

• <u>Chronologie relative</u>: Deux grandes régions se distinguent de par leur structuration et leur couverture sédimentaire. Le bourrelet, correspond à la zone la plus ancienne (la plus sédimentée et la plus structurée). Les failles y exposent des sections nettes de laves en coussin, suggérant leur postériorité par rapport aux coulées. Le plateau sommital est la région la plus récente. Il est constitué de deux grands ensembles de coulées. Un ensemble constitué des laves en coussin et d'inflation, est situé directement en contrebas du bourrelet. Il est surplombé par l'imposante coulée de laves en coussin qui lui est probablement postérieure et constitue le deuxième ensemble (le contact n'est pas visible). Sur le plateau, les changements de faciès entre les laves lobées et les laves en coussin sont généralement progressifs, suggérant que ces laves sont issues de la même éruption. La chronologie des contacts entre les coulées d'inflation et les coulées qu'elles surplombent est plus difficile à établir. En effet, lorsque les fronts des coulées d'inflation sont constitués de laves en dalle basculées, les laves en coussin et lobées semblent systématiquement venir buter sur leurs fronts. En revanche, lorsque la bordure des coulées d'inflation est constituée de laves bréchifiées, ces laves recouvrent systématiquement les laves en coussin.

Bilan de la plongée 18 :

- Le plancher est constitué de 37 % de laves en coussin, 33 % de laves lobées, 28 % de laves en nappe et 2 % de lacs de laves effondrés.

- Des différences dans la couverture sédimentaire et la structuration apparente du plancher indiquent deux zones d'âges différents :

1/ La 1^{ère} zone, la plus récente, située à l'Ouest de 105°24,5'W, est peu affectée par des structures tectoniques et a une couverture sédimentaire mince (< 1 cm). Le plancher est constitué de coulées de laves en coussin et lobées de grandes diamensions (ex. diamètre : 2 km, hauteur : 15 m) surplombées de coulées d'inflation (hauteur : 1 - 5 m), dont les bordures sont principalement constituées de laves en dalles basculées (pendage 27° à 42°).

2/ La 2^{nde} zone correspond au bourrelet qui marque la bordure Est du plateau axial. Le plancher est affecté par des failles (N170°E) abruptes (75° à 85°), à forts rejets verticaux (\leq 70 m). La couverture sédimentaire est plus épaisse (\geq 5 cm), masquant parfois intégralement des coulées principalement constituées de laves en coussin et lobées. Peu d'effondrement affectent ces laves (quelques lucarnes de 2 à 10 m de diamètre et un lac de laves effondré de quelques dizaines de mètres de large).



Figure IV-17 : Faciès de la plongée 18: 18-31/ Plan de faille exposant une section de laves en coussin ; 18-17/ Laves lobées ; 18-6/, 18-28/ et 18-4/ Bordures de coulées d'inflation constituées de laves en dalle basculées et fracturées en contact avec des laves en coussin ; 18-24/, 18-7/ et 18-2/ Laves drapées situées au sommet de structures d'inflation ; 18-1/ Laves en coussin avec une faible couverture sédimentaire ; 18-43/ Laves partiellement couvertes par des sédiments sur lesquels se trouvent des concrétions noires.

3.4.5. Plongée 19



La plongée 19 est localisée entre 15°41,41'N et 15°42,47'N (Figure IV-18).

Figure IV-18 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 19. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont

indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorrsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Structures tectoniques :</u> Cette zone est marquée par la présence de failles et de fissures orientées N170°E à N-S. Les failles définissent deux ASTs :

L'AST Est (100 m de large et 10 m de profondeur) est constitué de deux grabens (20 – 50 m de large) et séparés par un horst. Les failles qui bordent ce fossé présentent des rejets verticaux de 2 à 8 m et des pendages de 40° à 60°.

- L'AST Ouest (200 à 250 m de large et 3 à 5 m de profondeur) est délimité par des failles et failles ouvertes (rejet vertical : 2 à 4 m, pendage : 20° à 50°, largeur : 5 à 10 m).

• <u>Les laves en coussin</u> (23 % des faciès) forment des petits édifices (diamètre : 40 m, hauteur : 6 m de haut) situés à proximité de l'AST Est ou forment un édifice plus massif (diamètre : 600 m), structurés par l'AST Ouest.

• <u>Les laves lobées</u> (18 % du plancher) sont localisées entre les deux ASTs et sont affectées par des structures d'effondrement de 2 à 6 m de diamètre et des chenaux dont un de plusieurs dizaines de mètres de large (entre 19-14 et 19-15 Figure IV-18).

• <u>Les lacs de laves effondrés (</u>44 % du plancher) sont localisés au sein des deux ASTs. Ils mesurent 2 à 3 m de haut (point 19-10 Figure IV-18). Leur plancher est constitué de laves en nappe localement drapées parfois couvertes des fragments du toit effondré.

• <u>Les laves en nappe</u> (hors plancher de lacs de laves) constituent 15 % du plancher. Elles forment essentiellement des coulées d'inflation (14 à 150 m de diamètre et 3 à 15 m de haut), localisées le long de l'AST Ouest (points 19-3, 19-22, 19-25 et 19-35 Figure IV-18). Leurs bordures sont constituées des laves en dalle basculées (pendage : 15° à 40°) et affectées par des fissures de quelques dizaines de centimètres à 1 m de large parallèles aux bordures. Leur sommet constitué de laves en dalle est subhorizontal (point 19-22 Figure IV-18), entièrement fracturé (point 19-25 Figure IV-18), ou défléchi (Figure IV-19).

• Chronologie relative :

- Dans l'AST Est, au point 19-9 (Figure IV-18), des laves en dalle sont mises en place sur les brèches du toit d'un lac de laves antérieur.

- Entre les deux ASTs, les coulées se succèdent : les laves drapées situées en bordure de l'AST Est sont recouvertes par des laves lobées (point 19-15 Figure IV-18). Ces laves sont ellesmêmes recouvertes par des laves bréchifiées (entre les points 19-16 et 19-17 Figure IV-18).

- Au niveau de l'AST Ouest, l'édifice de laves en coussin est affecté par des failles ouvertes et fissures postérieures.

- Au point 19-38 (Figure IV-18), les laves lobées recouvrent partiellement les bordures d'une coulée de laves d'inflation, probablement antérieure.


Figure IV-19 : A/ Extrait de la carte micro-bathymétrique au niveau d'une coulée d'inflation, avec la route du Nautile. Isocontours : 2 m. B/ Profil bathymétrique au travers d'une structure d'inflation. Les bordures de la coulée présentent un pendage de 15°. Le centre de la coulée est défléchi.

Bilan de la plongée 19:

- La plancher est parcouru par deux ASTs contigus, délimités par des failles de 2 à 8 m de rejet vertical et 20° à 60° de pendage.

- Le plancher est constitué 44 % de lacs de laves effondrés (dans les ASTs), 23 % de laves en coussin sous la forme d'édifice (diamètre : 50 et 600 m), 18 % de laves lobées et 15 % de laves en nappe formant des coulées d'inflation (diamètre : 14 - 150 m, hauteur : 5 - 15 m) dont les bordures sont basculées (pendage : 15° - 40°).

- Aucune trace d'activité hydrothermale.



Figure IV-20: Faciès de la plongée 19 : 19-26/ Laves en coussin ; 19-4/ blocs de laves fracturées ; 19-3/ Structure d'effondrement dans des laves lobées ; 19-32/ Bordure de lac de laves effondré : le toit de la coulée est constitué de laves lobées, le plancher est couvert de brèches ; 19-34/ Pilier de lac de laves effondré ; 19-13/ Laves drapées ; 19-7/ Bande de laves drapées de moins d'1 mètre de large dans des laves en dalle ; 19-30 et 19-22/ Bordure d'une coulée d'inflation constituée de lave en dalle basculée et affectée par des fissures parallèles aux bordures ; 19-24/ Laves fracturées au sommet d'une coulée d'inflation.

3.4.6. *Plongée 23*

La plongée 23 a été menée sur la partie Ouest du dôme axial, depuis 105°26,66'W jusqu'à un AST localisé à 105°25,75'W.



Figure IV-21 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 23. Isocontours : 0,5 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Structures tectoniques</u>: Deux ASTs contigus sont identifiés sur les données microbathymétriques : un AST Est d'environ 80 m de large et 9 m de profondeur et un AST Ouest d'environ 200 m de large et 7 m de profondeur. La bordure Ouest de cet AST (entre les points 23-17 et 23-21) est marquée par de nombreux éboulis qui masquent parfois le plan de faille, réduisant ainsi le pendage apparent (25° à 65°). La bordure Est de cet AST n'est pas identifiée, probablement recouverte par des coulées provenant de l'AST adjacent. De manière générale, les failles et fissures (N160°E à N-S) présentent des rejets verticaux de 5 à 7 m et des pendages de 20° à 65° (d'après les données microbathymétriques). Les fissures sont larges de quelques dizaines de centimètres à 3 m.

• <u>Laves en coussin (47 %) et laves lobées (29 %)</u>: constituent la majorité du plancher. Entre les points 23-4 et 23-17 (Figure IV-21), ces laves sont affectées par des chenaux effondrés de 10 à 30 m de large et 2 m de profondeur, orientés globalement Est-Ouest. Les laves lobées sont affectées par des structures d'effondrement de 1 à 10 m de diamètre, inférieures à 2 m de profondeur (point 23-29 Figures IV-21 et IV-23). Le plancher de l'AST est constitué d'un lac de laves effondré dont les piliers atteignent 3 m de haut (2 % des faciès) (point 23-31 Figures IV-21 et IV-23).

• <u>Les laves en nappe</u> (22 % du plancher) constituent le fond des chenaux. Elles forment également des coulées d'inflation (Figure IV-23 23-27-b), sous la forme de tumuli dont les deux plus grands atteignent 35 m et 65 m de diamètre et 7 m et 5 m de haut respectivement (entre les points 23-23 et 23-24 et entre les points 23-26 et 23-27 Figure IV-21). Les fronts de ces coulées sont constitués de laves en dalle basculées, les pendages atteignant 60° (point 23-23 Figures IV-21 et IV-22). Leur sommet est fissuré, et constitué de laves en dalle fragmentées (Figure IV-22 A) ou de laves drapées bréchifiées.



Figure IV-22 : Vue 3D du tumulus situé entre les points 23-23 et 23-24 et profil bathymétrique associé. Au sommet de cette structure d'inflation, les laves sont fragmentées (A), alors que les



bordures du tumulus sont constituées de laves en dalle basculées et affectées par des fissures.

Figure IV-23 : Faciès de la plongée 23 : 23-29/ Structures d'effondrement dans des laves lobées ; 23-15/ Laves lobées ; 23-28/Facies intermédiaire entre des laves lobées et des laves en coussin ; 23-31/ Pilier de lac de lave effondré ; 23-4/ Laves drapées bréchifiées dans un chenal ; 23-1/ et 23-27-a/ Laves en coussin ; 23-27-b/ Structure d'inflation constituée de laves en dalle basculées.

• <u>Sédimentation</u>: Toute la région est couverte de sédiments (1 à 2 cm d'épaisseur) localisés entre les coussins, les lobes et les plis, sans variation significative de l'épaisseur.

• <u>Chronologie relative</u>: L'analyse des contacts entre coulées ne permet pas d'établir la chronologie des éruptions, les contacts étant souvent progressifs, notamment entre les laves en coussin et les laves lobées. L'analyse conjointe des données micro-bathymétriques suggère que les coulées les plus à l'Ouest sont les plus anciennes. Elles sont affectées par une structuration qui a conduit à la mise en place de l'AST Ouest. En effet, de part et d'autre de la bordure Est de cet AST, les coulées semblent continues. La bordure Est de cet AST est masquée, suggérant que des coulées plus récentes et post-tectoniques, l'ont recouverte.

Bilan de la plongée 23:

- Le plancher est constitué de laves lobées (29 %), de laves en coussin (47 %, essentiellement situées en front de coulées de laves lobées) et de laves en nappe (22 %). Les laves lobées sont affectées par des lucarnes (diamètre : 1 à 10 m) et des chenaux (largeur : 10 à 30 m) inférieurs à 2 m de profondeur. Le plancher de l'AST Est est constitué d'un lac de lave effondré de 3 m de haut (2 % des faciès). Les laves en nappe forment des coulées d'inflation (diamètre : 10 à 65 m, hauteur : 2 à 7 m) dont les bords sont basculés (< 60° de pendage) et fissurés au sommet.

- Deux fossés contigus parcourent le plancher. Ils sont délimités par un ensemble de failles $(N160^{\circ}E - N-S)$ de 5 à 7 m de rejet vertical et 20° à 65° de pendage. La structuration du plancher suggère que les coulées situées à l'Ouest de l'AST Ouest sont les plus anciennes.

- Pas d'hydrothermalisme.

3.5. Segment E (de 15°37'N à 15°41'N)

Le segment E est caractérisé par la présence de deux ASTs contigus, explorés lors des plongées 13, 14, 20 et 21.

3.5.1. Plongée 20

Entre 15°39,25'N et 15°40,33'N, la plongée 20 explore l'AST le plus à l'Est et son flanc Est jusqu'à 600 m de l'axe.

• <u>Les laves lobées</u> constituent 62 % du plancher. Ces coulées sont affectées par des effondrements de 1 à 6 m de diamètre et des lacs de laves effondrés excédant 15 m de diamètre (20 % des faciès observés). Elles sont traversées par de nombreux chenaux atteignant plusieurs dizaines de mètres de large.



Figure IV-24 : (Ci-contre) Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 20. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags

noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Les lacs de laves</u> effondrés sont localisés au sein de l'AST et sur ses bordures. Le lac s'étend sur toute la largeur de l'AST à l'endroit de la plongée et atteint 4 m de profondeur (points 20-10 20-36 Figures IV-24 et IV-26). Sur les flancs du fossé, les lacs de laves effondrés sont moins profonds (1 à 2 m en moyenne). Leur plancher est constitué de laves en nappe, localement recouvert de brèches (à proximité des piliers et des murs).

• <u>Les chenaux</u> orientés Est-Ouest mesurent 6 à 200 m de large et 1 à 2 m de profondeur. Leur plancher est également constitué de laves en nappe (en dalle au centre et se drapant progressivement vers les bordures) (point 20-2 Figures IV-24 et IV-26).



Figure IV-25 : Vue en carte (en haut) et en coupe (en bas) d'un chenal. Les limites de faciès observées sont indiquées d'un point noir. La trace du profil bathymétrique est indiquée par un trait noir. Sur le profil bathymétrique, les laves lobées sont notées Ll, et les laves en nappe Ln.

• <u>Laves en nappe et en coussin :</u> Les laves en nappe (17 % des faciès observés) sont essentiellement observées sur le plancher des chenaux et des structures d'effondrement, mais elles forment également une coulée d'inflation entre les points 20-25 et 20-27 et entre les points 20-31 et 20-32 (point 20-31 Figure IV-24).

• <u>Structures tectoniques</u>: Le flanc Est de l'AST est essentiellement affecté par des fissures de quelques dizaines de centimètres à 10 m de large et pouvant atteindre 10 m de profondeur, et quelques failles à faible rejets verticaux (1 à 2 m). Entre 15°39,25'N et 15°39,66'N, les structures tectoniques sont orientées N170°E à N-S, puis entre 15°39,60'N et 15°40,33'N, elles sont plus obliques (N160°E à

N175°E). L'AST (60 m de large et 6 m de profondeur) est orienté ~N175°E et est bordé par des failles de 3 à 6 m de rejet vertical.

• <u>Hydrothermalisme</u>: Un édifice fossile d'environ 3 m de haut est situé à 15°39,9373' N / 105°25,2976'W (Site 23 Figure IV-26). Autour, des sédiments hydrothermaux de couleur ocre recouvrent les laves lobées.

• <u>Chronologie relative :</u> Sur le flanc Est de l'AST, seules les observations entre les points 20-22 et 20-32 et au point 20-42 (Figure IV-24) permettent d'établir une chronologie relative. A ces endroits, les laves lobées recouvrent systématiquement les laves en nappe antérieures (Figures IV-24 et IV-26).



Figure IV-26 : Faciès de la plongée 20: 20-2-a/ Laves en dalle fissurées ; 20-2-b/ Laves drapées fissurées ; 20-10/ Mur de laves soutenant la croûte de toit de laves lobées partiellement effondrées. Les crénelures horizontales sur le mur indiquent les niveaux de vidange ; 20-36/ Pilier de lac de laves effondré ; Site 23/ Cheminée hydrothermale fossile ; 20-42/ Laves lobées mises en place sur des laves en nappe.

Bilan de la plongée 20 :

- Le plancher est principalement constitué de laves lobées (62 %) affectées par des structures d'effondrement (profondeur : 4 m dans l'AST et 2 m sur ses flancs). Ce sont des lucarnes (1 à 6 m de diamètre), des lacs de laves effondrés (excédant 15 m de diamètre et constituant 20 % du plancher) et des chenaux orientés E-W (largeur : 6 à 200 m). Les laves en nappe (17 % des faciès) constituent le plancher de ces chenaux. Elles forment également une coulée d'inflation. Les laves en coussin constituent seulement 1 % du plancher.

- L'orientation des structures tectoniques varie le long de l'axe de N160°E au Nord à N175°E au Sud. L'AST (largeur : 60 m, profondeur : 6 m) est délimité par des failles de 3 à 6 m de rejet vertical. Son flanc Est est affecté par des fissures (largeur : quelques décimètres à 10 m, profondeur : \leq 10 m) ou des failles (rejet vertical : \leq 2 m).

- Un seul site hydrothermal fossile est observé à environ 75 m à l'Ouest de l'AST.

3.5.2. Plongée 21

La plongée 21 a été réalisée entre 15°40,42'N et 15°41,42'N (Figure IV-27).

• <u>Structures tectoniques</u>: Les failles (1 à 9 m de rejet vertical) définissent deux ASTs contigus : un AST Ouest (200 m de large et 6 m de profondeur) et un AST Est plus étroit (< 100 m de large et 10 m de profondeur) marqué par la présence de horsts de 25 à 30 m de large. Les fissures de plusieurs dizaines de centimètres à une dizaine de mètres de large affectent les deux fossés. L'ensemble de la région est structuré suivant une orientation N175°E à N-S.

• <u>Les lacs de laves effondrés</u>, localisés à la fois dans les ASTs et sur leurs flancs, constituent 42 % du plancher. Sur les flancs, les zones effondrées excèdent 20 m de diamètre et atteignent 1 à 2 m de profondeur. Dans l'AST Est, les lacs effondrés sont souvent observés sur toute la largeur du fossé. Sur les plans de failles qui le bordent, la présence de crénelures horizontales suggèrent que le lac aurait partiellement rempli l'AST sur 5 m de haut.

• <u>Laves en nappe, lobées et en coussin :</u> les laves en nappe constituent 17 % du plancher. Les laves lobées (~32 %) sont affectées par des effondrements de 1 à 4 m de diamètre. Les laves en coussin sont peu présentes (~9 %), et constituent essentiellement les épaules et les murs de l'AST Ouest. D'ailleurs à cet endroit, les failles bordières du fossé exposent des sections de laves en coussin sur des hauteurs atteignant 10 m (ex. points 21-46 et 21-49 Figure IV-27).



Figure IV-27 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 21. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, par des zigzags lorsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>L'activité hydrothermale</u> se traduit par : 1/ des traces blanchâtres et ocres (Site 24 et 27 Figures IV-27 et IV-29), 2/ des dépôts de sédiments ocres de quelques centimètres d'épaisseur (site 25, 26 et 30 Figures IV-27 et IV-29) ; 3/ la présence d'organismes sur un plan de faille (site 28 Figures IV-27 et IV-29). Il est impossible de savoir si les organismes sont vivants ; 4/ des cheminées hydrothermales de quelques décimètres de hauts (4 cheminées) au site 29 (Figures IV-27 et IV-29).



Figure IV-28 : Coupe schématique de l'AST Est entre les points 21-13 et 21-15, avec les faciès dominants.

• <u>Chronologie relative :</u> Au niveau de l'AST Est, les données révèlent plusieurs éruptions successives. En effet, en bordure de ce fossé (point 21-11 Figures IV-27 et IV-29), une faille expose des successions de coulées de laves en nappes de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur chacune. Aux points 21-10 (Figure IV-29) et 21-21, des coulées de laves en coussin et de laves lobées se sont mises en place sur un lac de laves effondré, antérieur. Entre les points 21-13 et 21-15 (Figures IV-27 et IV-28), le contact entre des laves en nappe et un lac de lave effondré se fait par l'intermédiaire d'une faille qui a induit le basculement des laves en nappe. Le lac de laves effondré qui se situe en contrebas de cette faille, se serait mis en place après la formation de la faille. Les différences de faciès entre les bords de l'AST Ouest et le plancher de ce fossé suggèrent que des éruptions ont eu lieu dans le fossé postérieurement à sa formation.

Bilan de la plongée 21:

- Deux ASTs contigus (largeur : < 200 m, profondeur : < 10 m) parcourent le plancher. Ils sont délimités par des failles (1 à 9 m de rejet vertical) orientées N175°E à N-S.

- Le plancher est principalement constitué de laves lobées et de lacs de laves effondrés (32 % et 42 %, respectivement), ainsi que de 17 % de laves en nappe et 9 % de laves en coussin. Les structures d'effondrement (lucarnes et lacs de laves effondrés) atteignent 5 m de profondeur dans le fossé sommital et 2 m sur ses flancs.

- 7 sites fossiles sont observés dans les AST ou à moins de 50 m. Ils se situent à l'aplomb (43 %) ou en contrebas (29 %) de failles.



Figure IV-29 : Faciès de la plongée 21 : 21-4/ Piliers de lac de laves effondré formant une arche ; 21-33/ vestige du toit d'un lac de laves effondré soutenu par des piliers ; 21-46/ Laves en coussin à l'aplomb d'une faille ; Site 24 et Site 27/ Sections de laves de couleur ocre, altérées par de l'hydrothermalisme ; Site 28/ Larves situées sur une section de laves en coussin à la base et lobées au sommet; Site 26/ Laves drapées recouvertes de sédiments ocres d'origine hydrothermale ; Site 29/

Cheminées hydrothermales ; 21-11/ Faille exposant une section de laves en nappe ; 21-10/ Laves en coussin mises en place sur le plancher d'un lac de laves effondré.

3.5.3. Plongée 13

La plongée 13 a été menée sur la partie Est du plateau axial, de sa bordure jusqu'à un AST de 350 m de large et 30 m de profondeur (entre 15°37'N et 15°38'N et entre 105°23,08'W et 105°24,58'W).



Figure IV-30 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 13. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiquées en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Laves en coussin</u> représentent le faciès dominant (~ 45 %). Elles sont constituées de coussins sphériques ou en tubes décimétriques à métriques (point 13-1 Figures IV-30 et IV-31). Entre $105^{\circ}24,16$ 'W et $105^{\circ}24,66$ 'W, elles forment un édifice (> 700 m de diamètre) scindé en deux par l'AST. Le sommet de l'édifice est affecté par un effondrement de 25 m de diamètre et 5 m de profondeur.

• <u>Laves lobées, en nappe et lacs de laves effondrés :</u> Les laves lobées (22 % du plancher) sont affectées par des effondrements de 1 à 5 m de diamètre et 2 m de profondeur (point 13-4 Figures IV-

30 et IV-31). Les laves en nappe (~ 27 % du plancher) sont essentiellement présentes sous la forme d'une coulée d'inflation (entre 13-20 et 13-21 Figures IV-30 et IV-31). Cette coulée de 3 à 4 m de haut forme un large plateau subhorizontal d'environ 250 m de diamètre. Enfin, les lacs de laves effondrés constituent uniquement le plancher du fossé sommital (soit 6 % du plancher). D'après la hauteur des piliers, les coulées avaient une épaisseur excédant 1 m.



Figure IV-31 : Faciès de la plongée 13 : 13-1/ Laves en coussin de taille décimétrique à

métrique ; 13-4/ Structure d'effondrement dans des laves lobées: 13-20/ Laves en nappe fissurées constituant le sommet d'une coulée d'inflation ; 13-24/ Couverture sédimentaire peu épaisse sur les laves lobées localisée dans le fossé sommital; 13-2/ couverture sédimentaire épaisse (quelques centimètres) à plus de 2 km de l'axe ; 13-3/ Transition progressive entre des laves en coussin et des laves lobées ; 13-11/ Laves en coussin fracturée au niveau d'un front de coulées de laves lobées ; 13-29/ Piliers de lac de laves.

• <u>Les structures tectoniques</u> sont orientées N170°E à N-S, excepté au niveau de la coulée d'inflation où les fissures sont orientées environ N110°E. Les failles, présentant un rejet de 1 à 18 m (maximum en bordure du fossé sommital), affectent essentiellement le plancher situé à moins de 600 m de l'axe. Les fissures dans la région sont relativement étroites (largeur inférieure à 2 m).

• Chronologie relative : Une couverture sédimentaire est toujours présente. Très mince (< 1 cm) dans le fossé sommital (13-24 Figures IV-30 et IV-31), elle semble s'épaissir (jusqu'à quelques centimètres) à mesure que l'on s'éloigne de l'axe (13-2 Figures IV-30 et IV-31). Entre 105°23,8'W et 105°24,16'W, le plancher est constitué d'une succession d'au moins six fronts (~2 m d'épaisseur) de coulées de laves lobées. Ces fronts sont constitués de laves en coussin souvent fracturées (points 13-5, 13-8, 13-11, 13-13 et 13-18 Figures IV-30 et IV-31). Dans l'AST, les brèches d'un lac de laves effondré sont recouvertes de laves en dalle postérieures constituant le plancher d'un ancien lac de laves (point 13-27 Figures IV-30 et IV-31).

Bilan de la plongée 13 :

- L'AST (350 m de large et 30 m de profondeur) est délimité par des failles (rejet vertical : 1 à 18 m) orientées N170°E à N-S. Il est essentiellement constitué de lacs de laves effondrés (6 % des facies observés).

- Le flanc Est de ce fossé est constitué de laves lobées (22 %), en coussin (47 %) situées aux fronts des coulées de laves lobées (épaisseur : 2 m) ou formant un édifice (> 700 m de diamètre), et en nappe (27 %) formant une coulée d'inflation (~250 m de diamètre et 4 m de haut). Les laves lobées sont affectées par des lucarnes (diamètre : < 5 m, profondeur : < 2 m). Les laves en coussin sont également affectées par une structure d'effondrement (diamètre : 25 m, profondeur : 5 m).

- L'épaisseur des dépôts sédimentaires augmente à mesure que l'on s'éloigne du fossé sommital traduisant de la succession des éruptions à l'origine des coulées.

3.5.4. Plongée 14

La plongée 14 a été réalisée sur la partie Sud-Ouest de la zone E, de la bordure Ouest du dôme jusqu'à l'AST le plus à l'Est (Figure IV-1). Durant cette plongée deux ASTs ont été traversés. L'AST Ouest est large de 80 m et profond de 3 m contre 150 m et 9 m pour l'AST Est.



Figure IV-32 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 14. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de laves, par des zigzags lorsque le plan de faille est partiellement masqué par des laves, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'est pas observé par le Nautile. Les points cités dans le texte sont indiqués en gras, les autres sont décrits en appendice.

• <u>Les structures tectoniques</u> sont orientées ~N160°E, excepté entre les points 14-7 et 14-8, où une fissure recoupe perpendiculairement une autre fissure plus large (~10 cm et 1 m de large, respectivement) (ex. 14-7-a Figure IV-33). L'AST Ouest est bordé par des failles ouvertes (~2 m de large), alors que l'AST Est est bordé par des failles de 7 à 9 m de rejet vertical. Les fissures atteignent 2 m de large et 4 m de profondeur.

• <u>Faciès volcaniques</u>: Les laves en coussin représentent 12 % des laves. Les laves lobées (43%) sont affectées par des effondrements de 2 à 3 m de profondeur: des lucarnes (2 à 5 m de diamètre) et des lacs de laves effondrés (35 à 300 m) globalement orientés N-S (25 % du plancher). Les laves en nappe constituent soit le plancher de ces lacs, soit des coulées d'inflation (20 %) (ex. point 14-24 Figure IV-32) dont les bordures sont basculées et fissurées. Lorsque l'orientation des plis est mesurable (ex. point 14-7-a Figures IV-32 et IV-33), elle est orientée N-S, suggérant un écoulement des laves Est-Ouest.



Figure IV-33 : Faciès de la plongée 14 : 14-7-a/ Fissures perpendiculaires affectant des laves en nappe légèrement drapées ; 14-33/ Arche formée par des piliers soutenant le toit d'un lac de lave partiellement effondré; Site 31/ Cheminée hydrothermale fossile ; Site 32-a/ Edifice hydrothermal fossile ; Site 32-b/ Laves en nappe recouvertes de sédiments hydrothermaux à proximité du site 32 ; 14-2/ Laves en nappe fissurées, recouverte par des laves en coussin (en bas) ; 14-7-b/ Laves lobées mises en place sur des laves en nappe ; 14-10/ Laves en coussin mises en place sur des laves en nappe.

• <u>Hydrothermalisme</u> : Les deux sites hydrothermaux inactifs sont localisés dans l'AST Est. Le site 31 (15°37,553'N / 105°24,609'W) (Figures IV-32 et IV-33) est constitué de plus de trois cheminées dont une d'environ 5 m de haut. Autour des cheminées, les sédiments hydrothermaux ocres, couvrent une surface d'environ 50 m². Le site 32 (15°37,587'N / 105°24,603'W) (Figures IV-32

et IV-33), entouré de sédiments ocres consiste en un édifice hydrothermal mesurant également environ 5 m de haut.

• <u>Chronologie relative :</u> Dans la partie Ouest du dôme axial, entre les point 14-1 et 14-10 (Figure IV-32), les contacts entres les coulées suggèrent que cette région a connu de nombreux épisodes éruptifs (au moins 5) à l'origine de la mise en place de coulées avec des faciès variés. Dans cette région, des laves en coussin recouvrent des laves en nappes antérieures (point 14-2 Figures IV-32 et IV-33) qui progressent vers un facies de laves lobées. Ces laves lobées semblent constituer le front de la coulée et recouvrent une coulée antérieure également constituée de laves en nappe dont les fronts sont constitués de laves lobées (points 14-5 et 14-7 Figure IV-32). Au point 14-9, un front de laves lobées est lui-même recouvert d'une coulée d'environ 1 m d'épaisseur, constituée de laves en nappe, drapées au niveau du contact, les plis étant parallèles au contact. Enfin, ces laves sont elles-mêmes recouvertes de laves lobées (point 14-10 Figure IV-33).

A l'Est de la zone, il existe peu d'indices sur la chronologie de mise en place. Au point 14-17 (Figure IV-32), des laves en coussin recouvrent les laves lobées marquant la bordure Est du lac de laves effondré.

Bilan de la plongée 14:

 Le plancher est parcouru par deux ASTs contigus (un de 80 m de large et 3 m de profondeur et l'autre de 150 m de large et 9 m de profondeur) délimités par des failles et failles ouvertes ~N160°E (rejet vertical : 2 à 9 m).

- Le plancher est constitué de 43 % de laves lobées, 25 % de lacs de laves, 20 % de laves en nappe et 12 % de laves en coussin. Les lucarnes (diamètre : 2 à 5 m) et lacs de laves effondrés (diamètre : 35 à 300 m) ont des profondeurs inférieures à 3 m, suggérant une épaisseur minimal des laves lobées de 3 m.

- Une activité hydrothermale antérieure (2 sites fossiles) est observée dans l'AST Est.

4. Synthèse de l'analyse vidéo.

4.1. Variations spatiale et temporelle des facies en réponse aux mécanismes éruptifs

Ces 12 plongées ont mis en évidence que les coulées sont constituées de 29 % de laves en coussin, 57 % de laves lobées (dont 47 % de lacs de laves effondrés) et 14 % de laves en nappe. Le nombre et la répartition des plongées ne permettent cependant pas une représentation réelle de la proportion de chacun des faciès le long du plateau sommital. Une étude de la distribution des faciès sur l'ensemble des données micro-bathymétriques est donc nécessaire pour avoir une bonne estimation des surfaces sur la zone d'étude et pour pouvoir la comparer avec d'autres segments de dorsales (cf.

chapitre V-5).

En revanche, ces observations mettent clairement en évidence des variations spatiales dans la distribution des faciès (Figure IV-34) :

• Le long de l'axe, les plongées révèlent des régions caractérisées par une abondance relative de faciès très contrastée. C'est notamment le cas entre les plongées 25 (zone 2) et 16 (zones 4) principalement réalisées au sein des ASTs. La plongée 25 est en effet majoritairement constitué de laves en coussin (68 % des faciès) avec quelques laves lobées (~17 %), alors que la plongée 16 est principalement constituée de laves lobées (38%) et de lacs de laves effondrés (54 %). Les laves en coussin y sont très peu nombreuses (seulement 3 %). De telles variations sont également observées sur les coulées issues d'éruptions successives mises en place dans la même région. C'est par exemple le cas le long de la plongée 17, où des laves en coussin clairement plus anciennes sont recouvertes ou contournées par une ou plusieurs coulées plus récentes de laves lobées et en nappe. Ces variations de morphologie peuvent être liées à des différences d'un ou plusieurs paramètres contrôlant la morphologie des laves [e.g., Gregg et Fink, 1995; Kurras et al., 2000], par exemple la viscosité (e.g. variation de la composition chimique, de la concentration en gaz et cristaux, de la température) et le taux d'extrusion (e.g. différence de pression dans la chambre magmatique, de dimension du dyke). Ces différences peuvent être expliquées notamment par la présence de sources magmatiques de composition, ou température différentes, ou des temps de résidence des magmas dans la chambre magmatique plus ou moins long entre les éruptions, permettant ainsi de faire varier la quantité de cristaux dans les magmas et donc de modifier la viscosité.



Figure IV-34 : Répartition des différents facies (laves en coussin, laves lobées, lacs de laves effondrés et laves en nappe) en pourcentage des terrains observés, en fonction des plongées.

• Au sein d'une même éruption, le faciès des laves peut également évoluer

progressivement. Ainsi, certaines coulées de laves lobées ont des fronts constitués de laves en coussin. De même, le plancher des chenaux qui parcourent ces laves est constitué de laves en nappe. Ces changements de faciès au sein d'une même coulée sont liés à l'évolution de paramètres contrôlant la morphologie des laves au fur et à mesure de son écoulement loin de la source. Par exemple, la diminution de la température induit une augmentation de la viscosité permettant l'évolution des laves lobées vers des laves en coussin en fronts de coulées.

4.2. Géométrie des structures tectoniques

L'orientation des structures tectoniques qui ne sont pas associées à des fronts de coulées, varie globalement entre N160°E et N-S. Ces orientations ne varient pas progressivement le long de l'axe, des changements de direction des failles de 20° en l'espace de 2 km sont clairement identifiés (cf. plongée 20). Les fissures mesurent généralement quelques décimètres jusqu'à 10 m de large et peuvent excéder 10 m de profondeur. Les failles ouvertes (2 à 7 m de rejet vertical, 1 à 10 m de large et 20° à 70° de pendage) et les failles (2 à 70 m de rejet vertical et 20° à 85° de pendage) délimitent essentiellement les AST et des grabens et horsts adjacents.

La région où le plancher est affecté par les failles est généralement restreinte à l'AST et à ses alentours (< 450 m). Lorsque deux AST coexistent, la zone de déformation atteint 1,25 km. En dehors de la région axiale, seule l'épaule bordant le plateau sommital, située à plus de 3 km du fossé, est affectée par des failles (cf. plongée 18). L'importance des rejets verticaux des failles (jusqu'à 70 m) structurant l'épaule, ne permet pas leur recouvrement par des coulées postérieures, ce qui explique leur préservation. L'absence de structures tectoniques majeures entre 450 m et 3 km de l'axe suggère que la déformation est limitée aux ASTs et/ou que les structures plus anciennes sont masquées par des coulées postérieures.

Les ruptures de pente délimitant les ASTs présentent des pendages très contrastés (20° à 85°). Les observations Nautile montrent qu'il existe souvent une corrélation entre le pendage apparent et la présence de laves sur les failles. En effet, là où les pendages sont les plus élevés (ex. plongées 25, 18), les failles exposent des sections nettes de laves suggérant qu'elles sont postérieures aux coulées. En revanche, le faible pendage apparent de certaines ruptures de pente peut être induit par des coulées post-tectoniques recouvrant les failles. En effet, à de nombreux endroits, on observe des traces de coulées ayant recouvert les plans de failles: ce sont des crénelures horizontales (traces fossiles d'un ancien lac de lave qui se serait vidangé et effondré) ou encore des laves s'écoulant sur les plans de faille (cf. plongée 24).

4.3. Sédimentation

Dans la partie centrale du plateau sommital les variations de l'épaisseur sédimentaire sont peu marquées (< 2 cm), et n'apportent pas d'élément pouvant contraindre la chronologie des éruptions. Au niveau des bordures du plateau (caractérisées ou non par la présence d'un bourrelet) la couverture sédimentaire est plus épaisse et pourrait excéder 5 cm. Deux cas sont observés :

1/ La couverture sédimentaire s'épaissit progressivement à mesure que l'on s'éloigne de l'axe (cf. plongée 13). Les coulées sont probablement mises en place à partir du fossé sommital, via des éruptions régulières.

2/ La couverture sédimentaire s'épaissit brusquement de part et d'autre d'une faille (cf. plongée 18). Ces variations reflètent des âges très contrastés entre deux coulées voisines, impliquant le recouvrement des coulées intermédiaires par des laves plus récentes.

4.4. Activité hydrothermale :

Les plongées Nautile ont mis en évidence 32 sites dont 2 actifs et 3 récemment éteints (Tableau IV-3) sur une distance inférieure à 20 km le long de l'axe. Aucun de ces sites n'avait été détecté en 2001 par *Baker et al.* [2001] via des profils de température et de néphélométrie acquis à l'aide d'un MAPR (Miniature Autonomous Plume Recorder). Un seul site avait été localisé vers 15°44'N / 105°24,5'N. Cependant, étant donné le champ réduit de la caméra du Nautile (35 m de large maximum), le nombre de sites hydrothermaux est très certainement sous-estimé et difficilement comparable aux études menées sur d'autres segment où seul les sites actifs ont été détectés. Par exemple, aux Galápagos, 8 sites hydrothermaux ont été détectés sur une distance de 560 km via un sonar latéral (DSL-120) et des mesures de conductivités, températures, profondeurs et optiques (CTDO, *Conductivity-Temperature-Depth-Optical*) [*Baker et al.*, 2008], et à 9°N sur l'EPR, 46 sorties de fluides détectées sur une distance de 83 km, via des vidéos acquises sur des fauchées de 10-16 m de large et du sonar latéral acquis sur des fauchées d'environ 300 m de large [*Haymon et al.*, 1991].

Les sites hydrothermaux sont caractérisés par la présence 1/ d'édifices (structures de plusieurs mètres de haut et de diamètre, probablement constitués de plusieurs cheminées que l'on ne peut plus distinguer), 2/ de cheminées au pied desquelles les sédiments hydrothermaux couvrent souvent une surface de 50 m , 3/ de traces de circulations hydrothermales (altération).

Les sites sont majoritairement (26 sites sur 32) situés à l'aplomb (31 % sur l'ensemble des plongées) ou en contrebas (40 %) de failles, ou localisées au niveau de fissures. La présence quasi systématique de structures tectoniques au niveau des sorties fluides suggèrent qu'elles contrôlent au moins en partie la distribution des sites.

Les sites sont situés dans le ou les ASTs, ou à une distance de 75 m maximum. Cette distance est légèrement plus importante que le long du segment 9°N (EPR) où 45 sorties de fluides sur 46 sont

situées dans le fossé sommital et jusqu'à 20 m de part et d'autre [*Haymon et al.*, 1991]. Cette distance pourrait cependant être cohérente avec une zone volcanique axiale (atteignant 1,8 km) parfois constituée de deux fossés contigus distants de 800 m maximum, là où un fossé unique, inférieur à 200 m de large est observé le long du segment 9°N. Les intrusions de dykes se faisant sur une plus large zone et parfois en dehors des fossés favoriseraient la circulation d'eau en dehors des ASTs.

				Sédiments hydrothermaux		Activité hydrothermale				Activité biologique	
Plongée	Site	Latitude	Longitude	, ing an o cars	surface	Туре	TT (D: 14		NT 1	. ,
-		(N)	(w)	presence	estimée	d'édifice et	Hauteur (m)	Diametre	Type d'activité	Nom des	vivant
				1	(m)	nombre	(111)	(111)		organismes	-
25	1	15°50,7'	105°26,25'	oui	-	1 édifice	5	-	Inactif		
24	2	15°48,084'	105°25,941'	oui	40	cheminées fossiles (>3)/ actives (3)	~0,3 ~0,2	-	Fluides transparents à grisâtres	Poissons et vers	oui
	3	15°45,121	105°25,968'	oui	30	4 actives	3 - 6	-	Fumeurs noirs et sorties diffuses transparentes	Poissons et riftias	oui
	4	15°45,149	105°25,956'	oui	20	1 édifice	4 - 5	-	Inactif	Galathées	oui
	5	15°45,165'	105°25,979'	oui	20	1 cheminée	4 - 5	-	Inactif		
	6	15°45,178'	105°25,977'	oui	-	1 cheminée	3 - 4	-	Inactif	1 Galathée	oui
	7	15°45,054'	105°25,952'	oui	30	1 édifice + fragments de cheminées	5 - 6	-	Inactif		
	8	15°45.046'	105°25.948'	oui	30	1 édifice	6 - 7	-	Inactif		
	9	15°45,189'	105°25,899'	oui	-	1 édifice	3 - 4	-	Inactif		
	10	15°45,205'	105°25,899'	oui	-	1 édifice	3 - 4	-	Inactif		
	11	15°45,245'	105°25,915'	oui	-	1 édifice	~6	-	Inactif		
	12	15°45,362'	105°26,039'	oui	40	3 édifices	3 - 10	-	Inactif	Eponges	?
	13	15°45,385'	105°26,045'	oui	-		Pas d'édit	fices observ	és		
17	14	15°42,745'	105°25,67'	oui	50	1 édifice	~1	~2	Inactif	Squelettes de vers et coquilles de bivalves	non
16	15	15°43,111'	105°25,788'	oui	50	cheminées (> 2)	< 9	-	Inactif	Galathées et crevettes	oui
	16	15°43,155'	105°25,742'	oui	30	cheminées (>1)	< 7	-	Inactif	Squelettes de vers et coquilles de bivalves	non
	17	15°43,447'	105°25,748'	oui	30	Pas d'édifices observés			Tubes de vers	?	
	18	15°44,080'	105°25,864'	oui	30	Pas d'édifices observés					
	19	15°44,253'	105°25,943'	oui	30	1 cheminée	~6	~3	Inactif		
	20	15°44,316'	105°25,927'	oui	20	cheminées (>4)	~0, 1	-	Inactif		
	21	15°44,56'	105°25,907'	oui	30		Pas d'édit	fices observ	és		
	22	15°44,715'	105°25,938'	oui	50	cheminées (>3)	< 6	-	Inactif		
20	23	15°39,937'	105°25,298'	oui	-	1 édifice	< 3	-	Inactif		
21	24	15°40,486'	105°25,448'	non		altérations	jaunes et l	blanches da	ns les fissures		
	25	15°40,534'	105°25,423'	oui	-	Pas d'édifices observés					
	26	15°40,576'	105°25,407'	oui	-		Pas d'édit	fices observ	és		
	27	15°40,696'	105°25,428	non		altération	s jaunes et	blanches su	r des brèches		0
	28 29	15°41,017' 15°41,142'	105°25,434'	non oui	-	alteration 4	s jaunes et	blanches su	r des brèches Inactif	vers blancs	?
	30	15%11 250	105°25 164	0111		cheminées	Dag d'édi	fices observ	ác		
	50	15 41,259	105 25,404	Oul	-	cheminées					
14	31	15°37,553'	105°24,61'	oui	50	(>3)	< 5	-	Inactif		
	32	15°37.587'	105°24.604'	oui	-	1 édifice	~5	-	Inactif		

Tableau IV-3: Caractéristiques et localisation des sites hydrothermaux découverts lors des plongées Nautile.

Chapitre V. Analyse morpho-structurale des structures tectoniques et des produits volcaniques

Ce chapitre est consacré à l'étude morpho-structurale du segment 16°N. Cette étude est basée sur l'analyse des données bathymétriques à 40 m de résolution et des données micro-bathymétriques. Cette étude a été réalisée à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) sous ArcGIS. Cette base de données intègre un ensemble de données projetées en UTM 12N :

• des données raster : cartes bathymétriques (à 40 m, 10 m et 1 m de résolution), cartes des pentes, et de réflectivité,

• les trajets des plongées Nautile,

• des données antérieures géoréférencées, notamment la carte magnétique issue de *Weiland et Macdonald* [1996], la carte de l'anomalie de Bouguer issue de *Shah et Buck* [2006], et la carte localisant la profondeur du toit de la lentille magmatique [*Carbotte et al.*, 1998].

L'analyse conjointe des cartes micro-bathymétriques, des pentes et de réflectivité permet de :

• Cartographier les fronts de coulée

• Associer un faciès principal à chaque coulée: laves en coussin, laves lobées, laves en nappe, laves indifférenciées ou chenaux et lacs de laves effondrés.

• Cartographier les failles et fissures

L'utilisation du SIG permet par la suite de calculer les surfaces de chaque coulée, de faire une étude statistique de répartition des faciès : le long de l'axe, au sein de tronçons de 1 km perpendiculaires aux fossés sommitaux. Du point de vue des structures tectoniques, le SIG permet de mesurer la longueur et l'orientation des failles et fissures, ainsi que de faire une étude statistique de leur distribution.

1. Analyse de la morphologie des laves

La morphologie des laves est analysée à partir des données à 1 m de résolution : microbathymétrie, pente, rugosité et réflectivité. La morphologie du plancher est très hétérogène : différents types de terrains sont discriminés en fonction de leur aspect (e.g., lisse, rugueux, monticules), la géométrie des fronts des coulées (pendages doux ou abrupts), ainsi que la présence ou non de structures d'effondrement [e.g., *Ballard et al.*, 1979; *Embley et Chadwick*, 1994; *Fornari et al.*, 1998; *Lagabrielle et Cormier*, 1999; *White et al.*, 2000; *McClinton et al.*, 2013]. Les faciès observés lors des plongées Nautile (laves en coussin, lobées, en nappe) sont corrélés avec l'aspect du plancher révélé par les données à 1 mètre de résolution. Ces observations, très localisées, peuvent ainsi être extrapolées à l'ensemble du plateau sommital.



Figure V-1 : Vues 3D d'un plancher constitué de laves lobées et traversé par des chenaux. A/ Vue bathymétrique 3D à 1 m de résolution. Les chenaux sont bien visibles et les fronts de coulées sont peu visibles. B/ Vue 3D de la carte des pentes. Les différences de texture du plancher entre les laves lobées et en nappe, les bordures abruptes des chenaux et les fronts de coulées de laves lobées sont bien visibles. C/ La réflectivité du plancher permet seulement de localiser les chenaux.

Les faciès sont déterminés de manière relativement fiable dans les régions où le plancher est peu affecté par des structures tectoniques. A l'inverse, dans les régions où les structures tectoniques sont abondantes et très resserrées (< 100 m), notamment dans les fossés sommitaux, l'identification des faciès est souvent difficile surtout en cas d'absence de structures volcaniques particulières (ex. structure d'effondrement). Les laves non identifiées sont nommées « laves indifférenciées ».

1.1. Les laves lobées

Le plancher formé de coulées de laves lobées présente une rugosité plus faible que celui constitué de laves en coussin (variation de pentes $< 5^{\circ}$ et de plus grande longueur d'onde). Ces laves sont reconnaissables grâce à la présence des structures d'effondrement subcirculaires (lucarnes < 10 m de diamètre, et lacs de laves effondrés > 10 m de diamètre) et des chenaux [e.g., *Sakimoto et Gregg*, 2001; *Cormier et al.*, 2003; *Soule et al.*, 2005].

Le long du segment 16°N, les coulées de laves lobées excèdent 1300 m de long. Les limites latérales entre deux coulées n'étant pas ou seulement très peu observables, la largeur des coulées est difficile à déterminer. Elles sont constituées de lobes atteignant parfois 6 m de diamètre. Lorsque leur front est constitué de laves lobées, il est en pente relativement douce (2 à 6°) et est généralement haut de 2 à 5 m. Lorsqu'il est constitué de laves en coussin le front peu atteindre une pente de 15° et une hauteur de 12 m. Ces épaisseurs au front sont cohérentes avec celles décrites dans la littérature (5 à 10 m d'épaisseur [*Gregg et Fink*, 1995; *Chadwick et al.*, 2013], notamment pour les coulées de laves lobées dont les fronts évoluent vers des laves en coussin.

Les structures d'effondrement qui affectent ces laves sont généralement des lucarnes de 2 à 10 m de large ou des lacs de laves effondrés atteignant 400 m de diamètre, caractérisés par des bords abrupts (5° à 25° de pendage apparent). Elles sont généralement moins abondantes à mesure que l'on s'éloigne des fossés sommitaux (ASTs). Ces observations sont cohérentes avec celles réalisées entre 9°N et 10°N sur la dorsale Est Pacifique (EPR) (Figure V-3) [Fundis et al., 2010]. Les grands lacs de laves effondrés (200 à 400 m de large) sont systématiquement localisés là où le plancher est le plus horizontal (pente $< 0.075^{\circ}$), suggérant un lien entre la pente du plancher et la largeur de l'effondrement. Sur les flancs des ASTs, les structures d'effondrement n'excèdent pas 3 m de profondeur (cf. plongées chapitre IV), suggérant qu'au début de la coulée les laves lobées atteignent une épaisseur d'au moins 1 à 3 m. Dans les ASTs, les structures d'effondrement sont généralement plus profondes (jusqu'à 5 m) comme le suggère la hauteur des piliers. Les plans de failles bordant les ASTs, serviraient de barrière à l'écoulement des laves, et permettraient l'épaississement des coulées. D'ailleurs, sur certains plans de failles, des crénelures horizontales confirment que les ASTs ont été partiellement comblés par les laves. Localement, dans ces ASTs, des successions verticales de lacs de laves effondrés sont observées. Le comblement de ces ASTs se fait donc par le biais de plusieurs éruptions successives. En raison de drainage post-éruptif, les ASTs sont toujours visibles, mais leurs bordures sont moins linéaires.



Figure V-3 : Proportion des structures d'effondrement en fonction de la distance à l'AST. Les « Blisters » ont un diamètre inférieur à 2 m, celui des « skylights » ou lucarnes est compris entre 2 et 10 m. Issu de Fundis et al. [2010].

Les chenaux, souvent perpendiculaires au fossé sommital, se mettent en place dans la direction de la plus grande pente. De même que les structures d'effondrement localisées sur les flancs des ASTs, ils n'excèdent pas 3 m de profondeur. A niveau des ASTs, ils sont formés d'un chenal unique de 15 à 130 m de large. A mesure qu'ils s'éloignent de l'axe, les chenaux tendent généralement à se diviser, formant des réseaux anastomosés (Figures V-2 et V-4-B) semblables aux deltas (Figure V-4-C), atteignant 320 m de large. Nos observations suggèrent qu'il existe une corrélation entre la pente de mise en place et la largeur et la morphologie de la terminaison des chenaux. En effet, lorsqu'ils se mettent en place sur un plancher caractérisé par une pente inférieure à 0,075°, les chenaux tendent à évoluer vers des lacs de laves effondrés de 200 à 420 m de large (Figures V-2 et V-4-D). Au contraire, les chenaux mis en place sur des pentes supérieures à 1° ne se divisent pas et ne s'élargissent pas ou très peu (Figures V-2 et V-4-A). Il y a cependant trop peu de chenaux localisés dans ces deux environnements extrêmes, pour généraliser nos observations et établir des valeurs de pentes limites.



Figure V-2 : Largeur des chenaux en début et fin, en fonction de la pente de mise en place.



Figure V-4 : Cartes micro-bathymétriques illustrant les variations de morphologie des chenaux en fonction de la pente de mise en place. A/ Chenaux étroits et linéaires sans variations significatives de largeur, mis en place sur une pente relativement (> 1°); B/ Chenal évoluant vers un réseau anastomosé similaire au delta de rivière (C/ exemple du delta de Selenga River au lac Baïkal (Russie). Issue de <u>http://soundwaves.usgs.gov</u>) et mis en place sur une pente faible (< 1°); D/ Chenaux évoluant vers des lacs de laves effondrés mis en place sur des plancher sub-horizontaux (< 0,075°).

1.2. Laves en nappe

Les laves en nappe regroupent les laves en dalle qui apparaissent lisses sur les cartes des pentes et les laves drapées et bréchifiées dont la texture est relativement rugueuse, avec des variations de pentes $< 5^{\circ}$, de faible amplitude et faible longueur d'onde (Figure V-5). Elles constituent essentiellement le plancher des chenaux et lacs de laves effondrés ou forment des coulées d'inflation.

1.2.1. Les laves en nappe dans le plancher des chenaux et des lacs de laves effondrés

Les laves en nappe occupent l'ensemble du plancher des lacs de laves et des chenaux. Ces structures se distinguent très nettement sur les cartes des pentes (Figure V-1-B) et sur les cartes de réflectivité où elles présentent une réflectivité plus faible par rapport au plancher environnant (Figure V-1-C). Localement, le plancher des lacs présente une texture plus rugueuse liée à la présence de piliers ou de débris du toit de la coulée de laves lobées effondrée. Sur les planchers de ces structures (lacs de laves et chenaux), les laves généralement en dalle au centre sont souvent marquées par des linéations parallèles à la direction de l'écoulement. Parfois le centre des structures est marqué par une alternance de laves en dalle et drapées dont les limites entre faciès souvent linéaires sur de longues distances sont aussi parallèles à la direction de l'écoulement. De manière générale, ces laves se drapent progressivement vers les bordures ou au niveau des piliers.



coulées d'inflation

Figure V-5 : Vues 2D de coulées d'inflations à partir des données à 1 m de résolution. A/ Carte bathymétrique; B/ A partir de la carte des pentes, les fronts de coulées et dépressions sont bien distincts (en bleu clair et vert); C/ La réflectivité permet uniquement de distinguer les fronts de coulées (zone d'ombre).

1.2.2. Coulées d'inflation en nappe

Les coulées d'inflation en nappe sont bien identifiables sur les données micro-bathymétriques et sur les cartes des pentes. Les fronts de ces coulées sont caractérisés par les plus forts gradients de pente en dehors des structures tectoniques (jusqu'à 60°). Sur l'ensemble du plateau sommital 7% des terrains sont constitués de coulées d'inflation en nappe. Elles sont généralement localisées au sommet des coulées de laves en coussin (~85% des coulées d'inflation). Plus rarement elles sont localisées au sein de laves lobées (~13%) ou sur des terrains indifférenciés (2%).

Ces coulées constituées de laves en nappe (en dalle ou drapées) ont des hauteurs variant de 0,5 à 18 m. Leurs fronts sont constitués de laves en dalle basculées de 15° à 60°, avec un pendage moyen à 30° (Figure V-7-A) ou plus rarement de laves bréchifiées. Au sommet, les fronts sont marqués par la présence de fissures sommitales parallèles aux fronts inclinés (Figure V-6). Elles peuvent atteindre plusieurs mètres de large et excéder 1,5 m de profondeur.

L'analyse statistique de ces coulées montre que globalement les coulées s'allongent préférentiellement dans une direction plutôt qu'une autre (Figure V-7-B). Cette allongement est généralement parallèle à la direction de la coulée sous-jacente et donc à la pente locale, ou est liée à la présence de structures, tels que des failles qui canalisent la coulée (exemple des fossés sommitaux).



Figure V-7 : Analyse statistique des coulées d'inflation en nappe. A/ Diagramme de fréquence des pentes des fronts des coulées. Le pendage moyen est d'environ 30°; B/ Rapport largeur/longueur des coulées.

Nous distinguons trois types de coulées d'inflation en nappe en fonction de leur morphologie (largeur, longueur, hauteur) : les tumuli, les rides et les plateaux. Le rapport de la hauteur sur la surface de la coulée (Figure V-7-C) permet clairement de distinguer entre les rides et les plateaux. En effet, bien que tous deux aient une distribution du rapport hauteur/surface en loi de puissance, les rides sont caractérisées par des rapports hauteur/surface plus élevés que les plateaux.

Enfin, l'ensemble des coulées d'inflation en nappe s'est mis en place sur des terrains



Figure V-6: Fissures sommitales aux fronts des coulés d'inflation en nappe. A/ Carte microbathymétrique illustrant la présence de fissure aux fronts de coulées formant un plateau. Le profil bathymétrique localise ses fissures qui crées des dépressions de plus d'1 mètre sur les fronts de la coulée ; B, C et D/ Photos acquises lors des plongées Nautile, montrant les flancs des coulées fissurés.

subhorizontaux, souvent inférieurs à 1°, mais pouvant atteindre 1,9°. Il semble que plus la coulée a une surface importante, plus le plancher de mise en place a un faible pendage (Figure V-7-D).

Les **tumuli** correspondent à 39% des coulées d'inflation en nappe observées (Figure V-8). Ce sont les plus petites structures d'inflation observées. Ils sont caractérisés par des diamètres inférieurs à 150 m et des hauteurs n'excédant pas 10 m. Leur sommet est constitué d'une dalle subhorizontale entièrement fragmentée ou plane (Photos D et B, figures V-6 et V-8, respectivement). Ce sont souvent des structures isolées, localisées sur les fronts des coulées de laves lobées constitués de laves en coussin. Les tumuli localisés dans le fossé sommital sont parfois alignés suivant une direction parallèle au fossé. Ces alignements suggèrent que ces structures se mettent en place à l'aplomb d'une zone de lave plus fluide sous la croûte solidifiée ou d'un dyke d'alimentation, confirmant les observations de coulées similaires mises en place à terre [e.g., *Walker*, 1991; *Rossi et Gudmundsson*, 1996; *Anderson et al.*, 1999, 2000, 2012]. Ces structures sont systématiquement situées sur des pentes inférieures à 2°.



Figure V-8 : Caractéristiques morphologique des tumuli. A/ Vue micro-bathymétrique 3D. Le profil bathymétrique en bas à droite est tracé avec une exagération verticale de 2 ; B, C, et D/ Photos acquises lors des plongées Nautile, montrant respectivement le sommet, le flanc et une vue d'ensemble d'un tumulus.

Les **rides** correspondent également à 39% des coulées d'inflation en nappe observées. Ce sont des structures allongées dont la largeur est inférieure à 150 m et la longueur supérieure à 2,5 fois la largeur. Elles atteignent 1800 m de long et 18 m de haut. L'allongement de ces structures se fait dans l'axe de la coulée ou parallèlement au fossé sommital, suggérant que ces laves se mettent



Figure V-9 : Carte micro-bathymétrique d'une coulée d'inflation formant une ride, localisée dans le fossé sommital. Le sommet de la ride est parcouru par plusieurs fissures.

systématiquement en place à l'aplomb du conduit d'alimentation de la coulée. Leur sommet est parcouru par une ou plusieurs fissures parallèles aux flancs inclinés (Figure V-9). Comme les tumuli, les rides sont situées sur des pentes allant jusqu'à 2°.

Les plateaux constituent 22% des coulées d'inflation en nappe. Ils ont un diamètre supérieur à 150 m pouvant atteindre 1 km et mesurent jusqu'à 11 m de haut. Ils se mettent en place sur des pentes strictement inférieures à 1° (inférieure à 0,4° pour les plateaux les plus étendus, excédant 40 000 m). Leurs fronts sont irréguliers, souvent dentelés (succession de bordures concaves et convexes). Au sein de ces coulées, des structures circulaires aux bords abrupts de même pendage que les fronts et dont la profondeur est équivalente à la hauteur de la coulée, apparaissent comme des fenêtres sur le plancher sous-jacent (Figure V-10-B). Localement, lorsque la pression exercée par la lave sur le front devient trop importante, celui-ci rompt entrainant la vidange de la coulée qui s'affaisse. La lave se met en place plus loin et forme parfois un nouveau plateau qui s'imbrique dans le ou les plateaux préexistant (Figure V-10-B). La frontière entre deux plateaux est étroite (ici ≤ 20 m) et constituée de laves en coussin (Figure V-10, profil P3). On peut alors distinguer deux types de plateaux : 1/ les plateaux subhorizontaux, à surface plane, dont le centre est constitué de laves en dalles localement drapées (Figures V-10-B, -D et profil P3); 2/ les plateaux défléchis dont le centre est généralement constitué de laves drapées, parfois bréchifiées (Figure V-10-C). Ces plateaux défléchis sont soit légèrement affaissés (~0,5 m par rapport aux fronts) (Figure V-10-B et profil P2) ou complètement évidés (Figures V-10-A et profil P1), la hauteur au centre de la coulée est alors équivalente à celle du plancher adjacent (affaissement jusqu'à 10 m). Leurs fronts apparaissent comme des bourrelets proéminents, nommés « levées », de 7 à 100 m de large, et atteignant 10 m de haut. Les levées les plus étroites bordent les coulées dont le centre est intégralement évidé.



Figure V-10: Caractéristiques morphologiques des coulées d'inflations formant des plateaux : A et B/ carte micro-bathymétrique d'un plateau évidé (A), défléchi ou sub-horizontal (B) ; C et D/ Photos acquises lors des plongées Nautile, montrant respectivement les laves drapées et en dalles constituant le plateau des coulées. Les profils bathymétriques P1, P2 et P3 sont réalisés à la même échelle, au niveau d'un plateau évidé, défléchi et subhorizontal, respectivement.

1.3. Les laves en coussin

Les laves en coussin sont présentes sous forme sphérique ou cylindrique (cf. Chapitre IV). Elles sont localisées aux fronts des coulées de laves lobées (cf. plongée 13), ou forment des coulées subcirculaires par l'accumulation de coussin. Ils sont identifiables sur les données microbathymétriques (Figure V-12-A) et sur les cartes des pentes (Figure V-12-B). En effet, leurs fronts correspondent à d'importantes variations de profondeur, et des gradients de pente de 2° à 22°.

Le long du segment 16°N, les édifices formés par les laves en coussin sont caractérisés par des diamètres et des hauteurs atteignant 3000 m et 70 m, respectivement. Ces édifices sont globalement plus larges que ceux mesurés à l'axe de la dorsale intermédiaire Juan de Fuca et à l'axe de la dorsale Médio-Atlantique (45°N), où ils n'excèdent pas 400 et 350 m, respectivement [*Yeo et al.*, 2012, 2013]. Leur hauteur est plus similaire voire plus faible à diamètre équivalent à ceux du segment Co-Axial [*Yeo et al.*, 2013] suggérant que ces édifices tendent à s'étaler plus qu'à s'élever, probablement en raison de la rhéologie des laves ou du taux d'extrusion.



Figure V-12 : Vues 2D de différentes coulées de laves en coussin à partir de données à 1 m de résolution : A/ Carte bathymétrique d'un édifice constitué de larges monticules de laves en coussin (> 300 m) et affecté par des structures d'effondrement (< 150 m de diamètre) ; B/ Carte des pentes de la région A. Les fronts de coulées sont caractérisés par des pentes de 5° à 30° ; C/ Carte bathymétrique d'édifices volcaniques constitués de laves en coussin (< 200 m de diamètre) ; D/ Carte des pentes de la région C.



Figure V-11 : Dimensions des édifices de laves en coussin. Le diagramme représente la hauteur en fonction du diamètre des édifices du segment 45°N de la dorsale médio-Atlantique (en gris), de plusieurs segments de la dorsale Juan de Fuca (dans les tons orangers) et du segment 16°N de la dorsale Est-Pacifique (en vert). Pour faciliter la lecture du graphique les abscisses sont affectées par un changement d'échelle à 500 m.

Les observations ont permis de distinguer entre trois types d'édifices de laves en coussin (Figure V-13) en fonction de leur diamètre, leur hauteur et le pendage de leurs fronts et de leur distance maximale au point d'éruption. Le type 1 correspond aux monticules isolés. Le type 2 correspond aux monticules agglomérés et le type 3 aux coulées d'inflation en coussin (Figure V-12-C et –D). Les types 2 et 3 correspondent aux différentes coulées distinguées par *Chadwick et al.* [2013].



Figure V-13 : Caractéristiques morphologiques des édifices de laves en coussin. On distingue trois types d'édifice : le type 1 correspond aux monticules isolés, le type 2 aux monticules agglomérés, et le type 3 aux coulée d'inflation en coussi. A/ Rapport hauteur sur diamètre des édifices ; B/ rapport Pendafes des fronts sur la hauteur des édifices.

1.3.1. Les monticules isolés

Les monticules isolés sont les plus petites structures mesurées. Ils mesurent 50 à 400 mètres de diamètre et 2 à 40 m de haut (Figure V-13). Ces monticules ont des fronts dont les pendages varient de 5° pour les plus petits édifices à près de 25° pour les plus importants. Ils sont soit alignés sur une fissure éruptive ou à l'axe des fossés sommitaux qui les démembrent localement, soit isolés sur le plateau sommital suggérant que ces structures peuvent provenir de sources ponctuelles extérieures aux fossés.

1.3.2. Les monticules agglomérés de laves en coussin

Les monticules agglomérés de laves en coussin sont formés par l'accumulation verticale de coussins. Ils sont constitués de la superposition de petits monticules (type 1) dont les diamètres et les hauteurs n'excèdent pas 400 m et 40 m respectivement. Sur le segment 16°N, ils sont caractérisés par des diamètres compris entre 200 et 1650 m et des hauteurs comprises entre 20 et 65 m (Figure V-13). Leurs fronts ont des pendages toujours supérieurs à 10° atteignant 22° au maximum. Ces monticules sont localisés sur des fissures éruptives, sont démembrés par des ASTs, ou forme des monts isolés possiblement issus d'éruptions ponctuelles hors axe (Figure V-12-C et –D). Nos observations suggèrent que leur distance maximum au point d'éruption est de 1300 m, probablement en raison du faible taux d'extrusion et/ou de la forte viscosité des laves.

1.3.3. Les coulées d'inflation en coussin

Les coulées d'inflation en coussin peuvent être subcirculaires, ou sont parfois formées de plusieurs digitations. Leur diamètre est généralement supérieur à 500 m, et excède 3000 m pour la coulée la plus large (Figure V-13). Leur hauteur est généralement comprise entre 5 et 20 m, et n'excède pas 30 m. Ces hauteurs sont cohérentes avec les observations de *Chadwick et al.* [2013] qui estiment que ces coulées ont des hauteurs comprises entre 10 et 30 m. Les fronts de ces coulées ont toujours une pente comprise entre 1,8° et 10°, plus douce que celle des monticules de laves en coussin.

Les sommets de ces coulées sont caractérisés par des variations de pentes inférieures à 8° et sont parfois affectés par des structures d'effondrement (15 à 200 m de diamètre et 4 à 25 m de profondeur) aux bords abrupts (20° à 60°), ou surplombés de laves d'inflation en nappe. Les observations des plongées Nautile montrent que le centre de ces coulées est constitué d'une association de laves en cousin et de laves lobées. Ces laves ont des lobes plus courts, moins aplatis et moins affectés que ceux des laves lobées types suggérant qu'au centre des coulées d'inflation en coussin, les laves forment un faciès intermédiaire entre les laves lobées et les laves en coussin. Ces coulées se mettent en place sur une distance atteignant 2500 m à partir de leur point d'extrusion, soit environ le double de la distance mesurée pour les monticules agglomérés de laves en coussin.

2. Structuration du plateau sommital et segmentation de l'axe

Les données micro-bathymétriques permettent clairement d'identifier le fossé sommital (AST, Axial Summit Trough) (Figure V-15). Le plateau sommital est parcouru par un ou deux ASTs contigus et discontinus. La position des ASTs est numérisée de façon à tracer des profils perpendiculaires à ceux-ci espacés de 10 m. Au total, 5399 profils de 1200 m de long ont été réalisés. Sur chaque profil, nous avons numérisé le sommet des failles bordières de l'AST et le point le plus profond des ASTs (Figure V-14). Ces pointés permettent de reporter le long de l'axe la profondeur du plateau sommital à proximité des ASTs (calculée comme la moyenne des profondeurs des deux épaules de l'AST), la largeur et la profondeur maximale de l'AST.



Figure V-14 : Illustration de la méthode de mesure de la géométrie de l'AST et de la profondeur du plancher adjacent. Les pointés sont localisés en rouge et les paramètres calculés sont indiqués en noir.




Nous identifions 12 segments d'AST, distincts par des décalages latéraux supérieurs à 50 m, des changements d'orientation supérieurs à 3°, des approfondissements de 35 à 70 m et/ou des variations de largeur de l'AST supérieurs à 150 m. Les ASTs 1 et 10 ne sont pas intégralement couverts par les données micro-bathymétriques. Leur longueur n'est donc pas prise en compte dans le reste de cette étude.

Latitude des discontinuités	15°37'N	15°40,2'N	15°41'N	15°42,8'N	15°43,2'N	15°44,8'N	15°45,5'N	15°48'N	15°51'N	15°52'N
Approfondissement du plancher adjacent aux ASTs	35	non	non	non	non	non	non	70	65	non
Décalage latéral entre ASTs (m)	600	150	400	110	70	180	220	280	370	150
Variation de largeur entre ASTs (m)	150	30	300	40	35	40	950	500	400	10
Variation de l'orientation entre	4°	1°	2°	0	0	2°	2°	1°	5°	0

Tableau V-1 : Caractéristiques des discontinuités entre les ASTs entre 15°36'N et 15°53'N (approfondissement du plancher, décalages latéraux, changement de largeur et d'orientation des ASTs)

2.1. Variation le long de l'axe de la profondeur du plancher adjacent aux ASTs

A proximité des ASTs, la profondeur du plateau varie de -2335 à -2265 m (Figure V-16-A). Ces profondeurs sont reportées sur un profil Nord-Sud, nous permettant de localiser des zones d'approfondissement du plancher sommital de 35 m, 70 m et 65 m à 15°37'N, 15°48'N et 15°51'N, respectivement. Ces régions où le plateau sommital est le plus profond correspondent à des discontinuités de la lentille magmatique (AMC, Axial Magmatic Chamber) mises en évidence par *Carbotte et al. [2000].* En effet, à 15°37'N, ces auteurs identifient une limite entre un réflecteur du toit de l'AMC bien marqué au Nord et peu marqué au Sud, et entre 15°48'N et 15°51'N, le réflecteur disparaît.

2.2. Variation le long de l'axe de la morphologie et de l'orientation de l'AST

Les 12 ASTs définies par les discontinuités sont nommés AST 1 à AST 12. Ils mesurent 1,1 à 9 km de long. Leur profondeur varie de 0,5 à 42 m par rapport au plancher adjacent (Figure V-16-C et Tableau V-2), mais est généralement inférieure à 10 m, excepté les ASTs 3, 4 et 10. Leur largeur varie de 8 à 1100 m (Figure V-16-D et Tableau V-2), mais est généralement inférieure à 150 m. Les ASTs 3 et 4, les plus larges (> 300 m de large), sont constitués d'un ensemble de grabens étroits (< 130 m de large) linéaires et parallèles, non identifiables les uns par rapport aux autres.

n°	Longueur (m)	Orientation	Profondeur (m)	Largeur (m)	AST étroit (<150 m)	AST large (> 150 m)	% de la longueur de l'AST en recouvrement	N° des ASTs adjacents
1	1900	N170°E	1 – 19	13 – 125	Х		35	2
2	1450	N170°E	0,5 – 12	22 – 111	Х		70	1;3
3	6500	N175°E	0,5 – 42	39 – 689		Х	17	2;4
4	4330	N174°E	0,5 – 15	280 - 1100		Х	68	3;5
5	4500	N172°E	0,5 – 19	13 – 199	Х		100	4 ; 11
6	3020	N172°E	1 – 18	24 – 158	Х		100	11
7	1150	N172°E	2,5 – 14	30 – 112	Х		100	11
8	4670	N174°E	0,5 – 15	17 – 151	Х		100	11
9	1680	N173°E	1 – 9	39 – 118	Х		100	12
10	7100	N170°E	0,5 – 21	66 – 333		entre 15°44'N et 15°41'N	77	12
11	8910	N171°E	0,5 – 13	8 - 464		Х	100	5;6;7; 8
12	9080	N166°E – N169°E	0,5 – 12	20 – 195	х		100	9;10

Tableau V-2 : Caractéristiques des AST (largeur, longueur, profondeur, orientation) basées sur les données micro-bathymétriques et l'utilisation de profils bathymétriques perpendiculaires.

Ces ASTs sont orientés N166°E à N175°E (Figure V-15). Deux ASTs contigus peuvent être marqués par des orientations très contrastées (ex. N166°E pour l'AST 12 et N173°E pour l'AST 9). Le long de l'axe, les ASTs peuvent être orientés N172°E (AST5), puis N175°E (AST 3) et enfin N170°E (AST 1 ou 2). Enfin, les ASTs ne sont pas systématiquement linéaires et des variations atteignant 3° (ex. AST 12) sont observées à l'approche de discontinuités majeures.

2.3. Distribution des AST le long de l'axe

Ces variations de la géométrie et de l'orientation des ASTs permettent de diviser le plancher sommital en segments et sous-segments en fonction des discontinuités axiales. Dans cette étude : les segments (notés A à F) sont séparés par des décalages latéraux excédant 200 m, et/ou des élargissements de l'AST excédant 150 m ; les sous-segments (nommés A1, A2...) sont séparés par des décalages latéraux de moindre importance (< 200 m) ou correspondent à des virgations de l'axe de inférieur à 2°.

Enfin, le plancher sommital est souvent parcouru par deux ASTs contigus, notamment entre 15°36'N et 15°47'N, où deux ASTs sont contigus sur une distance atteignant 20 km. Ces ASTs sont distants de 300 à 800 m de centre à centre d'AST. Parfois l'un des ASTs atteint 2 à 3 fois la largeur de l'AST voisin suggérant des stades d'évolution différents.



Figure V-16 : Variation le long de l'axe de la morphologie des ASTs entre 15°36'N et 15°53'N. Les segments (A à F) et sous segments (A1, A2, ...) définis lors de cette étude sont reportés en gris. Le code couleur est le même pour les A, B, C, D et pour la figure V-15 ; Les régions correspondant à des changements majeurs sur les figures B, C, D sont soulignées par une flèche noire : A/ Carte micro-bathymétrique avec la localisation des ASTs ; B/ Variation de la profondeur du plancher adjacent aux ASTs ; C/ Variation le long de l'axe de la profondeur des ASTs ; D/ Variation de la largeur des ASTs.

3. Analyse tectonique

Les structures tectoniques cartographiées sous ARCGIS ont été classées en deux catégories : failles et fissures. Nous analysons l'orientation et la géométrie des structures, c'est-à-dire la longueur, le rejet vertical et le pendage des failles et la longueur, la largeur et la profondeur des fissures :

• La **longueur** de ces structures est mesurée de pointe à pointe. Dans l'étude statistique, seule la longueur des structures cartographiées intégralement est prise en compte.

• Les failles présentant parfois des courbures, l'orientation n'est pas mesurée directement entre

les deux extrémités afin de réduire l'erreur de la mesure. Chaque faille est divisée en segments droits dont l'orientation est calculée. L'orientation de chaque faille correspond à une moyenne pondérée de ces orientations.

• Le **rejet vertical** est mesuré du bas du pied de pente au sommet de la faille, en tenant compte des processus d'éboulement pouvant affecter ces structures (Figure V-17).

• Le **pendage** tient également compte des processus d'éboulement. La valeur retenue est la valeur la plus élevée mesurée sur le plan de faille. Ces valeurs sont des pendages apparents souvent sous-estimés par rapport au pendage réel de la faille en raison notamment de présence d'éboulis, ou de coulées sur le plan de faille. [*Carbotte et al.*, 2003]



Figure V-17 : Schéma illustrant la méthode de mesure du pendage d'une faille et son rejet maximal (H) lors de cette étude. Modifié d'après Carbotte et al. [2003].

• La **profondeur** des fissures est également souvent sous-estimée, car à l'acquisition les filtres automatiques du sondeur multifaisceaux ont tendance à invalider les sondes présentant des valeurs trop différentes des voisines, donc celles marquant le fond de ces structures souvent étroites. Les fissures dont la profondeur est inférieure à ~0,5 m n'ont pas été prises en compte lors de cette étude, ces structures pouvant parfois être confondues avec des artéfacts dans les données.

• La **largeur** des fissures est mesurée d'un bord à l'autre, là où la fissure est la plus large. Les fissures dont la largeur est inférieure à 3 m n'ont pas été prises en compte lors de cette étude, puisqu'elles se situent à la limite de résolution des données.

Dans la zone d'étude, le plancher est affecté par 657 structures tectoniques (573 failles, 21 failles ouvertes et 64 fissures) (Figure V-18). Seules les 585 structures intégralement cartographiées sont prises en compte pour l'analyse des dimensions. Le plancher n'est pas uniforme : certaines régions sont vierges de toute structure alors que d'autres sont très structurées (jusqu'à 33 failles par km , Figure V-20). De manière générale, les failles et fissures se concentrent préférentiellement à proximité des fossés sommitaux (AST) ou au niveau des épaules du plateau axial (Figure V-18).

La distribution des failles et fissures est variable le long de l'axe. Les surfaces des six zones définies sur la base de la segmentation de l'AST (cf. Chapitre V-2 et Figure V-18) sont contrastées de 5,53 km (segment F) à 39,34 km (segment D) et ne permettent pas de comparer le nombre de failles et fissures par zone. En effet, bien que la zone 4 soit affectée par le plus grand nombre de structures tectoniques (~180 failles, 10 failles ouvertes et 20 fissures, Tableau V-3), la densité moyenne des failles dans cette région est clairement parmi les plus faibles (4,5 failles/km contre 9,4 failles/km dans la zone 3, Tableau V-3).













L'analyse de la densité des structures et de leur distribution perpendiculairement à l'axe permet cependant de discriminer quatre régions (nommées régions 1 à 4, Figure V-18) dont trois coïncident avec les zones définies à partir de la segmentation de l'AST. Les régions 1, 2 et 3 correspondent aux segments A, B et C, respectivement. Les régions 2 et 3 sont celles marquées par la plus grande densité de structures tectoniques, qui atteint son maximum dans la région 3 (Figure V-20). Dans la région 4, la densité des structures tectoniques est plus faible, et les segments D, E et F ne peuvent être discriminés à partir de leur répartition.

	nombre de failles	nombre de failles ouvertes	nombre de fissures	surface de la zone (km²)	failles par km²	failles ouvertes par km²	fissures par km²
Segment A	40	1	2	6,94	5,8	0,1	0,3
Segment B	88	9	16	16,63	5,3	0,5	1,0
Segment C	155	2	15	16,43	9,4	0,1	0,9
Segment D	178	6	20	39,34	4,5	0,2	0,5
Segment E	74	3	11	16,72	4,4	0,2	0,7
Segment F	38	0	0	5,53	6,9	0,0	0,0

Tableau V-3 : Nombre de failles, failles ouvertes et fissures par zone et par km².



Figure V-21 : Fréquence des structures tectoniques par type (failles (en noir), failles ouvertes (en orange) et fissures (en blanc)) et par zone : A/ Nombre de structure par zone, B/ Nombre de structure pondéré par la surface de chaque zone.

3.1. Orientation des structures tectoniques

Les failles et fissures sont orientées N144°E à N197°E, avec une orientation moyenne N171°E (Figure V-22). Sur le plateau leur orientation varie de N154°E à N186°E. Il existe peu de variation d'une zone à l'autre (Figure V-23), les orientations moyennes de chaque zone varient en effet de 3° maximum (de N170,5°E à N173,8°E). L'orientation moyenne des failles est légèrement oblique par rapport à l'orientation des ASTs (5° maximum dans la zone 6), expliquant la distribution en échelon des structures tectoniques.



Figure V-22 : Diagramme en rose des azimuts des 585 structures tectoniques de la zone d'étude. La ligne rouge marque l'axe d'orientation principal de ces structures (N171°E).

Les épaules bordant le plateau axial sont caractérisées par une gamme d'orientations plus large (N144°E à N197°E) avec des orientations moyennes parfois très différentes de celles des structures affectant le plateau. Par exemple, dans la zone 4 les structures affectant les épaules sont en moyenne orientées N181,5°E, alors que celles affectant le plancher sont orientées N173°E. L'étude de l'orientation sur les épaules montre également que les failles et fissures sont disposées en arc de cercle de part et d'autre de la partie centrale du plateau sommital. Au Nord-Ouest et au Sud-Est, ces structures sont généralement caractérisées par des orientations comprises entre N144°E et N175°N, alors qu'au Nord-Est et au Sud-Ouest elles sont comprises entre N175°E et N197°E.



Figure V-23 : Diagrammes des fréquences des orientations des structures tectoniques par zones. La fréquence est calculée pour des intervalles de 1°. Les structures sur le plateau sommital sont indiquées en noir, celles des épaules en gris. Les orientations moyennes (O. moyenne) des failles sont indiquées dans l'encadré en haut à gauche pour chaque zone et l'orientation des ASTs (O. AST) est indiquée à droit au-dessus de chaque graphe)



3.2. Analyse morphologique des failles

Figure V-24: Diagrammes des fréquences des rejets verticaux des failles par zones. La fréquence est calculée pour des intervalles de 2 m. Les structures sur le plateau sommital sont indiquées en noir, celles des épaules en gris. Les failles structurant les épaules sont caractérisées par les rejets verticaux les plus importants. Sur le plateau se sont les failles de la zone 2 qui présentent les rejets verticaux les plus élevés.

3.2.1. Distribution du rejet vertical

Les failles sont caractérisées par des rejets verticaux de 1 à 80 m. Sur le plateau sommital les rejets n'excédent généralement pas 20 m, excepté dans la zone 2 où elles atteignent 47 m (Figure V-24). Enfin, les failles structurant les épaules dans la zone 4 sont caractérisées par les rejets verticaux les plus élevés (jusqu'à 50 m). Il existe globalement peu de variations d'une zone à l'autre (Figure V-24).

Une des méthodes utilisées pour caractériser une population de failles est de représenter le rejet vertical sous la forme de fréquence cumulée. Les études antérieures montrent en effet que la distribution de la fréquence cumulée de certaines dimensions comme la longueur des failles, le rejet vertical et l'espacement entre les failles varie d'une population de failles à une autre. Elle suit une loi de puissance ou une exponentielle. Cette distribution est une indication sur le stade de formation ou développement des structures tectoniques (cf. Chapitre I.6.2) ainsi que sur la structure de la lithosphère.

Les diagrammes linéaire-log et log-log (Figures V-25-A et -B, respectivement) montrent que la population de 503 failles (avec des rejets verticaux variant de 1 à 50 m) utilisée pour ces statistiques

suit une distribution exponentielle qui caractérise bien les failles à l'axe des dorsales rapides [e.g., *Cowie et al.*, 1993; *Carbotte et Macdonald*, 1994; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001]. L'équation qui caractérise ces points s'écrit: $y = 647,5e^{-0,1675x}$ avec un coefficient de corrélation de 0,9943. En détail, les failles dont le rejet est inférieur à 30 m suivent parfaitement cette loi de distribution. Au-delà de 30 m, le nombre d'individus pour un rejet donné est supérieur à ce qui est prédit par la courbe. Ces valeurs extrêmes suivraient plus probablement une distribution en loi de puissance, suggérant que ces failles sont plus développées.

Nous avons réalisé cette étude en distinguant : 1/ les failles à pendage Ouest de celles à



Figure V-25 : Log-linéaire (A) et log-log (B) de la fréquence cumulée du rejet vertical maximal des 503 failles avec N (nombre) $\geq R$ (rejet vertical). La courbe de régression exponentielle est indiquée.

pendage Est (Figure V-26-A et –B), 2/ les failles à regard interne (tournée vers les ASTs) de celles à regard externe (Figure V-26-C et –D) et 3/ les failles présentes sur le plateau de celles localisées sur les épaules (Figure V-26-E et –F).

L'analyse statistique montre qu'il y a environ autant de failles à pendage Est et Ouest (Figure V-26-A et –B). Les failles à pendage Est ont des rejets verticaux légèrement plus élevés (jusqu'à 50 m pour les failles à pendage Est contre 35 m pour celles à regard Ouest). Les γ (-0,1743 pour les failles à pendage Est et -0,1597 pour celles à pendage Ouest), relativement proches, ne permettent pas de distinguer deux populations de failles différentes.

Les failles à regard interne sont bien plus nombreuses que celles à regard externe (Figure V-19). Elles représentent 86% des failles mesurées. Cela s'explique facilement par la localisation des failles qui sont généralement associées aux ASTs et donc tournées vers les ASTs. Les rejets verticaux et les γ entre les failles internes et externes sont équivalents, ne permettent pas de distinguer deux populations de failles (Figure V-26-C et –D). Ces observations suggèrent que la déformation à l'axe est plus accommodée par les failles internes que les failles à regard externe, en accord avec ce qui est observé sur d'autres segments. Cependant, cette accommodation se fait via la formation d'un plus grand nombre de failles internes et non via le développement de rejets plus importants comme observé sur la dorsale Explorer [*Deschamps et al.*, 2007].

Enfin, les failles localisées sur les épaules sont beaucoup moins nombreuses que celles présentes sur le plateau (54 et 449 failles, respectivement) (Figure V-26-E et –F). Cette différence est due à la faible surface d'épaule cartographiée (~3,5 km contre 98 km sur le plateau) puisque les épaules apparaissent comme fortement structurées (Figure V-18). Les failles de ces deux régions apparaissent comme des populations de failles distinctes, avec des γ très contrastés (-0,1162 sur les épaules et -0,1755 sur le plateau). Cette différence est confirmée par les orientations des failles parfois très contrastées entre ces régions. Cette variation ne serait pas spécialement induite par un changement de la direction d'expansion, mais plutôt à la nature des terrains structuré, puisque les épaules correspondent aux vestiges d'un ancien édifice volcanique.



Figure V-26 : Log-linéaire (à gauche) et log-log (à droite) de la fréquence cumulée du rejet vertical maximal des failles avec N (nombre) $\geq R$ (rejet vertical). La courbe de régression exponentielle est indiquée. A/ et B/ fréquence cumulée des rejets verticaux des failles à pendages Ouest (en bleu) et Est (en rouge) ; C/ et D/ fréquence cumulée des rejets verticaux des failles à regard interne (en noir) et externe (en gris) ; E/ et F/ fréquence cumulée des rejets verticaux des failles structurant le plateau sommital (en noir) et les épaules du dôme (en gris).

3.2.2. *Relation rejet vertical – longueur*

Les failles mesurées ont des rapports rejets vertical (d) sur longueur (L) relativement proportionnels en accord avec les observations des systèmes de failles terrestres et marins (cf. Chapitre I.6.2). Les rejets verticaux les plus importants sont associés à des failles plus longues. Sur le segment 16°N, le rapport d/L moyen est de 0,0049 (Figure V-27). Les failles localisées sur le plateau sont caractérisées par un rapport d/L beaucoup plus faible que celui des épaules (0,0047 et 0,0268 respectivement (Figure V-27)) confirmant la présence de deux populations de failles distinctes révélées par l'analyse des rejets verticaux. Le rapport d/L mesuré sur le plateau, est très en deçà de celui des grands systèmes de failles terrestres (0,03 [*Sclische et al.*, 1996]). Il est cependant cohérent avec ceux calculés à l'axe des dorsales rapides (0,004 à 3,5°S et 0,006 à 9°N [*Bohnentiehl et Kleinrock.*, 2000]). Sur les épaules le rapport d/L est plus proche de celui des grands systèmes de failles terrestres et de ceux calculés à l'axe des dorsales lentes (ex. 0,0274 à Lucky Strike [*Le Saout et* al., 2011]).



Figure V-27 : Longueur de faille (L) versus rejet vertical (d). La ligne grise correspond à la droite pour un d/L de 0,03. Le rapport d/L est de 0,0268 pour les failles structurant les épaules (en rouge), mais est beaucoup plus faible (~0,0047) pour celles du plateau (en noir).

Les rapports d/L ont été calculés pour chaque zone en distinguant les failles du plateau de celles des épaules (Figure V-28). Les valeurs rapports d/L présentées ci-dessous ne tiennent pas



Figure V-28 : Longueur de faille (L) versus rejet vertical (d) pour chaque zone. La ligne grise correspond à la droite pour un d/L de 0,03. Les failles sur le plateau sont matérialisées par un point noir celles des épaules par un cercle gris.

compte des failles structurant les épaules. Ces rapports varient de 0,0013 (segment E) à 0,0104 (segment B). Ces rapports distinguent clairement trois groupes de failles. Dans les zones les plus étendues (segments D et E), les failles ont les rapports les plus faibles (0,0022 et 0,0013, respectivement (Figure V-28).). Ainsi, les failles de ces segments s'allongeraient plus facilement par connexion sans développement de rejet vertical. Une autre possibilité est que leur rejet vertical est sous-estimé en raison de coulées postérieures venant masquer le pied de faille. Les failles des segments A, C et F ont des rapports intermédiaires (0,0075, 0,0047, 0,0068 respectivement (Figure V-28)). Enfin, les failles du segment B ont les rapports les plus élevés (0,0104 (Figure V-28)) suggérant soit que ces failles sont plus matures que dans les autres segments, soit que leur rejet est moins affecté par la présence de coulées postérieures. Cette hypothèse est confirmée par les observations Nautile (plongée 25), où aucune coulée postérieure au plan de faille n'a été distinguée.

3.2.3. Relation longueur – segment de faille

Les failles de cette étude présentent souvent une forme incurvée, des zones de relais ou encore des extrémités abandonnées. Leur rejet vertical, sur l'ensemble de leur longueur, a alors un profil irrégulier. Ainsi, les régions, le long de la faille, caractérisées par une diminution du rejet vertical peuvent indiquer une zone de connexion entre failles [e.g., *Cowie*, 1998]. Elles peuvent également résulter de la présence de coulées postérieures à la faille venant ennoyer son pied (Figure V-29) [e.g., *Deschamps et al.*, 2007].

Sur l'ensemble de la zone d'étude, les failles ont des longueurs comprises entre 50 et 12 000 m. Les diagrammes représentant le nombre de segment pour une longueur de faille donnée (Figure V-30) montrent que de manière générale, plus les failles sont longues plus elles sont segmentées, confirmant les modèles suggérant que la croissance des failles se fait par connexion entre





Figure V-30 : Représentation de la longueur des failles en fonction du nombre de segments pour chaque zone. Les barres verticales correspondent à la gamme des longueurs de failles pour un nombre de segments donné, lorsque seul un trait horizontal est présent une seule faille a été mesurée. L'axe des ordonnées du segment E est marqué par un changement d'échelle, souligné par un double trait rouge, pour plus de lisibilité.

elles [*Cowie et al.*, 1994; *McAllister et Cann*, 1996; *Cowie*, 1998; *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 1999]. Notre analyse montre que jusqu'à environ 2000 m les failles peuvent être constituées d'un seul segment. Au-delà, elles sont toujours segmentées et peuvent être constituées de 16 segments pour la faille la plus longue (segment E Figure V-30). Cela suggèrerait que dans notre cas, les failles ne peuvent pas s'allonger au-delà de 2000 m sans se connecter aux failles voisines.

3.2.4. Distribution du pendage

Les failles de la zone d'étude sont caractérisées par des pendages maximum apparents de 20° à 87°, avec un maximum de failles entre 50° et 80°. Les observations par submersible montrent que les pendages les plus faibles sont souvent observés là où les plans de failles sont partiellement masqués par des laves postérieures ou synchrones à la formation des failles, ou là où des éboulis masquent totalement ou partiellement les plans de failles. A contrario, les pendages les plus élevées sont mesurés là où les failles sont clairement postérieures à l'activité volcanique (Figure V-31).



Figure V-31 : Illustration des plans de failles en fonction de leur pendage. A/ Plan de faille à fort pendage associée à une section nette de laves en coussin ; B/ Plan de faille à pendage partiellement recouvert de lave.



Figure V-32 : Diagrammes des fréquences des pendages maximum apparents des failles par zones. La fréquence est calculée pour des intervalles de 2°. Les structures sur le plateau sommital sont indiquées en noir, celles des épaules en gris. Les failles structurant les épaules sont caractérisées par les rejets verticaux les plus importants. Sur le plateau c'est le segment B qui présente les rejets verticaux les plus élevés.

Sur les épaules du plateau sommital et dans le segment B, les failles sont relativement abruptes. Leur pendage excède généralement 60° et les pendages moyens de ces régions sont compris entre 63,1° - 69,7° (Figure V-32). En dehors des failles structurant le segment B, les failles localisées sur le plateau ont des pendages moyens inférieurs à 60° (51,9 dans le segment F à 57,7° dans le segment C). Les variations dans les rejets verticaux entre le plateau et les épaules adjacentes confirment l'hypothèse que les failles de ces deux régions sont ici de deux populations différentes. Sur le plateau, le segment B est caractérisé par les plus forts pendages et associée à des rapports rejet/longueur également plus élevés que dans les autres zones. Les structures tectoniques de cette zone pourraient avoir une origine différente de celles des autres zones du plateau, ou l'absence d'activité volcanique récente, révélé par la plongée 25 (c.f. Chapitre IV), a permis aux failles de développer des rejets et des pendages plus importants.

3.3. Analyse morphologique des fissures

Sur l'ensemble de la zone d'étude seules 64 fissures ont pu être mesurées. Ces fissures sont longues de 100 à 3200 m mais excèdent rarement 1000m. Elles sont caractérisées par des largeurs de 3 à 10 m, et des profondeurs de 0,5 à 10 m.



Figure V-33 : A/ Diagramme de fréquence des longueurs des fissures. La fréquence est calculée pour des intervalles de 100 m. Les fissures sont généralement inférieures à 500 m de long. B/ Diagramme de fréquence des largeurs des fissures. La fréquence est calculée pour des intervalles de 1 m. Les fissures mesures généralement 5 à 10 m de large. C/ Diagramme de fréquence des profondeurs des fissures. La fréquence est calculée pour des intervalles de sont généralement inférieures à 3 m de profondeur.

Les profondeurs mesurées sont largement sous-estimées, notamment en raison de la faible largeur des structures qui ne permet pas le réfléchissement complet du signal lors de l'acquisition. *Wright et al.* [1995] estiment que la profondeur absolue de pénétration des fissures (Z) est égale au produit de la demi-largeur de la fissure par la rigidité élastique de la roche divisé par le tenseur de contrainte au moment de la formation de la fissure :

$$Z = \frac{(G/(1-\nu))(w/2)}{\sigma}$$
(V-1)

où w est la largeur de la fissure mesurée, G (3400±1000 MPa) est le module de cisaillement du basalte, v (0,43) est le coefficient de Poisson et σ (30±10 MPa) est la contrainte. Les constantes utilisées ici sont celles employées par *Wright et al.* [1995], *Bohnenstiehl et Kleinrock* [2000] et *Deschamps et al.* [2007] pour estimer la profondeur des fissures sur les dorsales Est-Pacifique, médio-Atlantique et Explorer, respectivement.

Dans notre zone d'étude, la profondeur des fissures n'excéderait pas 965 m. En outre, comme la contrainte augmente avec la profondeur, la longueur des fissures devrait normalement être égale ou supérieure à leur profondeur [*Nur*, 1982]. Or, dans notre zone d'étude, les fissures les plus larges et qui d'après le modèle seraient les plus profondes (jusqu'à 965 m) n'excèdent pas 600 m de long. Les fissures les plus longues sont en effet caractérisées par des largeurs inférieures à 9 m. Ainsi en accord avec *Nur* [1982], la profondeur absolue de pénétration des fissures n'excéderait par 870 m pour le segment 16°N.

4. <u>Analyse morphologique et chronologie relative des évènements éruptifs et</u> <u>tectoniques</u>

L'analyse morphologique détaillée du segment est réalisée sur l'ensemble des données microbathymétriques, soit une surface d'environ 30 km sur 4 km. Cette surface est divisée en six zones, définies à partir de la segmentation du fossé sommital (Figure V-34) (cf. Chapitre V-2). Nous présenterons pour chaque zone les caractéristiques des formations qui la constituent, sous forme synthétique pour plus de clarté. Une lecture plus rapide de cette partie très descriptive peut être envisagée en ne lisant que les encadrés gris résumant les observations à la fin de chaque zone d'étude.



Figure V-34 : Carte micro-bathymétrique avec la localisation des six zones d'étude et des plongées Nautile.

4.1. Segment A



Figure V-35 : Carte micro-bathymétrique du segment A. Isocontours : 1 mètre, maitresses : 20 m. Le fossé sommital constitué des ASTs (Axial Summit Trough) 1, 2 et 3, est indiqué en tireté. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-38 et V-39 est indiquée en encadré noir.



Figure V-36 : Carte des pentes du segment A (résolution : 1 m). Le fossé sommital constitué des ASTs 1, 2 et 3, est indiqué en tireté.



Figure V-37 : Carte structurale et de chronologie relative du segment A. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-38 et V-39 est indiquée en encadré noir. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.

Le segment A, localisé entre 15°51'N et 15°52,83'N, est parcouru par un fossé sommital (AST, *Axial Summit Trough*), formé de trois fossés décalés les uns par rapport aux autres. Deux sont étroits : l'AST 1 (~90 m de large) et AST 2 (~50 m de large). Le troisième, l'AST 3, est large (~550 m) et se poursuit au Sud dans la zone 2 (Figures V-35 et V-36). Ces ASTs sont décalés de 150 m (ASTs 1 et 2) à 380 m (ASTs 2 et 3). Nous identifions six formations volcaniques principales (Figure V-37) :

• <u>Formation 1 : Laves lobées avec quelques laves en coussin (Figure V-38)</u>

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 750 m, largeur ≤ 150 m, profondeur ≤ 3 m) divergent à partir de l'AST 1. Ils sont localisés sur un plancher peu pentu (< 0,2°) \Rightarrow AST 1 source des coulées de laves lobées ?

 \circ Longueur des coulées : 500 à 1000 m

Monticule de laves en coussin (diamètre ~125 m) sur le plancher de l'AST 1 (étoile noire),
ennoyant partiellement les structures tectoniques. Il est localisé à proximité du point de départ des chenaux :

⇒ monticule postérieur à la formation ou réactivation de l'AST 1 ?



Figure V-38 : Carte micro-bathymétrique des formations volcaniques 1 et 2, dans une zone de relais entre les ASTs 1 et 2. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait, les failles bordant les ASTs par des tiretés et les sources des coulées par une étoile jaune. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-35 et V-37.

⇒ intrusion de dykes à l'origine des laves lobées et en coussin de la formation 1.

⇒ origine commune des laves lobées et en coussin avec changement de la rhéologie des laves (ex. viscosité ou taux d'extrusion). Les laves en coussin marquent la fin de l'éruption ?

o La coulée masque clairement l'AST 2 sur ~300 m de large puis le comble partiellement. Mais l'AST 2 coupe également cette coulée ⇒ La coulée est synchrone ou postérieure à la structuration de l'AST 2.

• Formation 2 : Laves lobées et quelques laves en coussin (Figure V-38)

○ Forte pente du plancher (~11°) (coulée mise en place sur le flanc Est du dôme).

 \circ Les failles (hauteur ≤ 10 m, pendage ≤ 55°, orientation ~N178°E) décalent verticalement les chenaux (longueur ≥ 400 m, largeur ~20m) \Rightarrow déformation postérieure à la mise en place de la formation 2.

o Faciès moins réflectifs que ceux de la formation 1 adjacente (pente et aspect morphologique



Figure V-39 : Carte micro-bathymétrique du Sud de la zone 1. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait, les failles bordant les ASTs par des tiretés blanc et la source possible des formations par une étoile jaune. Les autres failles ne sont pas indiquées. Les profils bathymétriques P1 et P2 sont indiqués par un trait noir. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-35 et V-37.

identiques) \Rightarrow formation 2 antérieure à la formation 1 ?

• Formation 3 (Figure V-39)

○ Les chenaux (largeur 20 à 50 m) s'initient au niveau d'un graben (largeur ~64 m, profondeur ~4 m, profil P2) localisé ~470 m à l'Ouest de l'AST 3 ⇒ graben source de la formation 3 ?

• Formation 4 : Laves en coussin (Figure V-39)

 \circ La formation est constituée de monticules (diamètre 75 à 300 m) agglomérés, symétriques par rapport à l'AST 3. Mais les monticules sont eux même démembrés par des failles et fissures (~N175°E, pendage 65°-85°) associées à l'AST 3 ⇔AST 3 source des laves et/ou lié à un épisode de déformation postérieur à la mise en place de la formation 4.

 ○ La formation comble partiellement le graben source de la formation 3. Les failles bordières de ce graben sont clairement effacées par cette formation ⇒ mise en place de la formation 4 postérieure à la formation 3 et au graben associé.

• Formation 5 : Laves lobées (Figure V-39)

 \circ Forte pente du plancher (~9°)

 \circ Les chenaux (longueur ≥ 800 m, largeur 20 à 40 m) contournent ou masquent partiellement les failles qui affectent la formation 2 (étoile rouge) \Rightarrow formation 5 postérieure à la formation 2.

 \circ L'origine des chenaux est masquée par la formation 4 (étoile noire) \Rightarrow formation 5 antérieure à la formation 4.

 \circ Faciès de la formation 5 moins réflectifs que la formation 1 (pente et aspect morphologique identiques) \Rightarrow formation 5 antérieure à la formation 1 ?

• Formation 6 : Laves lobées (Figure V-39)

Structures d'effondrement (longueur 250 à 500 m, largeur 10 à 50 m) allongées Nord-Sud (profil
P1)

 Les chenaux (longueur 200 à 350 m, largeur 15 à 25 m) divergent à partir d'un lac effondré allongé Nord-Sud dans l'axe de l'AST 3

 \Rightarrow le lac effondré se situerait à l'aplomb de la source des laves ?

 \Rightarrow la formation 6 comble partiellement l'AST 3. Elles seraient donc postérieures à la formation 4 (et donc aux formations 2, 3, 5).

 \circ La formation 6 comble partiellement la partie Nord du graben source des laves lobées de la formation 3 ⇒ la formation 6 est postérieure à la formation 3 et au graben associé.

 \circ Des édifices (diamètre ~70 m) isolés de laves en coussin, localisés dans l'AST 3 surplombent les laves lobées ⇒ mise en place à la fin d'éruption de la formation 6 ?

 \circ La formation 6 est recoupée par l'AST 2 par des failles nettes (rejet 5 m, pendage 65-75°) ⇒ AST 2 postérieur à la formation 6.

<u>Bilan</u>:

• Le plancher est principalement constitué de laves lobées (97 % des faciès) (longueur des coulées ≥ 500 m) avec ~1% de laves en coussin et 2% de coulées d'inflation.

• Ces laves sont émises à partir d'au moins trois sources : les ASTs 1 et 3, ainsi qu'à partir d'un graben localisé à l'Ouest des fossés sommitaux, ce qui définit une zone volcanique active excédant 500 m de large.

• Les chenaux semblent plus étroits (≤ 40 m) là où la pente du plancher est la plus importante (9 à 11° en bordure du dôme axial) qu'au centre du plateau sommital, où la pente moyenne est inférieure à $0,2^{\circ}$ (largeur ≤ 150 m)

• Nous identifions en 6 étapes :

1. Eruptions de laves lobées (formation 2).

2. Déformation affectant les coulées de la formation 2.

3. Eruptions de laves lobées (formation 5) masquant partiellement les structures tectoniques antérieures.

4. Eruptions de laves en coussin (formation 4) dont les âges sont estimés à 3 ka d'après l'analyse de la paléo intensité sur des échantillons [Carlut et al., 2004].

5. Structuration de l'AST 3 qui s'élargit et s'approfondit.

6. Eruptions de coulées essentiellement constituées de laves lobées et d'âge actuel [Carlut et al., 2004] : formation 6 (source : AST 3) puis 1 (source : AST 1). Les éruptions de la formation 1 semblent synchrones à la déformation liée à l'AST 2.



4.2. Segment B

Figure V-40 : Carte micro-bathymétrique du segment B. Isocontours : 1 mètre, maitresses : 20 m. Le fossé sommital, constitué de l'AST 3, est indiqué en tiretés blancs et la plongée 25 par un trait jaune. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-43, V-44 et V-45 est indiquée par des encadrés noirs.



Figure V-41 : Carte des pentes du segment B (résolution 1 m). Le fossé sommital, constitué de l'AST 3, est indiqué en tiretés blancs, la plongée 25 par un trait jaune.



Figure V-42 : Carte structurale et de chronologie relative du segment B. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-43, V-44 et V-45 est indiquée par des encadrés noirs. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.

Le segment B, localisé entre 15°48'N et 15°51'N, est principalement constitué d'un édifice (diamètre 5 km, hauteur 70 m) marquant le point culminant du plateau sommital (-2200 m). Le fossé sommital correspondant à l'AST 3 (40 à 690 m de large et atteignant 42 m de profondeur) est orienté N175°E. Il est constitué de failles en relais et de quelques fissures (~N173°E) définissant une succession de horsts et de grabens. Nous identifions 10 formations principales dont 3 ont été observées dans le segment A (Figures V-40, V-41 et V-42) :

• Formations 3 et 6 (cf. segment A)

• Formation 4 : Laves coussins (Figure V-43)

 \circ La formation est constituée de monticules (diamètre ≥ 200 m) agglomérés, avec des orientations des fronts opposées de part et d'autre de l'AST 3. Elle est globalement symétrique par rapport à l'AST 3 \Rightarrow AST 3 source de la formation 4.

○ La formation est affecté par un graben (N176°E) asymétrique (rejet vertical 18 m à l'Est et 50 m
à l'Ouest, pendage 75° et 82°) de ~550 m de large (l'origine de ce graben sera discutée dans la partie tectonique, chapitre VI). Il est clairement postérieur à la formation 4.



105°25,85'W

Figure V-43 : Vue 3D du Nord-Est du segment B. Les fronts entre les coulées sont indiqués par des traits noirs. Les profils bathymétriques (P1, P2 et P3) montrent la faille bordière Est du graben. Sur les profils P1 et P3, la faille est nette, alors que le profil P2 montre clairement la coulée 8 qui la masque. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-40 et V-42.

 \circ Les failles à pendage Est affectant la formation 4 sont clairement masquées par la formation 11. En effet, le rapport rejet longueur (d/L > 0,07) mesuré sur ses failles est anormalement élevé (~0.03 dans les systèmes de failles terrestres [*Schliche et al.*, 1996]) ⇒ formation 8 postérieure à la formation 4.

• Présence de coulées d'inflation au sommet des monticules excédant 500 m de diamètre et dont le sommet est horizontal.

 \circ Quelques structures d'effondrement (diamètres ≤ 160 m, profondeur 1-3 m) sont principalement localisées sur plancher du graben.

• Formation 7 : Laves en coussin et coulées d'inflation (Figures V-44)

 \circ Les fronts des coulées en coussin font face à l'AST 3. Le point le plus haut de la coulée se situe au pied d'une faille à pendage Est. De ce point s'initient vers l'Est des chenaux sur une pente de ~0,65°NE. ⇒ l'AST 3 n'est pas la source des laves, cette source semble se situer à au moins 1500 m à



Figure V-44 : Carte micro-bathymétrique des formations volcaniques 7 et 8. Les fronts entre les coulées sont indiqués par des traits noirs, les failles bordant l'AST 3 par des tiretés blancs et la source des formations 7 et 8 par des étoiles jaunes. Les profils bathymétriques sont localisés par des traits gras. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-40 et V-42.

l'Ouest de l'AST 3.

◦ Des coulées d'inflation (largeur 20-500 m, hauteur 2-8 m) surplombent les laves en coussin là où le plancher est le moins penté (≤ 0.08°).

◦ Les coulées sont décalées verticalement par des failles, ~N178°E, à regard Est (pendage $\leq 65^{\circ}$) (profil P2, figure V-44) ⇒ Les failles sont postérieures à la formation 7.

• Formation 7': Laves en coussin (Figure V-45)

◦ Les monticules (diamètre ≥ 300 m) agglomérés forment un édifice de ~1400 m de diamètre dont le centre et point culminant est localisé ~1200 m à l'Ouest de l'AST 3. Au sommet de l'édifice des chenaux courts (longueur ≤ 130 m, largeur 15-55 m et profondeur ≤ 2 m) partent de manière radiale à partir de structures d'effondrement (diamètre 50 à 110 m, profondeur 5 à 13 m) \Rightarrow l'AST 3 n'est pas la source de la formation 7', la source semble se situer à ~1200 m à l'Ouest de l'AST 3.

 \circ La formation est affectée par des failles ~N178°E, à regard Est (pendage $\leq 65^{\circ}$), affectant également la formation 7.

 Les formations 7 et 7' dont les points d'émission semblent situer entre 1200 et 1500 m à l'Ouest de l'AST 3 pourraient avoir une source commune (même intrusion de dyke) ?

• Formation 8: Laves en coussin (V-44 et V-45)

◦ La formation est constituée de monticules (diamètre ≥ 50 à 250 m) agglomérés. Elle est globalement symétrique par rapport à l'AST 3. Ces monticules sont eux même démembrés par des failles nettes, ~N173°E, (pendage ≥ 65°, rejet vertical 5-30 m) associées à l'AST 3 \Rightarrow l'AST 3 serait la source de la formation et/ou liée à un épisode de déformation postérieure à la formation 8.

 Le sommet de certains monticules est affecté par des structures d'effondrement (diamètre 70 à 125 m, profondeur 5 à 10 m).

 \circ Des chenaux courts (longueur ~110 et 140 m, largeur 17 à 24 m et profondeur ≤ 3 m) s'initient à partir d'une structure d'effondrement (largeur ~85 m, profondeur ~9 m).

Formation 9 : Laves lobées (continue au Sud dans la zone 3) (Figure V-45)

 \circ L'origine des chenaux (longueur ≥ 200 m, largeur ~25 m) est masquée par la formation 8 \Rightarrow formation 9 antérieure à la formation 8 ?

 \circ Les structures d'effondrement (profondeur ≤ 2 m) se poursuivent au Sud dans la zone 3.

 \circ La formation se termine à l'Ouest, en contrebas d'une zone très structurée par des failles \sim N170°E (pendage \geq 55°, rejet vertical 2-20 m). Cette région structurée constitue l'épaule du dôme axial.

• Des monticules de laves en coussin (diamètres 70 à 160 m, hauteur 10 m) sont situés sur le plancher de la formation 9. Ils seront décrits plus en détails dans la zone 3.



Figure V-45 : Carte micro-bathymétrique du Sud-Ouest du segment B. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait noir, les failles bordant l'AST 3 par des tiretés blanc et la source de la formation 7' par une étoile jaune. Le profil bathymétrique au travers d'une structure d'effondrement est localisé par un trait gras. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-40 et V-42.

<u>Bilan :</u>

• Le plancher est principalement constitué de laves en coussin (81 %) formant un édifice de 5 km de diamètre surplombant des formations antérieures de laves lobées (7 % du plancher).

• Le sommet des coulées de laves en coussin est parfois affecté par des structures d'effondrement (2 %), ou surplombé par des coulées d'inflation (3 %).

• Ces laves sont émises par au moins 2 sources : l'AST 3 et une source se situant entre 1200 et 1500 m à l'Ouest de l'AST 3 au pied d'une faille bordant l'épaule du dôme axial.

• Les études de paléo-intensité indiquent des âges de l'ordre de 2 ± 1 ka à proximité de l'AST 3. Ces âges, le fait que l'AST 3 soit structuré par de nombreuses failles bien nettes à rejet vertical important, ainsi que l'absence de traces de volcanisme postérieures aux failles (plongée Nautile 25) suggèrent que la région est marquée par l'absence d'éruption durant une longue période de temps.

• D'un point de vue de la chronologie relative des évènements, nous résumons l'histoire de la zone en 7 étapes :

1. Eruptions de laves lobées (formations 3 et 9), puis de laves en coussin (formation 4)

2. Episode de déformation à l'origine du graben le plus à l'Est orienté N172°E.

3. Eruptions de laves en coussin et d'inflation (formations 7, 7' puis 8)

4. Démembrement de l'ensemble des coulées, associé à l'élargissement et l'approfondissement de l'AST 3

5. Eruption de la formation 6 (au nord), plus récente d'après la paléo-intensité [*Carlut et al.*, 2004].

4.3. Segment C

Le segment C se situe entre 15°45,5'N et 15°48'N. Le fossé sommital y est constitué de l'AST 4 et d'une partie de l'AST 5. L'AST 4 est formé de grabens en relais. Il atteint 1100 m de large au Nord, et devient plus étroit vers le Sud (~280 m), là où il laisse place à l'AST 5. Dans cette région, nous identifions 12 formations principales (Figures V-46, V-47 et V-48):



Figure V-46 : Carte micro-bathymétrique du segment C. Isocontours : 1 mètre, Maitresses : 20 m. Le fossé sommital, constitué des ASTs 4 et 5, est indiqué en tireté et la plongée 24 par un trait continu. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-49, V-50 et V-51 est indiquée en encadré noir.


Figure V-47 : Carte des pentes du segment C (résolution 1 m). Le fossé sommital, constitué des ASTs 4 et 5, est indiqué en tireté, la plongée 24 par un trait jaune.



Figure V-48 : Carte structurale et de chronologie relative du segment C. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-49, V-50 et V-51 est indiquée en encadré violet. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.

• Epaule du plateau sommital (Figure V-49)

 \circ Les coulées sont démembrées par des failles nettes (pendage ≥ 55°, rejet ≥ 10 m, orientation N168°E à N174°E).

- Formation 4 : laves en coussin (cf. segment B)
- Formation 9 : Laves lobées (continue au Sud dans le segment D) (Figures V-49 et V-50)



• La formation est constituée de plusieurs coulées successives difficilement distinguables les unes des autres.

◦ Les coulées (longueur ≤ 950 m) ont des fronts souvent constitués de laves en coussin parfois surplombées par des coulées d'inflation de petite dimension (diamètre ≤ 100 m, hauteur ≤ 3 m).

 \circ Structures d'effondrement : profondeur ≤ 2 m, largeur ≤ 180 m, longueur ≤ 950 m.

◦ Les chenaux (longueur ≥ 200 m, largeur ~25 m) s'initient au niveau de l'AST 4 et sont dirigés vers l'Ouest \Rightarrow AST 4 source de la formation 9.

○ Le plancher est penté vers l'axe, de façon opposée au sens apparent des coulées. Par exemple, un chenal remonte clairement la pente ⇒ Basculement du plancher postérieur à la mise en place de la formation.

 \circ Un escarpement de faille (rejet vertical ≥ 6 m, pendage ≤ 38°) à regard externe décale verticalement les coulées et chenaux \Rightarrow Structuration postérieure à la mise en place de la formation.

◦ Les fissures et grabens (largeur ≤ 40 m), orientés N160°E à N164°E affectent la formation 9.

Parfois, ils sont masqués par des édifices de laves en coussin alignés

- ⇒ fissures et grabens éruptifs
- \Rightarrow intrusion postérieure à la formation 9.
- o Coulées d'inflation (Diamètre ~330 m, hauteur 2,5 m) à l'Ouest de la formation.

◦ La formation 9 ennoie partiellement les failles associées à l'épaule du dôme. Quand elles restent visibles, ces failles sont bien marquées (pendage ≥ 55°, rejet ≥ 10 m, orientation N168°E à N174°E).

• Formation 10 : laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-50)

o Edifice de 16 m de haut

o Limite entre les formations 9 et 10 peu visible.

○ Les fronts des coulées font face aux ASTs 4 et 5 ⇒ la source est localisé à l'Ouest de ces AST au pied de l'épaule ?



Figure V-50 : Carte micro-bathymétrique des formations volcaniques 9, 10, 11 et 12. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait, les failles bordant les ASTs 4 et 5 par des tiretés et la source des formations par des étoiles jaunes. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-46 et V-48.

 \circ L'édifice est surplombé par des coulées d'inflation (largeur ≤ 550 m, hauteur ≤ 4 m), dont le bord Ouest est clairement linéaire, orienté N-S \Rightarrow Existence d'une structuration antérieure ?

• Formation 11 : laves lobées (Figure V-50)

 \circ L'origine des chenaux (longueur ≤ 200 m, largeur ≤ 60 m, profondeur ≤ 2 m) et la bordure Est du lac de laves sont masquées par les formations 9 et 10 \Rightarrow formations 9 et 10 postérieures à la formation 11?

• <u>Formation 12 : laves lobées et quelques laves en coussin (continue au Sud dans le segment D)</u> (Figure V-50)

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 200 m, largeur ≤ 40 m, profondeur ≤ 1 m) s'initient au niveau de l'AST 5 et les coulées sont globalement symétriques de part et d'autre de cet AST \Rightarrow AST 5 source de la formation 12.

 \circ Les bordures de l'AST 5 (rejet ≤ 15 m, pendage 35°-65°, orientation ~N172°E) sont parfois ennoyées par des laves (plongée 24) \Rightarrow confirmation que l'AST 5 est éruptive.

 \circ Les coulées recouvrent partiellement un plan de faille à regard externe affectant la formation 9 (confirmé par la plongée 24) ⇒ formation 12 postérieure à la formation 9 et à la structuration tectonique ?

• Formation 13 : laves en coussin (Figure V-51)

o Edifice excédant 700 m de diamètre et 19 m de haut.

 \circ Le point central et culminant de l'édifice est situé ~300 m à l'Est de l'AST 4 ⇒ source des laves ?

◦ Les laves en coussin sont surplombées par des coulées d'inflation type tumulus (diamètre \leq 90 m, hauteur \leq 5 m) ⇒ les deux types de faciès sont issus d'une même éruption.

 \circ Les grabens (largeur ≤ 95 m, profondeur ≤ 14 m) et les failles à regard interne (associées à l'AST 4) et externe (à l'Est de la formation) (rejet ≤ 24 m, pendage ≤ 75°, orientation N156°E à N178°E) démembrent l'édifice, décalant verticalement la formation en plusieurs endroits \Rightarrow la structuration est postérieure ou synchrone à la mise en place des laves de la formation 13.

• Formation 14 : laves lobées (Figure V-51)

o Les coulées excèdent 1250 m de long et leurs fronts sont parfois constitués de laves en coussin.

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 1000 m, largeur ≤ 80 m, profondeur ≤ 1,5 m) s'initient à partir d'au moins deux grabens en relais constituant la bordure Est de l'AST 4 \Rightarrow AST 4 source de la formation 14.

 \circ Des grabens (largeur ≤ 75 m, profondeur ≤ 15 m) orientés N172°E à N183°E recoupent les chenaux ou sont parfois ennoyés par les laves \Rightarrow les grabens sont synchrones à la mise en des coulées.

• Formation 15 : coulées d'inflation (continue au Sud dans le segment D)

• La formation 15 est clairement antérieure à la formation 14 et postérieure aux épaules qui bordent le dôme. Elle sera décrite plus en détails dans la zone 4.



Figure V-51 : Carte micro-bathymétrique et des pentes des formations volcaniques 4, 13 et 14. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait, les failles bordant les ASTs 4 et 5 par des tiretés et les sources des formations par des étoiles jaunes. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-46 et V-48.

<u>Bilan :</u>

• Le plancher est principalement constitué de laves lobées (55% dont 4% de chenaux) avec quelques laves en coussin (18%) souvent surplombées par des coulées d'inflation (4%). 33% des laves n'ont pas pu être identifiées en raison de la forte densité des structures tectoniques.

• L'AST 4 (largeur : ~1100 m) est constitué d'un ensemble de grabens dont plusieurs sont l'objet d'éruptions postérieures.

• Au moins une source se situe hors de cet AST, à 500 m à l'Ouest, suggérant l'existence d'une large zone volcanique active (> 2 km).

- Nous résumons l'histoire de la région en 6 périodes :
 - 1. Eruption de coulées principalement constituées de laves en coussin,

démembrées par des failles associées aux épaules du plateau sommital (formation 13). Elles correspondraient à l'un des derniers édifices de la chaines des Mathématiciens [Carlut et al., 2004],

2. Episode de déformation lié au démembrement de l'édifice par l'axe d'accrétion.

3. Mise en place de laves en coussin et de coulée d'inflation (formations 10 et 15).

4. Mise en place de coulées principalement constituée de laves lobées à partir de plusieurs grabens associés à l'AST 4 (formations 9, 12, 14).

5. Structuration des coulées par des grabens dont certains sont éruptifs l'objet d'éruptions postérieures.

Mise en place de laves lobées et en coussin à partir de l'AST 5.

4.4. Segment D

Le segment D se situe là où le plateau sommital est le plus large (~5 km). Il est marqué par la présence de deux fossés sommitaux contigus orientés ~N171°E. Le fossé sommital Est marquant le centre du plateau sommital, est étroit (largeur ~ 120 m de large et profondeur \leq 10 m) et constitué des AST 5, 6, 7 et 8. A l'Ouest, le fossé est constitué de l'AST 11 (largeur \leq 470 m, profondeur \leq 13 m). Dans cette région nous identifions 15 formations principales, dont 5 sont la continuité du segment C (Figures V-52, V-53 et V-54) :

• Epaule du plateau sommital

6.

• Les terrains sont constitués de laves en coussin et de laves lobées (confirmé par la plongée 18).

 ○ Localement des fronts de coulées semblent faire face aux AST ⇒ la source des lave se situe au niveau des épaules.

o La formation est démembrée par des failles nettes (pendage 65-85°, rejet ≤ 80 m), orientées
 ~N163°E au Nord-Est et de N7°E à N11°E au Nord-Ouest et Sud-Est) ⇒ structuration tectonique de l'épaule postérieure aux coulées.

◦ La couverture sédimentaire est plus épaisse (≥ 5 cm) que celle observée sur le plateau sommital (≤ 2 cm) \Rightarrow les épaules sont les terrains les plus anciens du plateau sommital.

• Formation 14 : laves lobées et en coussin (cf. segment C) (Figure V-55)

• Formation 15 : coulées d'inflation (Figure V-55)

 \circ Hauteur \leq 4 m, largeur \leq 400 m, longueur \leq 1700 m.

o Elles surplombent des laves en coussin.

 ○ La formation 15 vient en butée sur l'épaule Est du plateau. Parfois elle noie les failles associées à l'épaule ⇒ formation 15 postérieure à l'épaule.

 \circ La formation 15 est clairement recouverte par la formation 14 \Rightarrow formation 15 antérieure à la formation 14 et postérieure à la structuration des épaules.



Figure V-52 : Carte micro-bathymétrique du segment D. Isocontours : 1 mètre, maitresses : 20 m. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 5, 6, 7 et 8 à l'Est et de l'AST 11 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par un trait continu. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-55, V-56 et V-57 est indiquée en encadré noir.



Figure V-53 : Carte des pentes du segment D. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 5, 6, 7 et 8 à l'Est et de l'AST 11 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par des traits noirs.



Figure V-54 : Carte structurale et de chronologie relative du segment D. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-55, V-56 et V-57 est indiquée en encadré noir. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.





• Formation 9 : laves lobées avec quelques laves en coussin (Figure V-56)

 \circ La formation 9 est constituée de coulées successives (longueur ≤ 1200 m) localisées sur le flanc Ouest de l'AST 11. Les digitations des chenaux (longueur ≥ 200 m, largeur ~25 m) indiquent un sens découlement vers l'Ouest \Rightarrow AST 11 source de la formation ou AST 11 postérieure à la formation ?

○ Les laves en coussin sont localisées : 1/ en front de coulées, la transition avec les laves lobées est progressive ⇒ changement de rhéologie (ex. changement de viscosité lié au refroidissement), 2/ au point d'éruption, masquant des chenaux ⇒ changement de rhéologie et/ou diminution du taux d'extrusion en fin d'éruption.

◦ Les laves en coussin sont parfois surplombées de structures d'inflation de petite dimension type tumulus (diamètre \le 130 m, hauteur \le 10 m).

 \circ La formation 9 est principalement affectée par des failles à regard externe (rejet ≤ 10 m, pendage 50°-60°, orientation N172°E - N175°E), décalant verticalement les coulées. L'une d'elle est



Figure V-56 : Carte micro-bathymétrique et extrait de la carte des pentes de la partie centrale du segment D. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait blanc, les failles bordant les ASTs 7, 8 et 11 par des tiretés et les sources possibles des différentes formations par des étoiles jaunes. Les profils bathymétriques P1 à P4 sont localisés par des traits colorés. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-52 et V-54.

partiellement masquée par le volcanisme ⇒ structuration synchrone à la formation 9.

◦ Localement la formation 9 est surplombée par des édifices isolés (diamètre \leq 130 m, hauteur \leq 25 m) de laves en coussin dont la source semble se situer sous la partie Ouest du plateau (extérieure aux AST) ⇒ édifices postérieurs à la formation 9.

○ L'un des édifices a un flanc effondré (diamètre 70 m, profondeur, 24 m) (profil P1, figure V-56)
 ⇒ effondrement à l'aplomb du conduit d'alimentation et/ou processus gravitaire ?

 ○ Certains édifices sont décalés verticalement par la faille bordière de l'AST 11 ⇒ Structuration de l'AST 11 postérieure ou synchrone de la mise en place des édifices?

• Formation 16 : laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-56)

 \circ Les laves en coussin sont surplombées par des coulées d'inflation (diamètre \leq 500 m, hauteur \leq 5 m).

 ○ Cette formation ennoie partiellement les failles structurant l'épaule ⇒ formation 16 postérieure à l'épaule.

 \circ Les coulées d'inflation sont partiellement masquées par la formation 9 qui les surplombe ⇒ formation 9 postérieure à la formation 16.

 La formation 9 est structurée par des failles à regard externe (rejet vertical, pendage) et des fissures (largeur, profondeur) orientées N178°E. Ces structures sont parallèles à celles qui affectent la formation 9 adjacente.

 \Rightarrow structuration postérieure à la formation 16.

 \Rightarrow même épisode de structuration qui affecte les formations 9 et 16.

• Formation 17 : coulées d'inflation (Figure V-56)

 \circ Hauteur 3 m, largeur > 300 m, longueur > 1250 m.

 \circ Les coulées d'inflation sont recouvertes par la formation 9 \Rightarrow formation 9 postérieure à la formation 17.

• Formation 18 : laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-56)

◦ Edifice (diamètre ~860 m, hauteur 12 m) centré sur l'AST 11. Il est décalé verticalement par les failles bordières de l'AST 11 (rejet vertical 6 m, pendage ≤ 70°) (profil P2).

 \Rightarrow AST 11 source de la formation.

⇒ Structuration de l'AST 11 synchrone de la mise en place de l'édifice.

• Des coulées d'inflation (diamètre hauteur) sont présentes au sommet de l'édifice et sur le plancher de l'AST 11 sous la forme de rides allongées orientées N171°E.

• Formation 19 : laves en coussin

 \circ Edifice centré sur l'AST 7 ⇒ AST 7 source de la formation 19.

 \circ L'édifice est démembré par des failles et fissures (rejet ≤ 35 m, pendage 50°-80°, orientation N171°E) dont certaines sont associées à l'AST 7 et l'AST 11 \Rightarrow structuration des AST 7 et 11 postérieure à la mise en place des laves.

• Formation 12 : laves lobées (Figure V-56)

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 900 m, largeur ≤ 550 m, profondeur ≤ 2 m) sont divergents à partir des ASTs 5, 6, 7 et 8). Ils contournent les formations 18 et 19 et les laves masquent les structures tectoniques associées à ces formations :

 \Rightarrow les ASTs 5, 6, 7 et 8 sont la source de la formation 12.

 \Rightarrow la formation 12 est postérieure aux formations 18 et 19.

◦ Un chenal large et profond (longueur ≤ 900 m, largeur ≤ 550 m, profondeur ≤ 3,5 m) débute au centre de l'AST 11 \Rightarrow la source des laves est l'AST 11 ou l'AST 8 (avec un écoulement souterrain) ?

 \circ Structures d'effondrement de type lucarne et lac de laves effondré (profondeur ≤ 2 m).

◦ Les coulées (longueur ≤ 1500 m) masquent partiellement la faille bordière Est de l'AST 11 et comble parfois ce fossé \Rightarrow formation 12 postérieure à la formation de l'AST 11.

 \circ Sur le flanc Est de l'AST 8, les laves forment des coulées d'inflation (hauteur ≤ 2 m).

o Présence d'une coulée d'inflation dans la continuité des chenaux ⇒ origine commune des



Figure V-57 : Carte micro-bathymétrique du Sud-Ouest du segment D. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait blanc, les failles bordant les ASTs 8 et 11 par des tiretés blancs. Les profils bathymétriques P1 à P3 sont localisés par un trait noir. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-52 et V-54.

coulées ?

• Formation 20 : laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-56)

 \circ La coulée de laves en coussin (hauteur ~18 m) s'étend de l'AST à la limite Est du plateau sommital (soit une longueur de ~2400 m), où elle atteint une largeur de 2600 m. Dans la partie Nord, elle est divisée en deux massifs. Dans la partie Sud de la formation, elle est moins étendue (longueur \leq 1500 m) et débute à l'aplomb d'une faille à pendage Ouest (rejet vertical ~8 m, pendage ~60°) postérieure à la formation. Il pourrait s'agir de deux éruptions différentes, mais aucune limite franche n'est observée.

 \circ Des coulées d'inflation (diamètre ≤ 900 m, hauteur ≤ 8 m) surplombent l'ensemble de la formation \Rightarrow une seule éruption à l'origine des deux types de faciès ?

o Le point culminant de la coulée est situé ~950 m à l'Est de l'AST 8 ⇒ source des laves ?

 \circ Un graben, N177°E (largeur ≤ 90 m, profondeur ≤ 3 m), ~400 m à l'Est de l'AST 8, affecte la formation \Rightarrow postérieur ou synchrone à la formation.

○ La coulée surplombe les formations 15 et 21 (décrite plus tard), également constituées de coulées
 d'inflation ⇒ formation 20 postérieure aux formations 15 et 21.

• Formation 21 : Coulées d'inflation

 \circ Les coulées d'inflation (largeur \geq 700 m, hauteur \leq 3 m) surplombent des laves en coussin.

○ La formation ennoie partiellement les failles structurant l'épaule du dôme ⇒ formation 21 postérieure à la structuration de l'épaule.

<u>Bilan :</u>

• Le plancher est caractérisé par la présence de deux fossés contigus large à l'Ouest (< 460 m) et étroit à l'Est (< 200 m), distants de ~600 m.

• Il est constitué de ~ 35 % de laves en coussin, 46 % de laves lobées (dont 11% de chenaux et lacs de laves effondrés) et 10 % de coulées d'inflation (en surplomb des laves en coussin). Les coulées de laves lobées excèdent 1200 m de long et les laves en coussin 2400 m de long.

• Au moins 3, peut-être 4 sources sont à l'origine des éruptions: les fossés Est et Ouest, une ou plusieurs source ponctuelle à l'Ouest (édifices isolé de laves en coussin) et une à l'Est (formation 20).

• Nous résumons l'histoire de la région en 6 étapes :

1. Eruptions des laves formant les épaules du dôme axial.

2. Structuration des épaules.

Eruptions de laves en coussin surplombées de coulées d'inflation (formations 15, 16, 17 et 21).

4. Eruptions de laves principalement lobées (formations 9 et 14) et de laves en coussin (formation 19).

5. Ouverture ou réactivation de l'AST 11, et éruption synchrone de laves en

coussin au niveau de l'AST 11 (formation 18).

6. Eruptions de laves lobées (formations 12) et de laves en coussin surplombées de laves d'inflation (formation 20).

4.5. Segment E

Le segment E, localisé entre 15°37,5'N et 15°41'N, est parcouru par deux fossés sommitaux contigus (AST 12 à l'Ouest et AST 8,9 et 10 à l'Est), orientés N166°E à N170°E. Nous identifions neuf formations, dont deux ont été identifiées dans le segment D (Figures V-58, V-59 et V-60).

• Epaule du plateau sommital

◦ Les failles structurant l'épaule sont nettes (pendage $\leq 60^{\circ}$, rejet ≤ 35 m, orientation ~N165°E) ⇒ structuration tectonique postérieure aux coulées qu'elle affecte.

• Formation 12 : Laves lobées et d'inflation (cf. segment D) (Figure V-61)

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 350 m, largeur ≤ 50 m, profondeur ≤ 1,5 m) divergent de part et d'autre des AST 8 et 9 \Rightarrow source de la formation 12.

○ Des laves en coussin sont localisées en front de coulées ⇒ changement de rhéologie (ex. viscosité) liée au refroidissement.

 \circ Des coulées d'inflation (largeur ≤ 250 m, hauteur $\leq 5,5$ m) sont situées sur le flanc Est des AST 8 et 9.

 \circ La formation est affectée par des failles et fissures N168°E. La plus importante décale verticalement la formation de ~12 m. Là où les coulées d'inflation sont présentes le plan de faille apparent est plus faible (35° contre 72° en dehors de ces coulées) et les coulées ne sont pas rompues. (profils P1 et P2) ⇒ déformation synchrone à la mise en place des laves ?

 \circ La pente du plancher (~0,5° vers l'axe) est opposée au sens apparent des coulées. Par exemple, un chenal remonte clairement la pente \Rightarrow basculement du plancher lié à la structuration de la formation, synchrone ou postérieur à la mise en place de la formation?

 ○ La formation 12 ennoie partiellement les failles structurant l'épaule du dôme ⇒ formation postérieure à l'épaule.



Figure V-58 : Carte micro-bathymétrique du segment E. Isocontours : 1 mètre, maitresses : 20 m. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 8, 9, 10 à l'Est et de l'AST 12 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par un trait continu. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-61 et V-62 est indiquée en encadré noir.



Figure V-59 : Carte des pentes du segment E. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 8, 9, 10 à l'Est et de l'AST 12 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par un trait continu.



Figure V-60 : Carte structurale et de chronologie relative du segment E. La localisation des agrandissements montrés sur les figures V-61 et V-62 est indiquée en encadré noir. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.



Figure V-61 : Carte micro-bathymétrique du Nord-Est du segment E. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait blanc, les failles bordant les ASTs 8, 9 et 12 par des tiretés et les sources possibles des différentes formations par des étoiles jaunes. Les profils bathymétriques P1 à P6 sont localisés sur la carte micro-bathymétrique par des couleurs différentes en fonction des formations traversées. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-58 et V-60.

• Formation 20 : laves en coussin et lobées (Figure V-61)

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 650 m, largeur ≤ 200 m, profondeur ≤ 2 m) s'initient au niveau de l'AST 9 \Rightarrow AST 9 source des laves lobées de la formation 20.

o Les laves lobées évoluent vers des laves en coussin en front de coulées.

 ○ Les laves en coussin sont surplombées par des coulées d'inflation. Par endroit, la continuité entre les laves lobées, et les coulées d'inflation est clairement visible (profil P3, figure V-61) ⇒ les deux types de faciès sont issus d'une même éruption ?

 \circ La formation 20 est affectée par des failles (N172°E) dont une majeure (rejet ~14 m, pendage ~65°O), correspondant à la bordure Est de l'AST 10.

⇒ La formation 20 a partiellement comblé l'AST 10 ?

⇒ Réactivation des failles bordant l'AST 10 postérieure à la formation.

 \circ Les chenaux sont partiellement masqués par la formation 12 \Rightarrow formation 12 postérieure à la formation 20.

• Formation 22 : Laves lobées (Figure V-61)

○ Les coulées sont globalement symétriques, et les fronts divergents, de part et d'autre de l'AST 12
 ⇒ AST 12 source des laves ?

○ Les chenaux sont inférieurs à 220 m de long et 65 m de large. Sur le flanc Est de l'AST 12, ils sont localisés sur une pente de 1,6° vers l'axe, opposé à la direction supposée des laves ⇒ basculement du plancher postérieur à la mise en place de la formation, ou les chenaux proviennent de la formation 12 adjacente (limite floue entre les deux formations).

 \circ Quelques monticules de laves en coussin (diamètre ≤ 136 m, hauteur ≤ 12 m) surplombent les laves lobées au point d'émission \Rightarrow même éruption avec changement du taux d'extrusion et/ou de la viscosité en fin d'éruption ?

◦ La formation est affectée par une faille N172°E (rejet vertical ≤ 2 m) à regard interne qui marque la terminaison de l'AST 11. Le pendage apparent est relativement faible ($\leq 25^{\circ}$) ⇒ déformation synchrone alors que la lave n'est pas encore solidifiée, ou effondrement de la coulée à l'aplomb d'une structure préexistante et comblement par une coulée postérieure.

• Formation 23 : laves lobées (se poursuit dans le segment F)

• Laves lobées majoritairement effondrées. Le lac de laves effondré atteint 350 m de large et 680 m de long.

• Formation 24 : Laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-61)

 \circ La formation est symétrique et les fronts divergent de part et d'autre de l'AST 12 ⇒ AST 12 source de la formation 24.

 \circ Succession de coulées de laves en coussin surplombées de coulées d'inflation (largeur ≤ 150 m, hauteur ≤ 10 m).

 ○ Les coulées d'inflation comblent localement l'AST 12 ⇒ la formation 24 est postérieure à la structuration de l'AST 12.

 \circ Les laves en coussin masquent partiellement les lacs effondrés des formations 22 et 23 \Rightarrow formation 24 postérieure aux formations 22 et 23.

• Formation 25 : Laves lobées, en coussin et coulées d'inflation (Figure V-62)

o Succession de coulées aux faciès contrastés, et dont les limites sont peu identifiables.

o Les fronts et les chenaux indiquent une mise en place des laves vers l'Est.

 ○ Les coulées d'inflation (diamètre ≥ 220 m, hauteur 3 m) sont soit localisées en surplomb ou dans la continuité des laves en coussin (profil P1, figure V-62) ⇒ deux types de faciès issus d'une même éruption ?

◦ Des failles, N171°E, à regard interne (rejet vertical ≤ 6 m, pendage ≤ 70°) affectent la formation (profil P2) \Rightarrow structuration postérieure à la mise en place des coulées.

• Formation 26 : laves en coussin (Figure V-62)

 \circ L'édifice (diamètre ~325 m) est constitué de monticules (diamètre \leq 80 m) agglomérés.

◦ Les fronts divergent de part et d'autre de l'AST 10 qui scinde l'édifice en deux via des failles nettes (rejet vertical ≤ 30 m, pendage \sim 76°) :



Figure V-62 : Carte micro-bathymétrique du Sud-Est du segment E (à gauche) et des pentes (à droite). Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait blanc, les failles bordant l'AST 10 par des tiretés et les sources possibles des différentes formations par des étoiles jaunes. Les profils bathymétriques P1 et P2 sont localisés sur la carte micro-bathymétrique. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-58 et V-60.

 \Rightarrow AST 10 source des laves ?

⇒ Structuration de l'AST postérieure à la mise en place de l'édifice.

o A l'Est, les coulées se terminent en contrebas d'une faille à pendage Ouest (rejet 12 m, pendage 61°) qui limite la propagation des laves ⇒ formation 26 postérieure à la faille et à la formation 25 qu'elle affecte.

• Formation 27 : Laves lobées (Figure V-62)

• Les coulées de laves lobées sont localisées dans l'AST 10 et sur son flanc Ouest où elles contournent les demi-édifices de la formation.

 \Rightarrow AST 10 source de la formation 27.

⇒ Formation 27 postérieure à la formation 26.

 \circ Les failles bordières de l'AST 10 (rejet 13 m, pendage ≤ 75°, orientation N169°E) décalent verticalement la formation \Rightarrow structuration de l'AST 10 synchrone de la formation 27 ou réactivation de l'AST 10 postérieure à la mise en place des laves.

• Formation 28 : coulée d'inflation (Figure V-62)

o Elle est localisée dans l'AST 10 et limitée de part et d'autre part les failles bordières de l'AST

⇒ AST 10 source de la formation

⇒ Formation postérieure à la déformation affectant les formations 26 et 27.

• Formation 29 : laves en coussin (Figure V-62)

o L'édifice (diamètre ~800 m, hauteur ~35 m) est constitué de monticules de laves en coussin

agglomérés (diamètre 50 à 200 m).

 \circ Les fronts divergent à partir du point culminant de l'édifice, localisé 500 m à l'Est de l'AST 10. Ce point est affecté par des structures d'effondrement (diamètre ~25 m, profondeur ~5 m) :

⇒ les structures d'effondrement sont localisées à l'aplomb du conduit d'alimentation des laves ?

 \Rightarrow source de la formation 30 ?

 \circ Des failles (rejet vertical ≤ 8 m, pendage ≤ 58°) affectent la formation. Certaines failles semblent effacées par les coulées \Rightarrow structuration synchrone de la mise en place des laves en coussin.

• Formation 30 : laves en coussin et lobées (Figure V-62)

○ Les laves sont mises en place sous la forme d'une ride allongée (largeur 250 m) dans
 l'alignement des grabens affectant la formation 23 ⇒ grabens localisés à 750 m à l'Ouest de l'AST 12
 sources de la formation 23 ?

<u>Bilan :</u>

Le plancher est caractérisé par la présence de deux fossés contigus distants de 500 à 800
m: l'AST 11 à l'Ouest (largeur 20 à 195 m, profondeur ≤ 12 m) et les ASTs 8, 9 et 10 l'Est (largeur ≤ 330 m profondeur ≤ 20 m).

• Les laves lobées (37 % du plancher) sont essentiellement observées de part et d'autre du fossé Est. Elles sont affectées par des structures d'effondrement (7 %). Les laves en coussin (37 %) sont majoritaires le long du fossé Ouest. Les coulées d'inflation (8 %) sont généralement observées surplombant les laves en coussin et plus rarement des laves lobées.

• Nous résumons l'histoire de la zone 5 en 6 étapes :

1. Eruption des laves formant les épaules du dôme axial.

2. Structuration des épaules.

3. Eruption de laves lobées, en coussin et d'inflation (formations 25 et 26)

4. Structuration de l'AST 10 avec éruptions synchrones au niveau des AST 10 (formation 27) et 8 et 9 (formation 20 puis 12).

5. Eruptions de laves d'inflation dans l'AST 10 (formation 39) et de laves lobées (formation 32) puis en coussin et des coulées d'inflation au niveau de l'AST 12 (formation 35).

6. Mise en place de coulées de laves lobées à partir de l'AST 12 (formations 22 et 23) puis de laves en coussin souvent surplombées de coulées d'inflation (formation 24).

4.6. Segment F

Le segment F est localisé entre 15°37,5'N et 15°36'N. Il est parcouru par deux fossés sommitaux contigus : l'AST 12 à l'Ouest disparaît progressivement vers le Sud à mesure que l'AST 10 à l'Est devient centré sur le bombement volcanique axial. Nous identifions 8 formations dont 5 ont été identifiées précédemment (segment E) (Figures V-63, V-64 et V-65).



Figure V-63 : Carte micro-bathymétrique du segment F. Isocontours : 1 mètre, maitresses : 20 m. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 10 à l'Est et de l'AST 12 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par un trait continu. La localisation de l'agrandissement montré sur la figure V-66 est indiquée en encadré noir.



Figure V-64 : Carte des pentes du segment F. Les fossés sommitaux, constitué des ASTs 10 à l'Est et de l'AST 12 à l'Ouest sont indiqués en tireté et les plongées par un trait continu.



Figure V-65 : Carte structurale et de chronologie relative du segment F. La localisation de l'agrandissement sur la figure V-66 est indiquée en encadré noir. Les numéros des formations volcaniques décrites dans le texte sont indiqués en rouge.

• Formation 23: laves lobées (Figure V-66)

 \circ Les chenaux (longueur ≤ 360 m, largeur ≤ 50 m) s'initient au niveau de l'AST 12 \Rightarrow AST 12 source des laves.

 \circ A l'Est la formation est affectée par des grabens (orientation N162°E, largeur ≤ 22 m, profondeur ≤ 4 m) \Rightarrow formation des grabens postérieure aux laves lobées.

• Formation 24 : laves lobées et en coussin (continue au Nord, segment E) (Figure V-66)

 \circ La formation est symétrique et les fronts divergents de part et d'autre de l'AST 12 ⇒ AST 12 source de la formation 24 ?

 ○ Les laves lobées sont localisées en centre de coulées au niveau en bordure de l'AST, et laves en coussin en front de coulées ⇒ changement de faciès lié au refroidissement.

 \circ La formation masque partiellement les chenaux et le lac de laves de la formation 23 ⇒ formation 24 postérieure à la formation 23.



Figure V-66 : Carte micro-bathymétrique au Nord du segment F. Les limites entre les coulées sont indiquées par un trait blanc, les failles bordant l'AST 10 par des tiretés. Les autres failles ne sont pas indiquées. Localisation de l'agrandissement sur les figures V-63 et V-65.

• Formation 27 : laves lobées (cf., segment E) (Figure V-66)

 \circ Les coulées se terminent à l'aplomb d'une faille nette (rejet vertical ~10 m, pendage ≤ 70°) à regard externe. Au pied de la faille, le plancher est constitué par les formations 23 et 24 \Rightarrow formation 27 antérieures à la structuration et aux formations 23 et 24.

• Formation 31 : Laves lobées (Figure V-66)

o Les chenaux s'initient au niveau de l'AST 10 ⇒ AST 10 source de la formation.

• Les formations 27 et 31 localisées de part et d'autre de l'AST 10, ont une source identique, et se situent à la même profondeur (~-2317 m). Il pourrait s'agir d'une seule et même formation.

• Formation 32 : Laves en coussin et coulées d'inflation (Figure V-66)

○ Les coulées sont symétriques, avec des fronts divergents de part et d'autre de l'AST 10 ⇒
 AST 10 source de la formation.

 \circ Les coulées d'inflation (longueur ≤ 1800 m, largeur ≤ 250 m, hauteur ≤ 23 m) surplombent les laves en coussin et localement comblent l'AST 10, masquant les failles bordières de l'AST \Rightarrow mise en place de la formation 32 et structuration de l'AST 10 synchrones ?

 \circ A l'Ouest, les coulées recouvrent localement une faille à regard externe et les formations 23 et 24 situées en contrebas \Rightarrow formation 32 postérieure à la structuration et aux formations 23 et 24.

<u>Bilan</u>

• Le plancher est caractérisé par la présence de deux fossés contigus distants de 620 m. L'AST 12 à l'Ouest (< 200 m) disparait progressivement vers le Sud, là où l'AST 10 Est devient plus étroit (330 m au Nord à 70 m au Sud).

• Les laves en coussin (17 % du plancher) forment principalement des rides volcaniques (largeur ≤ 250 m) ou des édifices sub-circulaires (diamètre 350 - 800 m). Les laves lobées (55%), qui présentent par endroits des lacs de laves effondrés (5 %), forment des coulées excédant 450 m de long, où sont observées au centre des rides volcaniques. Les coulées d'inflation (9 %) sont observées de part et d'autre de l'AST 10 qu'elles comblent partiellement. Elles surplombent les laves en coussin.

• Nous pouvons résumer l'histoire de la région en 5 étapes :

 Eruption de laves en coussin dont la source se situe probablement à 500 m à l'Est du fossé Est (formation 30) et mise en place de laves en coussin à l'axe de l'AST 10 (formation 26).

2. Structuration de l'AST 10 suivant une direction N174°E et éruption de laves lobées de part et d'autre de l'AST 10 (formations 27 et 31).

3. Episode de déformation suivant la direction N170°E, avec développement d'une faille à regard externe sur le flanc Ouest de l'AST 10.

4. Début de l'activité visible de l'AST 12 : éruption de laves lobées (> 500

m de long (formation 23), puis de laves en coussin et de laves lobées sous forme de rides à partir de l'AST 12 (formation 24), et le long de grabens situés 750 m à l'Ouest de cet AST (formation 29).

5. Eruption de laves en coussin surplombées de laves d'inflation (formation 32). Ces laves marquent probablement l'un des derniers épisodes éruptifs du segment F.

4.7. Répartition des faciès volcaniques à partir de l'analyse systématique de la rugosité

La rugosité permet de discriminer entre différents faciès volcaniques notamment à partir de profil topographique [e.g., *Bretar et al.*, 2013], ou de différencier différentes coulées volcaniques [*Morris et al.*, 2008]. De nombreux processus contribuent à la rugosité de surface d'une coulée de laves donnée, incluant notamment : le taux d'effusion, le dégazage, la cristallisation et les différentes effets associés au refroidissement (ex. fissuration) [*Gaddis et al.*, 1990; *Bretar et al.*, 2013].

Nos données permettent clairement de distinguer visuellement entre des coulées en nappe caractérisées par une texture lisse, de faible rugosité et les coulées de laves en coussin caractérisées par une forte rugosité (cf. chapitre VI-1.1). Le but de ce travail est d'utiliser une méthode de calcul de rugosité afin d'étudier la répartition des faciès volcaniques sur l'ensemble des données microbathymétriques.

4.7.1. Définition et calcul de la rugosité

Il existe plusieurs définitions de la rugosité. Elles dépendent notamment du domaine d'étude (ex. télédétection, géomorphométrie...) et du type d'analyses (ex. rugosité électromagnétique, rugosité topographique...) [e.g., *Hobson*, 1967; *Lillesand et al.*, 2004; *Grohmann et al.*, 2011]. Ici, nous définissons la rugosité de surface comme l'expression de la variabilité de la topographie à une échelle donnée. L'échelle d'étude dépend alors de la taille des structures d'intérêt.

Les analyses de la rugosité sont réalisées suivant une approche 1D ou 2D en fonction des données à disposition et/ou des résultats souhaités. L'approche 1D est réalisée à partir de profils topographiques [e.g., *Turcotte*, 1992; *Kreslavsky et Head*, 2000; *Shepard et al.*, 2001; *Bretar et al.*, 2013]. Bien que les résultats soit probants, la surface des terrains souvent anisotrope, induit un biais dans les calculs de rugosité [*Shepard et al.*, 2001]. La méthode 2D, basée sur les cartes topographiques, ou bathymétriques par exemple apparaît donc comme une meilleure approche pour analyser les variations régionales de la rugosité [*Butler et al.*, 2001; *Morris et al.*, 2008; *Grohmann et al.*, 2011].

Il n'existe pas de méthode standard pour caractériser quantitativement la rugosité de surface. Il

existe en effet de nombreux paramètres utilisés en fonction de ce qu'on cherche à obtenir (ex. les ruptures de pente, les canyons ou chenaux, les différences de morphologie du terrain). Certains de ces paramètres sont cités ci-dessous :

• <u>La dispersion des vecteurs</u> normaux à la surface. Cette méthode est basée sur le calcul de la dispersion de vecteurs normaux (orientés dans les trois directions x, y et z) à chaque pixel dans une fenêtre de taille donnée [e.g., *Hobson*, 1967; *Grohmann et al.*, 2011].

• <u>La variation de l'élévation</u>, est généralement exprimée comme l'écart type absolu de toutes les valeurs dans une fenêtre donnée ou comme la différence des valeurs avec le meilleur plan ajusté. Cette méthode est appliquée sur des profils topographiques [e.g., *Shepard et al.*, 2001], des Modèles Numériques de Terrains (MNT) [e.g., *Haneberg et al.*, 2005], des données bathymétriques [e.g., *Wilson et al.*, 2007]et des images satellites [e.g., *Beyer et al.*, 2003].

• <u>L'écart type de la topographie résiduelle</u> est une méthode similaire au calcul de l'écart type des valeurs avec le meilleur plan ajusté à la rugosité. Elle correspond à la différence entre le MNT d'origine et le MNT lissé [e.g., *Cavalli et al.*, 2008]

• <u>La tortuosité</u> qui est calculée sur des profils topographiques comme le rapport entre la longueur du profil réel sur la longueur de sa projection sur un plan horizontal [*Bretar et al.*, 2013].

• La dimension fractale de la surface [Bretar et al., 2013].

4.7.2. Méthode d'analyse

Notre objectif étant d'utiliser le calcul de la rugosité pour étudier la répartition des faciès volcaniques, nous utilisons l'approche 2D. Le choix de la méthode de calcul est basé sur les travaux de *Grohmann et al.* [2011]. Les auteurs montrent en effet que la dispersion des vecteurs est sensible aux petites variations de rugosité que l'on cherche à identifier à la différence de l'écart type de la pente ou de l'élévation qui sont respectivement sensibles aux ruptures de pentes et fortes variations de l'élévation.

Dans la méthode de dispersion des vecteurs, chaque pixel est caractérisé par un vecteur normal orienté dans les trois directions (x, y et z). Le calcul de la dispersion de ces vecteurs dans chaque cellule est réalisé via l'outil GRASS (Geographic Resources Analysis Support System) et représenté sous ARCGIS. Afin de déterminer le vecteur force (R) et la dispersion des vecteurs (k), l'orientation dans l'espace (par défaut sous GRASS : orientation cartésienne, avec le 0 à l'Est et une rotation antihoraire), la colatitude (90°-la pente), les cosinus directeurs (V-2) et la somme des cosinus directeurs (V-3) sont calculés. Le vecteur force découle de l'équation V-3, et la dispersion de l'équation V-4 :

$$x_i = \sin \theta_i \cos \phi_i \ y_i = \sin \theta_i \cos \phi_i \ z_i = \cos \theta_i$$
(V-2)

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^{N} x_i \ \bar{y} = \sum_{i=1}^{N} y_i \ \bar{z} = \sum_{i=1}^{N} z_i$$
 (V-3)

$$R = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2 + \bar{z}^2} \tag{V-4}$$

$$k = (N - 1)/(N - R)$$
 (V-5)

avec N représentant le nombre de vecteurs.

La valeur de dispersion est fortement liée à la résolution des données ainsi qu'à la taille de la fenêtre de calcul (Figure V-67). Lorsque la résolution augmente et que la taille de la fenêtre décroît, la rugosité augmente [*Grohmann et al.*, 2011]. Le choix d'une fenêtre de calcul optimale pour l'étude étant important, nous appliquons la méthode avec trois tailles de fenêtre différentes : 3x3, 7x7 et 11x11 m (Figure V-68).





Le zoom permettant de choisir la taille de fenêtre optimale est localisé à l'endroit des plongées 15 et 23, là où les observations nous permettent d'identifier clairement trois faciès volcaniques différents ainsi que les limites entre les coulées. La fenêtre 3x3 ne permet pas de discriminer entre les différents faciès. Tous semblent présenter un indice de rugosité équivalent. Les fenêtres 7x7 et 11x11 sont plus adéquates pour notre étude. La fenêtre 11x11 présentant les meilleurs contrastes de rugosité entre faciès est celle retenue. Au-delà, les fenêtres sont trop larges, et ne permettent pas de distinguer les laves lobées des laves en nappe par exemple. Les résultats sont ensuite moyennés dans ces cellules de 30 m de côté permettant une meilleur visualisation de rugosité, en s'astreignant des valeurs minimales et maximales pour chaque faciès.

4.7.3. Résultats

Notre méthode de calcul ne permet pas de discriminer de manière précise entre les faciès. En effet, les faciès présentent des gammes de rugosité différentes mais qui peuvent se chevaucher entre elles (Figure V-69). Une segmentation de l'image en fonction de l'indice de rugosité n'est donc pas possible. Ainsi, les laves en coussin sont caractérisées par un indice rugosité globalement compris entre 0 et 0,6. Cette large gamme peut être expliquée par les différentes morphologies que prennent ces coulées : pour les monticules inférieurs à 200 m de diamètre, k est généralement inférieur à 0,4, alors que ceux supérieurs à 200 m présentent un indice de rugosité plus élevé, inférieur à 0,6. Les laves lobées ont un indice de rugosité compris entre 0,4 et 0,8. Les indices les plus élevés correspondant aux zones chenalisées par exemple, et les plus faibles aux régions ou les laves lobées et en coussin coexistent. Enfin, les laves en nappe présentent l'indice de rugosité, k, le plus élevé, toujours supérieur à 0,7, correspondant aux plus faibles rugosités.



Figure V-68 : Représentation de la rugosité calculée à partir de 3 tailles de fenêtres différentes. A/ Carte micro-bathymétrique avec la localisation des plongée et les indications des faciès ; B/ Rugosité avec une fenêtre 3x3 (peu de distinction entre les faciès) ; C/ Rugosité avec une fenêtre 11x11 correspondant à la taille de fenêtre choisie, illustrant le meilleur contraste entre les faciès.





Ces résultats ne permettent pas de réaliser une carte détaillée de la répartition des faciès, mais permet de confirmer la cartographie réalisée via l'analyse visuelle. Une cartographie semiautomatique telle que celle réalisée par *McClinton et al.* [2012, 2013] n'est donc pas possible en se basant juste sur la rugosité du plancher. Les travaux de *McClinton et al.* [2012 ; 2013] sont en effet basés sur l'intégration d'un ensemble de données plus complet (données bathymétriques, sonar latéral et de photos tow cam ou autres submersibles) que celui que nous avons à notre disposition.

4.8. Résumé et commentaire de l'étude morpho-structurale et chronologique

4.8.1. Distribution des faciès

Le plancher du plateau sommital de la zone d'étude est constitué de 37% de laves en coussin, 39% de laves lobées, 11% de laves en nappe (4% de chenaux et structures d'effondrement et 7% de coulées d'inflation). Enfin, 13% des terrains n'ont pas pu être identifiés. Ces valeurs peuvent toutefois être sous- ou surestimées à l'échelle du segment. En effet, seul 30 km, soit environ un quart du segment est imagé. De plus, sur cette distance plus d'un tiers des laves en coussin est localisé sur un seul édifice, situé entre 15°48'N et 15°51'N. Cet édifice visible sur les données de surface (à 40 m de résolution) n'a pas d'équivalent identifié sur le reste du segment.

Sans indication supplémentaire sur la morphologie des laves de part et d'autre de nos données, nous considérons ces valeurs comme représentatives du segment. Représentées en fonction du taux d'accrétion (~85 mm/an), ces abondances relatives sont cohérentes avec la tendance observée via l'analyse de différents segments, c'est-à-dire une augmentation proportionnelle de l'abondance des laves lobées et en nappe avec le taux d'accrétion [McClinton et al. 2013] (Figure V-70). La représentation de ces valeurs avec l'apport magmatique, calculé comme le produit de l'épaisseur crustale et du taux d'accrétion [Sinton et al., 2003], soulève plusieurs questions. En effet, Weiland et Macdonald [1996] interprètent les anomalies gravimétriques négatives comme un sur-épaississement crustal d'environ 2,25 km par rapport à une épaisseur crustale que nous dirons « normale », estimée à 6 km, soit une épaisseur totale d'environ 8,25 km. D'autre part, Shah et Buck [2006] n'observant pas d'approfondissement significatif du Moho à cet endroit, suggèrent que cette anomalie pourrait également être liée une zone de haute température et de fusion accrue sous l'axe d'accrétion. Dans ce cas, l'épaisseur crustal, non calculée, peut-être estimée à environ 6 km. Ainsi, deux apports magmatiques extrêmes peuvent être calculés, une valeur intermédiaire étant possible. Dans le cas d'une épaisseur crustale « normale », avec un apport de $\sim 0.51.10^6$ m³ / km /an, les proportions des différents faciès observés sont relativement conformes avec la tendance générale de la courbe. En revanche, dans le cas d'une croûte sur-épaissie, avec un apport magmatique de ~0,7.10⁶ m³ / km /an, la proportion de laves en coussin est anormalement élevée. Une telle anomalie peut confirmer le modèle de Shah et Buck [2006] suggérant une épaisseur crustale dite « normale », toutefois elle pourrait également être expliquée par une surestimation de l'abondance totale des laves en coussin, ou par une anomalie dans la rhéologie des laves (ex. viscosité) (Figure V-70).



Figure V-70 : Abondance relative des faciès volcaniques en fonction de l'apport magmatique (à gauche, calculé comme le produit de l'épaisseur crustal et du taux d'accrétion, d'après Sinton et al., [2003]) et du taux d'accrétion (à droite). Le rectangle rouge correspond à notre zone d'étude. Les rectangles gris sont basés sur les observations compilées sur Gakkel [Jokat et al., 2003 ; Pontbriand et al., 2012] ; la dorsale médio-Atlantique (MAR, Mid Atlantic Ridge) à 37°N [Crane et Ballard, 1981] ; la dorsale des Galápagos (GSC, Galapagos Spreading Center) à : 86°W [Ballard et al., 1979], 92°W et 95°W [McClinton et al., 2013] ; la dorsale Est-Pacifique Nord (EPR N, East Pacific Rise North) à : 12°50'N [Choukroune et al., 1985], 9°-9°50'N [Kurras et al., 2000 ; White, 2002 ; Engels et al., 2003 ; Meyer et White, 2007 ; Fundis et al., 2010] ; la dorsale Est-Pacifique Sud (EPR S) entre 17°S et 21°S [Francheteau et Ballard, 1983 ; Renard et al., 1985]. D'après McClinton et al. [2013].


A l'échelle de notre étude, la proportion de laves en coussin et de laves lobées est très similaire. En revanche, les six zones, définies via la segmentation du fossé sommital, mettent en évidence une répartition très hétérogène de ces faciès. Ainsi, pour des surfaces cartographiées équivalentes, le segment B est majoritairement constitué de laves en coussin (83% avec 3% de coulées d'inflation, 1% de laves lobées, 1% de chenaux et 12% de laves non identifiées), alors que le segment E est constitué d'autant de laves en coussin que de laves lobées (37%, avec 8% de coulées d'inflation, 7% de chenaux et 11% de laves non identifiées) (Figure V-72). Ces différences d'abondance des faciès le long de l'axe, déjà mises en évidence via les données Nautile, confirment l'existence de source de rhéologie (ex. viscosité), de taux d'extrusion, ou de pentes de mises en place contrastées.



Figure V-72 : Surface occupée par les différents faciès volcaniques (laves en coussin, laves lobées, coulées d'inflation, chenaux et structures d'effondrement, et laves indifférenciées) pour chaque zone définie via l'analyse des fossés sommitaux.

Un découpage artificiel en bandes de 1 kilomètre de large, perpendiculaires à la dorsale, permet d'étudier la distribution des laves plus en détails (Figure V-73). Cette distribution est relativement bien corrélée avec la segmentation de l'AST (cf. Chapitre V-2). En effet, les changements importants dans l'abondance relative des facies coïncident avec les discontinuités majeures (e.g. décalages des AST supérieurs à 200 m, approfondissement du plancher), mises en lumières par l'étude du fossé sommital. Cette relation entre la répartition des faciès volcaniques et la segmentation du fossé sommital sera discutée dans le chapitre VIII-2.

L'analyse systématique de la rugosité réalisée suivant le même découpage tend à confirmer l'étude visuelle. Les faciès étant alors identifiés via de leur indice de rugosité. La comparaison avec les observations visuelles permet alors d'identifier 4 grands types de faciès: les laves en coussin formant des monticules < 200 m de diamètre (0-0,2), ceux supérieurs à 200 m de diamètre (0,2-0,4), les laves lobées (0,4-0,6) et les laves en nappes comprenant les coulées d'inflation et le plancher des chenaux et des lacs de laves effondrés (0,6-1).



Figure V-73 : Abondance relative des différents faciès occupant le plancher. Les calculs sont basés sur un découpage de la surface des données micro-bathymétrique en bandes de 1 kilomètre de large, perpendiculaires à l'axe de la dorsale. La surface du plancher imagé est indiquée par un trait noir sur a figure A. A/ Abondance déterminée via l'étude morpho-structurale ; B/ Abondance déduite de l'analyse semi-automatique de la rugosité. L'indice de rugosité est indiqué par le coefficient de Fischer. Un indice de 0 à 0,4 correspond approximativement aux laves en coussin, entre 0 ,4 et 0,6 aux laves lobées et de 0,6 à 1 aux laves en nappe.

4.8.2. Relation entre les différents faciès et les structures volcaniques

Que ce soit via les données Nautile ou micro-bathymétriques, cette étude montre qu'au sein d'une même coulée, différents faciès volcaniques peuvent être observés. Ces différents faciès peuvent être liés au type d'écoulement. Ainsi, une coulée de laves lobées va être formée d'une succession de lobes en surface alors que la lave qui continue à s'écouler sous la croûte solidifiée, refroidira plus lentement et aura alors une texture de type laves en nappe. De même, des changements progressifs de faciès peuvent se produire : 1/ en fronts de coulées, ils sont alors liés au refroidissement des laves, à une vitesse d'écoulement plus réduite, etc..., 2/ à proximité de la source, ils sont alors généralement mis en place en fin d'éruption et liés à des diminutions du taux d'extrusion (pression réduite dans la chambre).

Lors de cette étude un lien étroit entre les coulées d'inflation et les coulées de laves en coussin a été mis en évidence. En effet, dans 85% des cas, les coulées d'inflation sont localisées au sommet des laves en coussin, généralement dans l'axe des coulées. Alors qu'un tel lien entre les chenaux et les laves lobées est relativement bien connu, les chenaux résultant à l'effondrement de la croûte de lave après le drainage de la coulée, celui existant entre les laves en coussin et les coulées d'inflation reste à éclaircir. Ces observations soulèvent plusieurs questions, notamment sur les processus de mis en place de ces laves, la nature du lien entre les deux faciès volcaniques. S'agit-t-il d'une même éruption ? Si oui, quels sont les changements à l'origine de ces morphologies très contrastées ? Si non, les laves à l'origine des coulées d'inflation reprennent-elles un conduit d'alimentation préexistant et pourquoi préférentiellement au niveau des laves en coussin ? Leur mode de mise en place sera discuté dans le chapitre VII.

Les structures d'effondrement, qu'ils s'agissent de chenaux, lucarnes ou lacs de laves effondrés, sont majoritairement observées dans les laves lobées. Les relations entre la pente et la morphologie des chenaux (longueur, largeur) est difficile à déterminer, la seule région caractérisée par une pente du plancher supérieure à 2° étant la zone 1, où relativement peu de chenaux sont identifiés. Dans ces fortes pentes les chenaux semblent plus étroits et moins sinueux. Cependant ces variations de largeur pourraient également être directement reliées à la géométrie de la source : ponctuelle ou linéaire.

Les structures d'effondrement apparaissent également dans les coulées de laves en coussin, bien qu'elles soient moins nombreuses que dans les laves lobées. Seuls les monticules excédant 200 m de diamètre semblent affectés par ces structures. Les chenaux y sont plus courts (< 250 m) et les structures d'effondrement plus profondes (> 5 m) que ceux identifiés dans les laves lobées. La présence de ces structures aux centres des édifices de laves en coussin, conforte le modèle de *McClinton et al.* [2013] qui suggèrent que le sommet des édifices, excédant 200 m de diamètre, serait constitué de laves lobées.

4.8.3. Relation entre l'âge du volcanisme et la largeur des fossés

L'étude chronologique montre qu'il existe une relation entre la largeur de l'AST et l'âge relatif des éruptions. Les laves émises par les ASTs larges semblent toujours plus anciennes que celles émises par les ASTs étroits. Par exemple, les laves émises par l'AST 4 (1100 m de large) sont plus récentes que celles émises par l'AST 5 (Segment C). D'ailleurs, dans le segment B, les observations Nautile confirment l'absence de coulées récentes au niveau de l'AST 3. Là où une reprise d'activité volcanique de l'AST 3 serait observée (Segment A), l'AST disparait complètement, comblé par les laves. Les fossés les plus étroits sont eux partiellement comblés par des laves (souvent des coulées d'inflation, cas des ASTs 10 et 12).

Dans le cas où deux fossés sont contigus, lorsque l'un des fossés est étroit et l'autre large, le plus étroit est systématiquement situé sur le bombement volcanique axial. Cette géométrie suggère une activité volcanique plus intense sous l'AST étroit. D'ailleurs, les laves émises par ces fossés apparaissent toujours plus récentes, comblant parfois partiellement le fossé voisin (ex. de la zone 4).

Ces observations sont confirmées, au moins dans les segments A et B, par des analyses de

paléo-intensité sur des échantillons (cf. chapitre IV-2.3, [*Carlut et al.*, 2004]). En effet, les laves émises par l'AST 3 (\leq 600 m de large) dans sa partie la plus large sont datées à près de 3 ka, Alors que celles émises juste au Nord là où les AST sont étroits sont plus récentes, plus actuelles.

PARTIE III. DISCUSSION

Chapitre VI. Processus tectoniques

L'étude menée sur les failles et fissures dans le chapitre V, permet de caractériser la structuration et les différents processus (tectoniques, volcaniques) à son origine sur 2 km de part et d'autre des fossés sommitaux. Le chapitre ci-dessous discute ces observations en se focalisant sur la localisation des failles, leurs géométries (rejets verticaux, longueurs) et leurs relations avec les éruptions. Nous aborderons les différents processus impactant la géométrie des failles. Finalement, nous discuterons des relations entre les processus à l'origine de cette structuration et la structure profonde de la dorsale.

1. Origine et distribution de la déformation sur le dôme axial

La géométrie et la distribution des failles et fissures à l'axe des dorsales sont principalement liées à l'épaisseur de la lithosphère, elle-même dépendante du taux d'accrétion, et aux contraintes exercées sur cette lithosphère (cf. Chapitre I.6.2 et 6.3). A l'axe des dorsales rapides, les failles sont moins communes qu'aux dorsales lentes, avec des rejets verticaux moins élevés. La lithosphère y est en effet trop fine et faible pour supporter leur formation [*Crowder et Macdonald*, 2000], et l'accommodation de l'extension se fait principalement par le biais du magmatisme, la déformation cassante accommodant seulement 4 à 10 % de l'extension [e.g., *Cowie et al.*, 1993; *Bohnenstiehl et Carbotte*, 2001; *Escartin et al.*, 2007].

Dans cette étude, le rapport d/L moyen entre la longueur des failles (L) et leur rejet vertical maximum (d) est d'environ 0,0049 sur l'ensemble des données micro-bathymétriques. Ce rapport est calculé pour des failles situées à l'axe de la dorsale. Il est plus faible que celui calculé le long de la vallée axiale de la dorsale Médio-Atlantique (~0,03 [Bohnenstiehl et Kleinrock, 1999]) et le long de la dorsale Explorer (0,025-0,075 [Deschamps et al., 2007]), suggérant un déficit du déplacement vertical par rapport au déplacement horizontal. Un déficit du même ordre de grandeur est également observé sur les failles délimitant les plaines abyssales le long de la dorsale Est Pacifique (EPR) (ex. 0,004 à 3,5°S et 0,006 à 9°N) [Cowie et al., 1993, 1994; Carbotte et Macdonald, 1994; Cowie, 1998; Bohnenstiehl et Kleinrock, 2000] (Figure VI-1). Il reflèterait l'incapacité du système de failles à évoluer dans la fine couche fragile pour que son déplacement vertical s'ajuste à l'allongement des failles par liaison entre elles [Bohnenstiehl et Kleinrock, 2000]. Durant la connexion des failles entre elles, la longueur de la faille augmente brusquement sans augmentation du rejet induisant un faible rapport d/L (Figure VI-2) [e.g., Cartwright et al., 1995; Bohnenstiehl et Kleinrock, 2000; Cowie et al., 2000]. La déformation perdurant sur la faille lui permettent progressivement de développer son rejet vertical. Dès qu'elle s'étend au travers de la couche fragile, la faille ne peut plus développer son rejet en raison des variations des propriétés mécaniques qui limitent la propagation de son extrémité en



Figure VI-1 : Relation entre le rejet vertical maximal et la longueur des failles de la dorsale Médio-Atlantique (MAR) [Bohnenstiehl et Kleinrock, 2000] et Est Pacifique (EPR) [Cowie et al., 1993, 1994; Carbotte et Macdonald, 1994]. Les rapports calculés dans cette étude sont indiqués en bleu pour les failles du plateau, et en rouge pour celles des épaules. L'encadré vert est un zoom sur les données du segment 16°N.

profondeur [e.g., *Ackermann et Schlische*, 1997; *Ackermann et al.*, 2001; *Benedicto et al.*, 2003; *Soliva et Benedicto*, 2005; *Soliva et al.*, 2005]. Dans le cas du segment 16°N, la présence du point chaud des Mathématiciens à proximité de l'axe pourrait influer sur la couche fragile, déterminée par l'isotherme à 450°, en diminuant son épaisseur. Cette fine épaisseur est en partie confirmée par l'épaisseur de la couche 2A (~170±44 m à l'axe jusqu'à 350 m à 750 m de l'axe) qui est parmi les plus fines de l'EPR. La géométrie et l'arrangement des failles dans notre zone d'étude indiquent donc qu'elles se développent préférentiellement par connexion.

Nos observations montrent que les fissures et les failles sont relativement nombreuses à l'axe, en dépit du taux d'accrétion (85 mm/an), du fort apport magmatique et du flux thermique induit par la présence du point chaud des Mathématiciens. La zone axiale du plateau sommital apparait en effet comme beaucoup plus structurée que celle du segment 9° par exemple (Figure VI-3). Cette structuration est très hétérogène à la fois dans la distribution et la géométrie des failles et fissures (Figure VI-4-A). L'axe de la dorsale est en effet caractérisé par une très forte concentration de fissures et failles (entre 20 et 35 failles par km), alors que ses flancs sont localement vierges de toute structure. Les bordures latérales du plateau et ses épaules voient un retour de la structuration marqué par le développement d'importants rejets verticaux.

L'analyse détaillée de la géométrie (rejet vertical, longueur, pendage) des failles (Chapitre V-3) montre que le rapport d/L est très variable (de 0,0007 à 0,1) à la fois le long et perpendiculairement



Figure VI-2 : Evolution du rapport du rejet vertical maximal (d) sur la longueur (L) des failles. Ces résultats synthétisent les observations réalisées à terre et en mer. La droite correspond à la droite d'équation d/L=0,03 (valeur du rapport pour les grands systèmes de failles terrestres). Le rejet vertical maximal aux dorsales rapides étant plus faible qu'aux dorsales lentes, des failles de longueur équivalente auront des rapports d/L plus faibles. Le point blanc et le noir indiquent la localisation possible des failles localisées sur le plateau et les épaules respectivement. Modifiée d'après Bohnenstiehl et Kleinrock [2000].

à l'axe. Sa distribution permet de distinguer deux groupes très contrastés :

• <u>Le groupe 1</u> est constitué de failles strictement localisées sur le plateau sommital et souvent à proximité de l'axe (en bleu figure VI-1 et VI-2). Ces failles forment des grabens relativement symétriques, généralement inférieurs à 10 m de profondeur et souvent clairement associés à des zones d'éruption (source des chenaux, axe de symétrie des coulées). Leur rapport d/L moyen est d'environ 0,0047.

• <u>Le groupe 2</u> est constitué de failles localisées sur les épaules (en rouge figure VI-1 et VI-2). Ces failles constituent parfois les bordures de grabens asymétriques. Le rapport d/L moyen de ces failles, d'environ 0,0268, est relativement proche du rapport moyen des grands systèmes de failles terrestres (0,03 [*Schlische et al.*, 1996]) et de celui mesuré à l'axe des dorsales lentes [e.g., *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000; *Le Saout et al.*, 2011].



Figure VI-3 : Cartes structurales de deux segments de dorsale rapide. Sur les deux cartes, les failles à regard interne sont indiquées en noir, celles à regard externe en bleu. Les fissures sont indiquées en vert. a) Carte structurale du segment 16°N réalisée à partir des données microbathymétriques. b) Carte structurale du segment 9°N de l'EPR réalisée à partir de données de sonar latéral (DSL-120). L'âge des terrain est interprété à partir de données de réflectivité. Le fossé sommital (AST), et les chenaux sont issus de Soule et al. [2005]. L'extension latérale de l'AMC est déduit des profils sismiques [Harding et al., 1993]. L'encadré rouge correspond à l'extension de des données micro-bathymétriques du segment 16°N. Carte modifiée d'après Escartin et al. [2007].

Différents processus peuvent expliquer la présence de ces deux groupes de failles bien distincts. Les variations du rapport d/L peuvent en effet être liées à des recouvrements partiels des failles par des coulées postérieures, à des différences de maturité des structures tectoniques ou encore à des différences de processus à l'origine de ces structures (failles d'origine volcanique ou tectonique).

1.1. Recouvrement partiel par des coulées postérieures

Le long de l'axe, à la fois les plongées Nautile et l'analyse des données micro-bathymétriques révèlent la présence de coulées postérieures ou synchrones aux fissures et plans de failles. Ces éruptions conduisent au comblement partiel des fossés sommitaux (ASTs) et donc à l'effacement local des rejets verticaux initiaux. Ces recouvrements seraient au moins en partie responsables des faibles rapports mesurés, le rejet vertical calculé n'étant plus représentatif du déplacement total sur le plan de faille. Cependant, bien que le recouvrement partiel des failles par des laves soit fréquent aux dorsales rapides [e.g., *Alexander et Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 1997], des rapports d/L aussi bas nécessiteraient le recouvrement de 50% à 75% des rejets verticaux de chaque faille [*Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000]]. Dans notre cas, le recouvrement pourrait atteindre jusqu'à 97% du rejet vertical réel impliquant que le rejet réel des failles à l'axe atteigne localement plus de 100 m. Cela nécessiterait donc un volume de lave de plus de 3,5.10⁷ m³ pour combler partiellement un AST d'environ 150 m de large et 3 km dont la profondeur mesurée serait de 8 m après le comblement.

D'autre part, même en l'absence de témoins de coulées postérieures aux mouvements sur les failles, le rapport d/L moyen dans la zone axiale reste relativement faible (ex. 0,0104 dans le segment B). Ces faibles rapports d/L ne peuvent donc pas uniquement résulter de l'effacement des rejets par des coulées postérieures. Cependant, le recouvrement partiel des plans de failles pourrait expliquer la variabilité du rapport d/L le long de l'axe. En effet, les failles avec le rapport d/L le plus élevé, sont localisées dans une zone marquée par l'absence de coulées postérieures aux failles et caractérisées par des pendages abruptes (> 60°) (segment B). En revanche, la zone où les failles ont le rapport d/L moyen le plus faible (0,0013 dans la segment E) est celle où les ASTs sont clairement les plus comblés par les laves et les failles masquées partiellement par les coulées responsables des faibles pendages observées (< 60°) (cf. Chapitre V.3.2.4).

Les bas rapports d/L sont majoritaires à l'axe, mais localement les failles sont caractérisées par des rapports d/L excédant 0,015 (Figure VI-4), et atteignant parfois 0,1. L'analyse des relations entre ces failles et les coulées adjacentes montre clairement qu'à l'axe, les failles avec un fort rapport d/L ont parfois leurs extrémités complètement effacées par des coulées. Les failles des épaules semblent avoir été peu affectées par des coulées postérieures, probablement en raison de leur surélévation par rapport au plateau sommital. Si les extrémités de quelques-unes de ces failles paraissent avoir été effacées, pour la majorité d'entre elles, les rapports calculés seraient représentatifs des failles.



Figure VI-4 : Cartes structurales du segment 16°N réalisées à partir des données microbathymétriques représentant ; A/ La distribution du rapport du rejet vertical maximal (d) d'une faille sur sa longueur (L) d/L. En noir les rapport d/L sont faibles, en rouge ils sont élevés. Les zones où les failles sont partiellement effacées par les coulées sont soulignées d'une flèche noire ; B/ Les processus à l'origine des failles (magmatique en orange, et tectonique en noir).

Il existe donc clairement une différence entre les failles localisées à l'axe du plateau sommital et celles des épaules qui est indépendante du volcanisme. Si les éruptions ne sont pas clairement responsables des variations observées perpendiculairement à l'axe, elles sont cependant à l'origine des variations de la géométrie apparente des failles le long de l'axe. D'autres processus moins superficiels sont donc à l'origine de ces variations.

1.2. Différences de maturité du système de failles

Des études antérieures montrent qu'au cours de son développement, le rapport d/L d'une faille évolue en raison du type de croissance [e.g., *Cowie et al.*, 1994; *McAllister et Cann* 1996; *Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000]. Le rapport d'une faille initialement proche de 0,03 diminuerait rapidement en raison de l'allongement de la faille qui se fait par connexion avec les failles voisines. Puis la contrainte sur la faille permettrait une augmentation relativement lente du rejet vertical impliquant une augmentation du rapport d/L (Figure VI-2).

Ainsi, une hypothèse possible de ces variations du rapport d/L impliquerait que les rapports d/L proches de 0,03 correspondraient à des failles naissantes ou à des failles plus matures. Les rapports d/L plus faible reflèteraient des périodes d'allongement rapide des failles par connexion avec les failles voisines (Figure VI-2). La distribution des rapports d/L perpendiculairement à l'axe du segment 16°N, serait relativement cohérente avec une différence de maturité des failles. En effet, les rapports les plus faibles se situent majoritairement à l'axe où à proximité de l'axe de la dorsale, alors que les plus élevés se situent majoritairement sur les épaules du plateau. Les forts rejets verticaux (> 10 m) des failles associées aux rapports d/L les plus élevés suggèreraient que ces rapports ne seraient pas associés à des failles s'initiant, mais à des failles plus matures.

L'analyse de la segmentation des failles montre bien qu'à l'axe, les failles coalescent. Un segment de faille n'excède jamais 2,5 km. Ce « régime de coalescence » serait le régime dominant pour la majorité des failles du plateau d'après la distribution exponentielle décrite par l'analyse de la fréquence cumulée. Seules les failles dont les rejets verticaux sont supérieurs à 25 m, et dont la fréquence cumulée suit une tendance linéaire, se situeraient dans un « régime de croissance ». Ces failles sont essentiellement localisées sur les épaules et les extrémités latérales du plateau.

Les faibles rapports d/L correspondraient donc aux failles les plus longues situées dans une période d'allongement. L'absence locale de failles et fissures entre l'axe et les bordures du plateau, de même que l'absence de rapports d/L intermédiaires entre les deux groupes pourrait être expliquée par un recouvrement des structures par des coulées postérieures. Ces coulées auraient masqué localement ou intégralement les failles. Les épaules étant surélevées par rapport au plateau, les structures auraient été préservées et les failles auraient continué à se développer par l'augmentation de leur rejet vertical.

Ces observations sont cohérentes avec les observations réalisées à l'axe des dorsales rapides.

A 9°N sur l'EPR, *Escartin et al.* [2007] observent une distribution similaire des failles et fissures. Le maximum de densité est localisé à l'axe. Puis, le plancher océanique est caractérisé par une zone peu structurée, les failles seraient masquées par les coulées récentes. Enfin, les terrains plus anciens sont marqués par une densité de failles et fissures croissantes. Cependant, la zone axiale du segment 16°N atteint environ 1600 m de large contre ~400 m au maximum dans le cas du segment 9°N [e.g., *Escartin et al.*, 2007 ; *Soule et al.*, 2009]. Certaines zones sont également marquées par des rejets verticaux élevés (ex. jusqu'à 42 m dans la zone 2), impliquant que d'autres contraintes extérieures à l'extension tectonique pure affectent le plateau sommital.

1.3. Deux origines distinctes

Des études antérieures montrent que les failles et fissures peuvent se former en réponse à différentes contraintes : des contraintes purement tectoniques liées à la déformation cassante, ou des contraintes induites par l'intrusion d'un dyke (origine magmatique) [*Searle*, 2013] (cf. chapitre I).

A l'axe de notre zone d'étude, les failles délimitent quasi-systématiquement des grabens relativement symétriques, soit imbriqués les uns dans les autres (ex. ASTs se la zone 1), soit parallèles et agglomérés (ex. AST zone 3). La largeur et la profondeur de ces grabens (généralement < 250 m et 10 m respectivement) est cohérente avec des dimensions de grabens induits par des intrusions de dykes. En effet, il est possible de relier la profondeur et la largeur d'un graben avec la largeur et la profondeur d'un dyke [e.g., *Mastin et Pollard*, 1988 ; *Head et al.*, 1996 ; *Chadwick et Embley*, 1998 ; *Chadwick et al.*, 2013].

La largeur d'un dyke peut être estimée en mesurant l'extension horizontale accommodée par les failles à la surface (VI-1) [e.g., *Mastin et Pollard*, 1988 ; *Head et al.*, 1996 ; *Chadwick et Embley*, 1998 ; *Chadwick et al.*, 2013]. *Mastin et Pollard* [1988] estiment que la largeur de ce dyke correspond au 2/3 de l'extension horizontale soit :

$$L_d = \frac{2}{3} \times \frac{2H_g}{\tan \alpha_g} \tag{VI-1}$$

Cette largeur est généralement inférieure à 4 m à l'axe des dorsales [e.g., *Kidd*, 1977 ; *Baragar et al.*, 1987, 1989 ; *Nicholas*, 1989 ; *Francheteau et al.*, 1990 ; *Rochette et al.*, 1991 ; *Hurst et al.*, 1994 ; *Gudmundsson*, 1995 ; *Head et al.*, 1996 ; *Chadwick et Embley*, 1998]. Même en supposant un pendage initial des failles bordières subverticales, la profondeur du graben est rarement supérieure à 60 m pour des failles avec un pendage inférieur à 88°. Elle serait inférieure à 11 m pour des failles avec un pendage inférieur à 88°. Elle serait inférieure à 11 m pour des failles avec un pendage inférieur sont cohérentes avec celles observées en moyenne à l'axe. En outre, les dykes pouvant se propager sur des longues distances (ex. en 1998 un essaim sismique a révélé une intrusion de dykes sur une distance d'environ 50 km au Sud du Volcan Axial sur la dorsale Juan de Fuca [*Dziak et Fox*, 1999]), expliquant les faibles rapports d/L calculés.

La forte densité de failles et fissures à l'axe serait ainsi induite par l'intrusion répétée de dykes pouvant être associée à des éruptions au sein des grabens et dans leur immédiate proximité [*Chadwick et Embley*, 1998; *Fornari et al.*, 1998, 2004; *Soule et al.*, 2007]. Ces grabens marquent en effet, le point de départ de nombreux chenaux, l'axe de symétrie de coulées ou encore l'axe de divergence des fronts. Il nous est donc possible de distinguer les failles et fissures associées à des éruptions volcaniques de celles marquées par leur absence (Figure VI-4-B). Cependant, nous devons, dans nos observations, prendre en compte que toutes les intrusions de dykes ne conduisent pas à une éruption en surface [e.g., *Soule et al.*, 2009]. Ainsi dans la zone 2, les grabens constituant l'AST, sont probablement formés par le biais d'intrusions successives qui n'auraient dans la période récente pas atteint la surface. La faible concentration, voire l'absence de ces structures sur une largeur atteignant localement 2 km de part et d'autre de l'axe, serait directement le résultat des éruptions qui recouvrent ces structures au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de l'axe [*Escartin et al.*, 2007].

Au-delà de 1 km de l'axe, des sources d'éruption possibles ont été notées (cf. chapitre V-5). Sans datation précise des coulées associées, il est difficile de déterminer avec certitude leur relation chronologique avec les failles et fissures qui commencent à se développer dans la région. En effet à partir de 750 m des ASTs, on retrouve un début de structuration qui n'apparait pas être associé à des éruptions. Ces structures ne sont pas systématiquement associées à une faille conjuguée, et lorsque c'est le cas, elles constituent généralement des grabens asymétriques. Les failles à regard externe de ces grabens ont des rejets verticaux parfois jusqu'à 10 fois plus élevés que ceux de leur faille conjuguée. Cette géométrie, différente de celle observée à l'axe, n'est probablement pas induite par des intrusions qui tendent à générer une déformation relativement symétrique en surface. Elles résulteraient plutôt de la déformation cassante qui conduirait à la formation de nouvelles structures, ou à la réactivation de failles induites par l'intrusion de dykes.

1.4. Conclusion

Cette étude montre que la déformation associée à l'AST est découplée de la formation des failles normales qui se développent plus loin de l'axe comme suggéré par *Escartin et al.* [2007] dans le cas du segment 9°N de l'EPR. La grande densité de failles et fissures à l'axe serait causée par des intrusions répétées de dykes associées à des éruptions dans l'AST et dans son immédiate proximité [*Chadwick et Embley*, 1998; *Fornari et al.*, 1998, 2004; *Soule et al.*, 2007]. Entre 500 m et 2 km de part et d'autre de l'axe d'accrétion, les terrains sont dominés par les coulées et les structures volcaniques expliquant la raréfaction des failles et fissures efficacement masquées par les laves. Enfin, au-delà de 750 m des ASTs les premiers témoins de la déformation cassante apparaissent. L'augmentation et la préservation du nombre de failles et fissures sur les épaules du plateau s'expliqueraient à la fois par leur éloignement du point d'éruption ainsi que par les différences d'altitude.

Bien que la distribution et la géométrie des failles, notamment les variations du rapport d/L perpendiculairement à l'axe puissent être expliquées en grande partie par l'origine des structures, le mode de croissance des failles, notamment dans la zone de déformation cassante, et leur relation avec les coulées joue un rôle majeur dans la géométrie apparente de ces structures.

2. Structuration du plancher en relation avec la structure profonde

2.1. Largeur de la zone volcanique axiale

L'étude montre que la déformation induite par des intrusions de dykes n'est pas focalisée sur une étroite zone axiale comme il est généralement observé le long de l'EPR. Les nombreuses études réalisées montrent en effet que l'AST est généralement étroit (< 500 m) et que seule 15 à 20% de l'EPR est marqué par un AST de 500 à 2000 m de large [e.g., Bäcker et al., 1985; Kastens et al., 1986; Macdonald et Fox, 1988; Cormier et Macdonald, 1994; Auzende et al., 1996; Lagabrielle et Cormier, 1999]. Bien que les dimensions des ASTs du segment 16°N soient comprises dans la gamme des largeurs observées jusqu'à présent, ces AST se distinguent par leur profondeur. En effet, l'AST la plus large (~1100 m) n'excède pas 15 m de profondeur, contre près de 100 m pour des ASTs de dimensions similaires observés le long de la dorsale Est-Pacifique (~800 m et 100 m de profondeur vers 18°10'S [Auzende et al., 1996]). Ces différences seraient directement liées à la formation de ces structures. Lagabrielle et Cormier [1999] proposent en effet que ces ASTs larges (> 500 m) résulteraient d'inflation et retrait des magmas dans des réservoirs magmatiques plus larges que ceux responsables des ASTs étroits. Le long du segment 16°N, les variations de la largeur et de la profondeur des ASTs peut difficilement être expliqué par des effets d'inflation et de retraits des magmas dans la chambre magmatique. En effet, la largeur de l'AST la lentille magmatique sous l'ensemble du segment reste relativement superficielle et à une profondeur similaire (environ 1300 m) quelle que soit la largeur de l'AST. Il semblerait que ces ASTs larges marquent une large zone d'intrusion probablement liée à une large lentille magmatique. En effet, la lentille sous-jacente à ces ASTs est particulièrement large (la plus large du segment) et secondée par une deuxième lentille plus à l'Ouest (profil P5 Figure VI-5). Nous discuterons plus tard dans ce manuscrit de l'évolution (élargissement et approfondissement) des ASTs dans le cas du segment 16°N (cf., Chapitre VIII).

Outre cette large zone d'intrusion, les éruptions ne sont pas restreintes aux ASTs. La moitié Ouest du plateau est parcourue par un ensemble de fissures et grabens éruptifs bien visibles. Localement, des sources probablement ponctuelles (déterminées à partir de la direction des chenaux et des fronts, cf. Chapitre V-5), sont observées jusqu'à 1,5 km de l'axe, sur la bordure Ouest du plateau sommital. Cette structuration et la présence de ces sources en dehors des AST, impliquent l'existence d'une large zone volcanique axiale pouvant atteindre ~1800 m de large (profil P3 Figure VI-5). L'absence de ces sources extérieures aux AST au-delà de 500 m sur la moitié Est du plateau sommital indique que la zone volcanique axiale est décalée et centrée à l'Ouest du plateau. Cette dissymétrie est



Figure VI-5 : Profils perpendiculaires au segment 16°N entre 15°37'N et 15°53'N localisant le fossé sommital (AST, flèches grises), la zone volcanique active (rouge), et la région affectée par la déformation cassante (en noir). Leur localisation sont mises en relation avec la structure profonde (couche 2A et chambre magmatique (AMC)) du segment déterminée par le biais de profils de sismique réflexion [Carbotte et al., 2000].

à mettre en regard avec la structure profonde du plateau sommital. En effet, l'étude de profils de sismique réflexion réalisée par *Carbotte et al.* [1998 ; 2000] a mis en évidence la présence d'une lentille particulièrement large, de 1331±338 m, centrée sous les ASTs. Cette lentille magmatique est localement secondée par une seconde lentille plus profonde localisée sous la moitié Ouest du plateau sommital (profils P5 et P7 Figure VI-5). La largeur des ASTs, inférieure à celle de la lentille la plus superficielle, et l'orientation radiale de certaines fissures éruptives par rapport à l'axe d'accrétion suggèreraient que la lentille la plus superficielle est la source des magmas émis à l'axe et probablement de la majorité des éruptions. La seconde lentille magmatique pourrait ne pas être à l'origine d'éruption ou être la source de coulées mises en place sur la bordure Ouest du plateau soit en direction de l'axe, soit en direction des plaines abyssales.

2.2. Initiation de la tectonique cassante à la formation des grabens latéraux

2.2.1. Initiation de la déformation cassante

Le long des dorsales rapides, la divergence des plaques est principalement accommodée par l'accrétion magmatique. La déformation cassante s'initierait entre 1 et 4 km de l'axe [e.g., *Searle*, 1984; *Wright et al.*, 1995a, 1995b; *Fornari et al.*, 1998] et se développerait (allongement et augmentation du rejet vertical) à mesure que la lithosphère s'éloigne de l'axe [e.g., *Alexander et Macdonald*, 1996; *Crowder et Macdonald*, 2000]. Des travaux plus récents basés sur l'étude de profils bathymétriques (200 m de résolution) transverses à l'axe de plusieurs segments de l'EPR suggèrent que cette déformation pourrait s'initier à partir de 600 m de l'axe d'accrétion [*Garel*, 2001]. La distance de l'initiation de cette déformation à l'axe serait dépendante de l'état magmatique de la dorsale qui peut être représenté par son aire axiale. Plus l'aire axiale est importante et donc plus l'apport magmatique à l'axe est élevé [*Scheirer et Macdonald*, 1993], plus la déformation cassante se produirait loin de l'axe (Figure VI-6) et inversement [*Garel*, 2001].



Figure VI-6 : Espacement des zones d'initiation de la déformation cassante en fonction de l'aire axiale. Le calcul a été effectué sur chacun des dix profils illustrés figure VI-5 (points rouges). Ces valeurs sont superposées aux travaux de Garel [2001] (losanges noirs) pour comparaison.

Dans notre secteur d'étude, les premiers témoins de la tectonique cassante sont localisés à partir de 755 m de l'axe (Figure VI-5). Ces témoins étant directement situés dans la zone néovolcanique, les structures induites par cette déformation et localisées plus près de l'axe pourraient avoir été effacées au fur et à mesure des éruptions. Ces valeurs ont été reportées dans un diagramme représentant la distance entre l'initiation de la tectonique cassante de part et d'autre de l'axe à une même latitude, sur l'aire axiale (Figure VI-6). L'aire axiale pour le segment 16°N est extraite des figures de *Scheirer et Macdonald* [1993] qui calculent l'aire de la section axiale tous les kilomètres le long de l'EPR. Cette aire axial est calculée par rapport à une profondeur de référence déterminée régionalement comme la profondeur moyenne du plancher océanique à 0,5 Ma. Dans le cas du segment 16°N, l'aire varie entre 3,6 et 7,8 km indiquant qu'il s'agit d'une région de fort apport magmatique. Malgré la différence induite par la résolution des données (1 m et 200 m, respectivement), les premiers témoins de la déformation cassante sont localisés dans l'intervalle des valeurs, déterminé par les travaux de *Garel* [2001] (Figure VI-6).

Nos observations montrent que la déformation cassante s'initie au-delà de la zone d'accumulation de la couche 2A, dont la limite se situe entre 350 m et 750 m de l'axe d'accrétion. La déformation s'intensifie après le second épaississement de la couche 2A, situé à la limite entre le plateau et les épaules. Les failles y sont plus fréquentes et présentent des rejets verticaux plus développés, excédant généralement 30 m. L'épaisseur de la couche 2A joue donc un rôle prédominant dans la structuration du plancher. Son épaississement traduit également un épaississement de la couche fragile, permettant l'enracinement des failles plus en profondeur et donc leur développement.

Notre étude montre que les premiers témoins de la déformation cassante sont localisés plus proche de l'axe à l'Est qu'à l'Ouest. Cette asymétrie suggère un découplage de la déformation cassante à l'Est et à l'Ouest de l'axe. Ce découplage est en accord avec les observations de *Garel* [2001]. Cependant, nos observations ont mis en évidence des variations de l'âge des terrains à une même latitude et même distance à l'axe. C'est notamment le cas entre 15°41'N et 15°45'N (profil p4 et p5, Figure VI-5), où les premiers témoins de la déformation cassante apparaissent plus proche de l'axe à l'Ouest qu'à l'Est (1436-1710 m et 2280-2850 m, respectivement). Cette région est marquée par la présence de deux ASTs dont l'un, à l'Ouest, moins actif d'un point de vue volcanique et qui sert de barrière à l'écoulement des laves. Cette asymétrie est donc en partie reliée à la morphologie de l'axe et aux éruptions, et donc intrinsèquement reliée à la segmentation de l'axe. Nous discuterons ultérieurement de cette segmentation et de l'impact du point chaud des Mathématiciens sur sa distribution (cf chapitre VIII).

2.2.2. Formation des grabens latéraux

L'analyse visuelle non détaillée, des données bathymétriques à 1 m, 10 m et 40 m de résolution montre, qu'excepté au Sud de la chaîne Mudskipper, il faut atteindre une distance de 20 à

30 km de l'axe (à l'Ouest et Est, respectivement) pour observer les premiers grabens dont les dimensions sont typiques de ceux des plaines abyssales du Pacifique (e.i., 2-5 km de large et 50 à 300 m de haut [*Macdonald et al.*, 1996]). L'analyse des profils bathymétriques révèle que sur 20 à 30 km de part et d'autre de l'axe, le plateau est disséqué par des grabens bien plus étroits (400-1,5 km de large et 50-300 m de profondeur) et moins longs (en moyenne 4,8 km contre 7,3 km à 9°N et 5,9 km à 18°S [*Weiland et Macdonald*, 1996]) qu'ailleurs sur l'EPR. La limite entre ces grabens « étroits » et ceux typiques des plaines abyssales coïncide à l'Est et à l'Ouest avec une surélévation brutale du plancher océanique qui intervient il y a 0,6 Ma en raison du début de l'interaction du point chaud des Mathématiciens avec l'axe de la dorsale. L'anomalie gravimétrique circulaire centrée sur l'axe [*Shah et Buck*, 2006] suggère qu'à cet endroit la lithosphère est probablement plus chaude et donc plus fragile. La couche fragile serait donc moins profonde, limitant le développement des failles. La faible largeur de ces structures faciliterait leur comblement par des coulées parfois massives qui semblent affecter le flanc Ouest du dôme axial (cf. Chapitre VI-6), expliquant leur absence jusqu'à la rupture de pente du plateau surélevé.

Les « grabens latéraux », c'est-à-dire les fossés tectoniques les plus proches de l'axe, sont donc ici considérés comme les premiers reliefs sur les flancs des ASTs présentant des dimensions similaires à ceux des plaines adjacentes, c'est-à-dire au minimum 400 m de large et 50 m de profondeur. Ces grabens sont observés à partir de 950 m de l'axe et coïncident parfois avec les premiers témoins de la déformation cassante (cf. profil P3Figure VI-5). L'initiation de ces grabens le long du segment 16°N interviendrait environ 1 km plus proche que ceux observés par *Macdonald et al.* [1996] et *Garel et al.* [2002]. Cette différence peut être uniquement liée à l'échelle d'observation puisque les structures prises en compte ici sont quatre fois moins larges que celles identifiées par *Macdonald et al.* [1996] et *Garel et al.* [2002].

Les profils bathymétriques révèlent une asymétrie dans la distribution des grabens latéraux de part et d'autre de l'axe. Ils apparaissent plus tôt sur le flanc Est, où ils démembrent les épaules du dôme axial. Sur le flanc Ouest, ils sont localisés aux pieds du dôme et sont parfois entièrement comblés. Cette asymétrie dans la distribution des grabens latéraux est à mettre en relation avec l'activité magmatique et plus largement avec la structure profonde de la dorsale. En effet, la structure profonde de la dorsale est également marquée par une asymétrie, la couche 2A est moins épaisse sous l'épaule Ouest que sous l'épaule Est du plateau (550 m et 750 m, respectivement). A la latitude des épaules (entre 15°40'N et 15°46'N), une deuxième lentille magmatique est localisée sous la moitié Ouest du plateau (Figure VI-5) [*Carbotte et al.*, 1998]. Cette structuration profonde de la dorsale est donc probablement à l'origine du découplage de l'activité tectonique sur les flancs Ouest et Est de l'axe d'accrétion.

Chapitre VII. Dynamique des éruptions : modèle de mise en place des laves, cas particulier des coulées d'inflation

Le lien entre la morphologie des coulées et leur mode de mise en place est relativement complexe. Cette relation dépend en effet de nombreux paramètres qui influent directement sur les dimensions des coulées (longueur, largeur et hauteur) ainsi que sur les faciès volcaniques (laves en nappe, lobées et en coussin). De nombreuses approches empiriques ou analytiques ont été réalisées pour modéliser les mises en place des coulées à la fois sur Terre en domaines aériens ou subaquatiques ainsi que sur d'autres corps planétaires silicatés (ex. la Lune, Vénus, Mars) (cf. Chapitre I.5.3).

Dans ce chapitre, nous discuterons plus particulièrement de la mise en place des coulées d'inflation, dont les dimensions (largeur, longueur, hauteur) et la pente de mise en place restent faciles à mesurer, notamment en raison des fronts abrupts des coulées (cf. Chapitre VI.6). Dans un premier temps, nous présenterons un modèle théorique de mise en place de laves sur un plancher subhorizontal. Ce modèle est appliqué aux coulées d'inflation du segment 16°N, ainsi qu'à certaines coulées martiennes. Ces dernières également mises en place sur des terrains subhorizontaux, se révèlent en effet être des candidats idéaux à l'application du modèle. Nous aborderons dans une seconde partie la problématique de l'environnement de mise en place des coulées d'inflation qu'il soit aérien ou subaquatique. Ce travail a donné lieu à un article publié dans *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (Annexe III). Puis nous discuterons du lien entre les coulées d'inflation en nappe et les coulées d'inflation en coussin qu'elles surplombent, à travers un modèle conceptuel.

1. Modèle théorique de mise en place sur un plancher subhorizontal

Les observations du segment 16°N montrent que les laves localisées sur le plateau sommital se sont mises en place sur des pentes inférieures à 3° et généralement inférieures à 1°. Dans le cas des coulées d'inflation en nappe formant un plateau, cette pente est inférieure à 0,5°. Alors que des modèles existant estiment les paramètres rhéologiques des laves à partir de l'épaisseur des coulées [e.g., *Griffiths et Fink*, 1993; *Head et al.*, 1996], il est nécessaire que les laves soient soumises à une force de volume due à la pente sur laquelle elles s'écoulent. Dans le cas des laves mises en place sur le plateau sommital du segment 16°N, cette pente est subhorizontale. L'application de modèles de mise en place préexistant avec des valeurs de viscosité (10¹ et 10³ Pa.s, [*Pinkerton et Sparks*, 1978; *McBirney et Murase*, 1984; *Kilburn et Sigurdsson*, 2000; *Colman et al.*, 2012]) et des largeurs de dykes (1 à 3 m) issues de la littérature et une pente de mise en place inférieure à 0,5° ne permet pas d'obtenir des taux d'extrusion et une durée d'éruption réalistes, de l'ordre de 0,1 à 10³ m³/s et quelques heures à quelques jours respectivement. En effet, l'application de modèle tel que celui de *Gregg et Fink*. [1995] par exemple, implique que pour des durées de mises en place similaires à celles

observées à l'axe d'autres segments de dorsales (ex. 1 à 2 h pour un volume de 4 - 6.10^6 m³ au segment 9°N de l'EPR [*Gregg et al.*, 1996], et 12 h pour un volume de 21.10^6 m³ au segment Juan de Fuca [*Yeo et al.*, 2013], pour des laves lobées), la viscosité des laves serait de l'ordre de 10^6 Pa.s. De telles valeurs de viscosité ne permettraient alors plus le déplacement des laves sur une surface subhorizontale.

La géométrie de ces coulées et leur pente de mise en place ont conduit à l'élaboration d'un modèle théorique de dynamique des éruptions, réalisé en collaboration avec Anne Deschamps et Pascal Allemand de l'Université de Lyon. Ce modèle a été appliqué aux coulées du segment 16°N et à des coulées martiennes également mises en place sur un plancher subhorizontal. Le travail réalisé sur Mars a abouti à un article en cours de rédaction.

1.1. Le modèle

L'objectif est donc de proposer un modèle théorique simple reliant les paramètres géométriques, mécaniques et rhéologiques des laves de la chambre magmatique à leur emplacement sur un plancher subhorizontal (Figure VII-1).



Figure VII-1 : Schéma définissant les différents paramètres utilisés dans les modèles théoriques. l_d : largeur du dyke, H_l : hauteur de la coulée de lave, L_l : largeur de la coulée, H_{le} : hauteur des levées, L_{le} : largeur des levées, ρ_l : densité du magma dans l'AMC, ρ_m : densité de la roche encaissante, ρ_e : densité de l'eau.

La lave est ici considérée comme un fluide de Bingham caractérisé par une viscosité newtonienne et un seuil (une contrainte plancher) de mise en mouvement au-dessous duquel la coulée n'avance pas. En effet, l'analyse des terrains montre les coulées mises en place sur le plateau sommital du segment 16°N, sont localisées sur un plancher subhorizontal et sont caractérisées par la présence de levées et par des dimensions parfois restreintes (ex. surface inférieure à 0,7 km). Ces observations suggèrent que les laves à l'origine de ces coulées n'ont pas le comportement d'un fluide Newtonien qui, s'il est répandu sur une surface plane, s'étale indéfiniment dans toutes les directions, mais se comportent comme un fluide de Bingham qui, sur ce même environnement, s'arrêtera de s'écouler lorsque les contraintes seront inférieures à un certain seuil. Ces observations sont en accord avec les mesures expérimentales de rhéologie des fluides silicatés qui montrent que ceux-ci possèdent un seuil de contrainte en dessous duquel les laves restent immobiles.

Les études antérieures [e.g., *Bonatti et Harrison*, 1988; *Gregg et Fink*, 1995; *Kurras et al.*, 2000; *Gregg et Smith*, 2003; *McClinton et al.*, 2013] montrent que le comportement d'une coulée est principalement lié à la viscosité, le taux d'extrusion et la pente de mise en place. Cette pente dans notre cas est inférieure à 0,5°. Elle est ici considérée comme négligeable et n'est pas prise en compte dans le modèle. Le comportement de la coulée dépendra donc uniquement de la viscosité et du taux d'extrusion. L'évolution temporelle du système n'est pas prise en compte, le temps de mise en place étant supposé court par rapport au temps de refroidissement. La viscosité est donc considérée comme constante au cours de l'éruption. Le taux d'extrusion est également constant. Le modèle va donc surestimer le flux de la lave en surface, et sous-estimer de la durée de l'éruption.

Les laves sont extraites de la chambre magmatique à travers un dyke formé par l'action : 1/ des contraintes élastiques sur les murs de la chambre magmatique, 2/ des forces de flottabilité et 3/ des contraintes tectoniques extensives régionales. Nous faisons ici l'hypothèse que la lave se met en place suffisamment rapidement pour ne pas être affectée par le refroidissement. L'arrêt du front serait alors uniquement dû à l'arrêt de l'éruption et au seuil de contrainte. Ce seuil peut être mesuré de deux façons : à partir de la hauteur de la coulée (VII-1) ou à partir de la hauteur et largeur des levées de la coulée lorsque celle-ci est affectée par une vidange (VII-2).

Paramètres	Symboles	Unités	Paramètres	Symboles	Unités
Contrainte de seuil	σ_s	Ра	Hauteur de la coulée estimée	H _e	m
Densité des magmas dans la chambre magmatique	ρ_l	kg/m ³	Vitesse d'avancée	V _d	m/s
Densité de la croûte	ρ_m	kg/m ³	Durée de mise en place dynamique	T _d	S
Densité de l'eau	ρ_w	kg/m ³	Durée de mise en place géométrique	T_g	S
Gravité	g	m/s	Hauteur de la coulée	H_l	m
Contrainte verticale	S_v	Ра	Longueur de la coulée	L_l	m
Contrainte horizontale	S _h	Ра	Hauteur des levées	H _{le}	m
Excès de pression dans la chambre magmatique	P _{ex}	Ра	Largeur des levées	L _{le}	m
Module de cisaillement	G	m	Pente	α	0
Coefficient de Poisson	ν	m	Profondeur de la chambre magmatique	Н	m
Flux magmatique par mètre de dyke	Q_l	m ³ /s/m	Profondeur d'eau	Ζ	m
Flux magmatique	Q	m ³ /s	Largeur du dyke	L _d	m
Viscosité	μ	Pa.s			

Tableau VII-1 : Paramètres du modèle théorique

$$\sigma_s = \rho_l g H_l \sin \alpha \tag{VII-1}$$

$$\sigma_s = \frac{g(\rho_l - \rho_w)H_{le}^2}{2L_{le}} \tag{VII-2}$$

Les paramètres des équations sont décrits dans le tableau VII-1. D'après nos calculs, le seuil de mise en mouvement est très faible ($<10^3$ Pa). L'effet de Bingham est donc négligé ici, puisque le seuil de contrainte est faible par rapport aux contraintes de mise en place. L'écoulement de la lave sur le plancher subhorizontal se fera en réponse à la topographie dynamique du dyke. A l'aplomb du dyke un dôme de lave va se former. Ce dôme dont la hauteur est fonction de la pression dans la chambre va contrôler l'ensemble de la mise en place.

Un dyke peut être modélisé comme une fracture soumise à une pression interne et à une contrainte tectonique différentielle [*Pollard et al.*, 1983]. En supposant le flux magmatique suffisant [*Qin et Buck*, 2008], la largeur du dyke peut être estimée par l'équation VII-3 :

$$u = \frac{(S_{\nu} + P_{ex} - S_h)H}{G/(1 - \nu)}$$
(VII-3)

La largeur du dyke augmente alors avec la longueur et la pression interne exercée sur les murs du dyke. Nous utilisons une valeur classique du module de cisaillement de 10 GPa pour une croûte affectée par des failles et fissures [*Rubin*, 1990] Le coefficient de Poisson est de 0,25 pour les roches [e.g., *Michaut*, 2011].

Le flux magmatique dans le dyke est supposé être un flux de Poiseuille [*Turcotte et Schubert*, 1982] contrôlé par la largeur du dyke, la viscosité du magma et le gradient de pression de la chambre magmatique à la surface [e.g., *Kurras et al.*, 2000]. Il est estimé par *Gudmundsson et Brenner* [2005]comme :

$$Q_l = \frac{(u^3)L_d}{12\mu} \left((\rho_m - \rho_l)g - (\frac{\delta P_{ex}}{\delta z_{ch}}) \right)$$
(VII-4)

Ce flux augmente avec l'augmentation de la largeur du dyke et diminue avec la baisse de la viscosité.

La vitesse de mise en place (VII-5), et la hauteur de la coulée (VII-6) sont décrites par les équations de *Fink et Griffiths* [1992]. Elles sont gouvernées par le taux d'extrusion, la viscosité de la lave et la différence de densité entre le magma et l'environnement de mise en place (air ou eau) :

$$V_d = \left(\frac{g(\rho_l - \rho_w)Q_l^2}{\eta}\right)^{1/3} \tag{VII-5}$$

$$H_e = \left(\frac{\eta Q_l}{g(\rho_l - \rho_w)}\right)^{1/3} \tag{VII-6}$$

L'épaisseur de la coulée augmente avec le flux magmatique et la viscosité de la lave. La vitesse augmente également avec le flux magmatique, mais diminue avec l'augmentation de la viscosité.

Enfin, la durée de l'éruption (T) peut être calculée en secondes soit à partir de la vitesse de mise en place des laves et de la longueur de la coulée (VII-7), soit à partir des paramètres

géométriques mesurés de la coulée et du flux magmatique par mètre de dyke (VII-8) :

$$T_d = \frac{L_l}{V_d} \tag{VII-7}$$

$$T_g = \frac{L_l \times H_e}{Q_l} \tag{VII-8}$$

1.2. Application du modèle aux coulées la dorsale Est-Pacifique

Le long du segment 16°N, les coulées d'inflation en nappe (CIN) et en coussin (CIC) sont des coulées dont les limites sont bien identifiées. Leurs dimensions (largeur, hauteur, surface de la coulée, comme la largeur et la hauteur des levées) sont donc relativement bien connues, notamment quand ces coulées sont considérées comme faisant partie des derniers épisodes éruptifs. Ces coulées sont typiquement mises en place sur des planchers subhorizontaux (< 0,6° pour les coulées qui nous intéressent). Elles présentent également un profil en forme de dôme qui enfle au fur et à mesure de l'éruption et peut parfois défléchir à la fin de l'éruption en raison du drainage de la lave. Ces coulées quel que soit leur faciès, sont donc des candidates idéales à l'application de notre modèle.

1.2.1. Les données

Dans un premier temps, le modèle a été appliqué à six CIN bien individualisées. Ces CIN forment de larges plateaux parfois légèrement défléchis. Elles sont localisées sur des planchers dont la pente est généralement inférieure à 0,5°. Ces six coulées ont des surfaces variant de 125 000 à 557 000 m , pour des hauteurs de 0,5 à 8 m, correspondant à un volume de laves émis de 7,25.10⁴ à 4,4.10⁶ m³. Les dykes à l'origine de ces coulées sont supposés avoir une longueur éruptive de 250 à 800 m. Certaines de ces coulées étant partiellement masquées (coulées CIN 2, CIN 3 et CIN 4) par des coulées postérieures, ou situées à la limite des données micro-bathymétriques et sous la résolution des données bathymétrique à 10 m (coulée CIN 6), leurs dimensions sont parfois sous-estimées.

La **coulée CIN 1** est située sur la partie Ouest de l'édifice de laves en coussin, vers $15^{\circ}49,5$ 'N, sur une pente d'environ $0,05^{\circ}$. Le graben ou la fissure source des laves n'est pas visible, mais semble se situer au Sud-Ouest de la coulée. Sa longueur éruptive est estimée à 250 m d'après la largeur de la coulée à proximité de la source. Cette coulée s'est mise en place vers le Nord puis l'Est en formant deux plateaux d'environ 0,5 - 5 m d'épaisseur. L'un des plateaux mesure 270 m de large et 600 m de long, et est défléchi d'environ 4 m et un second de 210 m de large et 310 m de long. Leurs levées mesurent 0,5 à 6,5 m de haut par rapport au plancher adjacent et 50 à 80 m de large. L'ensemble forme une coulée d'environ 145 000 m², soit un volume de laves de $7,25.10^4$ à $7,25.10^5$ m³.







Figure VII-3 : Carte microbathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 1 utilisée dans le modèle. Les contours de la coulée sont indiqués par un trait noir. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.

La **coulée CIN 2** est située vers 15°45'N, à l'extrémité Est des données micro-bathymétriques, sur une pente d'environ 0,004°. La source des laves située à l'Ouest de la coulée est masquée par des coulées postérieures. La longueur éruptive du dyke source excèderait 600 m. La coulée est formée d'un plateau d'environ 985 m de long, 285 m de large et 1-3 m d'épaisseur, défléchi de moins d'1,5 m. Elle représente une surface d'environ 205 000 m², soit un volume maximum de laves d'environ 2,05.10⁵ à 6,15.10⁵ m³. Ses levées mesurent 3 à 4 m de haut par rapport au plancher adjacent et 40 à 60 m de large.

La **coulée CIN 3** est située vers $15^{\circ}44$ 'N, à l'extrémité Ouest des données microbathymétriques, sur une pente d'environ $0,6^{\circ}$ vers le Sud. La source des laves, située à l'Est de la coulée, semble masquée par des coulées postérieures. La longueur éruptive du dyke source serait d'environ 600 m. Cette coulée est asymétrique avec des levées plus superficielles au Nord qu'au Sud (-2323 m et -2330 m), tandis que leur hauteur par rapport au plancher (3-6 m) ne varie pas en fonction de la latitude. Cette asymétrie pourrait résulter d'un basculement de la coulée postérieurement à sa mise en place. La coulée est formée d'un plateau d'environ 820 m de long, 510 m de large et 2 - 5 m d'épaisseur. Elle représente une surface d'environ 265 000 m², soit un volume de laves d'environ 5,3.10⁵ à 1,3.10⁶ m³. Elle est légèrement défléchie dans sa partie centrale (< 3 m). Ses levées mesurent 4 à 6 m de haut par rapport au plancher adjacent et 70 à 100 m de large.



Carte microbathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 2 dont les caractéristiques géométriques sont utilisées dans le modèle. Les fronts de la coulée sont indiqués par un trait noir. Les limites liées à une coulée postérieure sont indiquées en tiretés noirs. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.



Figure VII-5 : Carte microbathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 3 dont les caractéristiques géométriques sont utilisées dans le modèle. Les fronts de la coulée sont indiqués par un trait noir. Les limites liées à une Profondeur (m) coulée postérieure sont indiquées en tiretés noirs. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.

La **coulée CIN 4** est située vers $15^{\circ}43,5^{\circ}N$, sur la bordure Est du plateau sommital, sur une pente d'environ 0,045°. La source des laves, située au Sud de la coulée, est masquée par des coulées postérieures. La longueur éruptive du dyke source excèderait 380 m. La coulée est formée d'un plateau d'environ 1650 m de long, 900 m de large et 0,5 à 2 m d'épaisseur, défléchi de moins d' 1,5 m. Elle représente une surface d'environ 540 000 m , soit un volume de laves de 2,7.10⁵ à 1,08.10⁶ m³. Ses levées mesurent 3 à 4 m de haut par rapport au plancher adjacent et environ 50 m de large.



Figure VII-6 : Carte microbathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 4 dont les caractéristiques géométriques sont utilisées dans le modèle. Les fronts de la coulée sont indiqués par un trait noir. Les limites liées à une coulée postérieure sont indiquées en tiretés noirs. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.

La **coulée CIN 5** est située vers 15°43'N, sur le flanc Est du fossé sommital, sur une pente d'environ 0,024°. La source des laves située à l'Ouest de la coulée est masquée par des coulées postérieures. La longueur éruptive du dyke source n'excèderait pas 400 m. La coulée est formée d'un plateau d'environ 1300 m de long, 950 m de large et 4 - 8 m d'épaisseur, défléchi de moins d' 1 m. Elle représente une surface d'environ 557 000 m , soit un volume de laves de 2,2.10⁶ à 4,4.10⁶ m³. Ses levées mesurent 4 à 8 m de haut par rapport au plancher adjacent et environ 80 m de large.



Figure VII-7 : Carte micro-bathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 5 dont les caractéristiques géométriques sont utilisées dans le modèle. Les fronts de la coulée sont indiqués par un trait noir. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.

La **coulée CIN 6** est située à l'extrémité Sud-Est des données micro-bathymétriques vers 15°36,3'N, sur une pente d'environ 0,35°. La source des laves serait située à l'Ouest de la coulée. La longueur éruptive du dyke source n'excèderait pas 300 m. La coulée est formée d'un plateau d'environ 850 m de long, 250 m de large et 1-5 m d'épaisseur, défléchi de moins de 5 m. Elle représente une surface d'environ 125 000 m , soit un volume maximum de laves de 1,25.10⁵ à 6,25.10⁵ m³. Ses levées mesurent 3 à 6 m de haut par rapport au plancher adjacent et 50 à 70 m de large.

Coulée CIN	1	2	3	4	5	6	
Longueur de la coulée (m)	600	985	820	1650	1300	850	
Largeur de la coulée (m)	270	285	510	900	950	250	
Epaisseur de la coulée (m)	0,5 - 5	1 - 3	2 - 5	0, 5 - 2	4 - 8	1-5	
Surface minimum (m)	145 000	205 000	265 000	540 000	557 000	125 000	
Volume de la coulée (m ³)	7,25.10 ⁴ - 7,25.10 ⁵	$2,05.10^{5}$ - 6,15.10 ⁵	5,3.10 ⁵ - 1,3.10 ⁶	2,7.10 ⁵ - 1,08.10 ⁶	$2,2.10^{6}$ -4,4.10 ⁶	1,25.10 ⁵ - 6,25.10 ⁵	
Hauteur de la déflation (m)	4	1,5	3	1,5	1	5	
Largeur des levées (m)	50 - 80	40 - 60	70 - 100	50	80	50 - 70	
Hauteur des levées (m)	0,5-6,5	3 - 4	4 - 6	3 – 4	4 - 8	3 - 6	
Longueur du dyke (m)	250	600	600	380	400	300	

Tableau VII-2 : Caractéristiques géométriques des six coulées de laves d'inflation en nappe sélectionnées pour l'application du modèle.



Figure *VII-8* : Carte microbathymétrique de la coulée d'inflation en nappe 6 les caractéristiques dont géométriques sont utilisées dans le modèle. Les fronts de la coulée sont indiqués par un trait noir. Les limites liées supposées sont indiquées en tiretés noirs. Le profil bathymétrique montre la hauteur de la coulée et la profondeur de la déflation. La carte est localisée sur la figure VII-2.

L'application de ce modèle à des CIN individualisées permet d'estimer le temps de mise en place d'un plateau de 125 000 – 557 000 m², mais ne permet pas d'estimer la durée totale de l'éruption à leur origine. En effet, les différentes observations de ces coulées suggèrent que les CIN sont associées à des coulées d'inflation en coussin (CIC). Elles se mettraient en place à la fin des éruptions à l'origine des CIC. Les CIC se mettant également en place sur un plancher subhorizontal, le modèle développé est également appliqué aux coulées CIC. Nous avons sélectionné trois coulées dont la hauteur, la largeur et la longueur sont mesurables. Les dimensions de ces coulées combinent la CIC et l'ensemble des CIN la surplombant.

La **coulée CIC/CIN 1** est située vers $15^{\circ}45,5^{\circ}N$, sur la bordure Ouest du plateau sommital, sur une pente d'environ 0,045°. La source des laves est soit située au niveau de l'épaule de plateau sommital, la longueur du dyke éruptif pourrait alors excéder alors 1300 m, soit au Nord de la coulée, avec une longueur du dyke éruptif n'excédant pas 400 m. La CIC excède 1600 m de long, 700 m de large et atteint 18 m d'épaisseur. Elle représente une surface supérieure à 723 000 m , soit un volume de laves excédant 1,3.10⁷ m³. Les CIN en surplomb représentent une superficie excédant 193 000 m pour une épaisseur d'environ 4 m, soit un volume excédant 7,72.10⁵ m³. Au total, la coulée excède 1,38.10⁷ m³.

La **coulée CIC/CIN 2** est située entre $15^{\circ}42$ 'N et $15^{\circ}43,5$ 'N, sur le flanc Est du fossé sommital, sur une pente d'environ $0,25^{\circ}$. La source des laves située à l'Ouest de la coulée, au niveau du fossé sommital. La longueur éruptive du dyke source excède 350 m. La CIC est formée de deux lobes de 30 m d'épaisseur, s'étendant sur 2500 m de long et 3000 m de large. Elle représente une surface supérieure à $4,15.10^{6}$ m , soit un volume de laves excédant $1,25.10^{8}$ m³. Les CIN en surplomb, localisées au centre de chaque lobe, représentent une superficie d'environ 872 000 m pour une épaisseur d'environ 8 m, soit un volume d'environ 7.10^{6} m³. Au total, la coulée excèderait $1,35.10^{8}$ m³.



La coulée CIC/CIN 3 est située vers 15°38,8'N, sur la partie Ouest du plateau, sur une pente d'environ 0,05°. La source des laves située à l'Est de la coulée, au niveau du fossé sommital. La longueur éruptive du dyke source atteint 1480 m. La CIC est formée de trois lobes d'environ 10 m d'épaisseur, atteignant environ 1480 m de long et 550 m de large. Elle représente une surface supérieure à 653 000 m, soit un volume de laves excédant $6.5.10^6$ m³. Les CIN en surplomb, sont soit des plateaux intégralement défléchis au centre de chaque lobe, soit une ride le long du fossé sommital. Elles représentent une superficie d'environ 54 300 m² pour une épaisseur d'environ 2,5 m pour les plateaux et 37 500 m² pour une épaisseur d'environ 10 m pour la ride, soit un volume de CIN d'environ 511 000 m³. Au total, la coulée atteindrait 7,05,10⁶ m³.

profil

Le



Coulée CIC/CIN	1	2	3
Longueur de la coulée (m)	1600	3000	1480
Largeur de la coulée (m)	700	2500	550
Epaisseur des laves en nappe (m)	4	8	2,5 - 10
Epaisseur des laves en coussin (m)	18	30	10
Surface minimum des laves en nappe (m)	193 000	872 000	91 800
Surface minimum des laves en coussin (m)	723 000	4,15.10 ⁶	653 000
Volume de laves d'inflation en nappe (m ³)	772 000	7.10 ⁶	511 000
Volume de laves d'inflation en coussin (m ³)	1,3.10 ⁷	1,25.10 ⁸	6,5.10 ⁶
Volume de la coulée (m ³)	1,38.10 ⁷	1,32.10 ⁸	7,05.10 ⁶
Longueur du dyke (m)	400/1300	350	1480

Tableau VII-3 : Caractéristiques géométriques des trois coulées de laves d'inflation en coussin surplombées de laves en nappe sélectionnées pour l'application du modèle.



1.2.2. Paramètres d'entrés du modèle

Le modèle de mise en place des laves est calculé pour une valeur de *gravité de 9,81 m/s*², une **densité de la croute de 2800 kg/m**³ et une **densité du magma de 2600 kg/m**³ en accord avec les études antérieures [*Wilson et Head*, 1994]. Le modèle est calculé pour des laves se mettant en place à une **profondeur de 2300 m,** correspondant à la profondeur moyenne du plateau sommital. La **profondeur de la chambre magmatique est estimée à 1400 m** d'après l'analyse des profils de sismique réflexion.

La viscosité des magmas basaltiques sur Terre est estimée à 10^{1} - 10^{6} Pa.s [*Moore*, 1987], mais généralement comprise entre 10^{1} et 10^{3} Pa.s, [e.g., *Pinkerton et Sparks*, 1976; *McBirney et Murase*, 1984; *Kilburn et Sigurdsson*, 2000; *Colman et al.*, 2012]. Elle dépend directement de la composition chimique et notamment de la concentration en silice, de la quantité, de la géométrie et de l'agencement des cristaux, de la quantité de bulles de gaz, ainsi que de la température. Ces paramètres sont difficilement accessibles et nécessitent des analyses pétro-géochimiques. Dans le cadre de la thèse de *Bérengère Mougel* [2013], 70 échantillons prélevés sur le plateau du segment 16°N ont été analysés en éléments majeurs (Tableaux et Figures de localisation annexe I). La chimie de chaque échantillon est

mise en relation avec la morphologie de la coulée dans lequel il est prélevé (en nappe, lobées ou en coussin) (Tableau VII-4). Notre étude montre que dans le cas du segment 16°N, la composition en éléments majeurs des laves en coussin englobe celle des laves lobées et des laves en nappe, quel que soit l'élément. En effet, la silice par exemple, qui est considérée comme l'un des éléments ayant le plus gros impact sur la viscosité, varie de 49,7 à 52,5 % pour les laves en coussin, 50 à 51,8% pour les laves lobées et 50 à 51,6% pour les laves en nappe. Le faciès des laves en coussin étant celui le plus échantillonné, il peut expliquer les gammes de valeur plus larges. L'absence de relation entre la concentration des roches en éléments majeurs et le faciès volcanique associé suggèrerait que dans notre cas la composition des magmas n'a pas un impact significatif sur la viscosité et sur la morphologie des laves.

	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max
coussin	49,7	52,4	0,88	3,1	12,2	17,2	8,4	15	0,14	0,3	3,6	9,34	7,4	13,2	2,24	3,64	0,048	0,629	0,073	0,52
lobées	50	51,8	1,26	1,9	14	16,4	8,9	12	0,15	0,2	6,5	8,1	9,7	11,8	2,8	3,2	0,1	0,3	0,11	0,37
nappe	50	51,6	1,33	1,9	14,2	16	9,2	12	0,15	0,2	6,5	8,12	10	11,8	2,71	3,1	0,15	0,355	0,14	0,35

Tableau VII-4 : Composition chimique en éléments majeurs en fonction de la morphologie des laves. Données issues de Mougel [2013].

La quantité de cristaux, de vésicules, et la température d'éruption des laves n'ont pas été analysées dans le cadre de cette étude. Cependant des travaux antérieurs ont montré qu'à l'axe des dorsales, la quantité de cristaux est généralement inférieure à 10 vol.% [e.g., Bryan, 1983; Gregg et Fink, 2000]. Spera et al. [1988], Pinkerton et Stevenson [1992] et Dragoni et Tallarico [1994] considèrent que la quantité de cristaux doit être supérieure à 25-30 vol.% pour être considérée comme significative et avoir un impact sur la morphologie des laves. De même, Byers et al. [1986] considèrent que les variations de la quantité de vésicules dépendent essentiellement de la profondeur sous le niveau marin. Ainsi, la différence de morphologie entre deux coulées voisines, mise en place à la même profondeur peut difficilement être attribuée à de telles variations. Enfin, la température d'éruption à l'axe des dorsales a été estimée entre 1067°C et 1255°C [e.g., Hekinian et al., 1976; Schilling et Sigurdsson, 1979; Juteau et al., 1980; Bonatti et Harrison, 1988]. Elle est relativement plus élevée aux dorsales rapides et au centre de segment des dorsales lentes. Juteau et al. [1980] montrent que des variations de température d'éruption de quelques degrés peuvent être à l'origine de faciès très contrastés (1202°C pour des laves en coussin, 1208°C pour des laves en nappe et 1221°C pour des laves d'un lac de laves effondré). Ces résultats sont toutefois incertains, seul deux échantillons de chacun des faciès étant analysés.

Bien que de nombreuses études montrent que la morphologie des laves est dépendante de la viscosité [e.g., *Griffiths et Fink*, 1992; *Gregg et Fink*, 1995], l'analyse réalisée dans le cadre de cette thèse ne permet pas d'attribuer une viscosité à un faciès volcanique. Les viscosités calculées [*Gregg et al.*, 1996], ou estimées à partir de modèles à l'axe des dorsales et utilisées dans ce modèle sont de
l'ordre de 10^2 à 10^3 Pa s.

Le segment 16°N a une morphologie de dôme avec un large plateau (jusqu'à 5 km) au sommet. Le plancher du plateau est considéré comme subhorizontal. En effet, de part et d'autre des ASTs le pendage du plancher est relativement faible de $0,2^{\circ}$ (zone 3, profil p3 figure VII-12) à 3° (zone 2, profil p2 figure VII-12) et reste majoritairement inférieur à 1°. Les pentes les plus élevées sont associées à la présence d'édifices de laves en coussin et à des décalages verticaux de plusieurs dizaines de mètres induits par les failles. En bordure du plateau, le pendage du plancher augmente rapidement (ex. de 0,4 à 10° en moins de 500 m, profil p1 figure VII-12).

Le plateau sommital à 16°N est donc relativement moins penté que le segment 9°N de l'EPR qui est caractérisé par des pentes de 1 à 3° [*Chadwick et al.*, 2013]. Ces pendages sont par contre équivalents à ceux mesurés dans la caldera du volcan axial à Juan de Fuca ou des coulées d'inflation similaires à celles que nous analysons ont été observées [*Chadwick et al.*, 2013 ; *Clague et al.*, 2013]. Les variations de pentes ne sont probablement pas suffisamment importantes pour expliquer les différences de morphologie et de faciès des coulées à l'axe du segment 16°N. En outre, les coulées que nous cherchons à modéliser sont strictement localisées sur des planchers dont la pente est inférieure à 0,5°. **Cette pente est donc considérée comme négligeable et n'est pas prise en compte dans le modèle.**

La pression en excès dans la chambre magmatique correspond à la différence entre la pression de la chambre magmatique et la pression lithostatique. Sur Terre la pression en excès dans la chambre magmatique est estimée entre quelques MPa à quelques dizaines de MPa [*Stasiuk et al.*, 1993; *Barmin*



Figure VII-12: Profils bathymétriques perpendiculaires aux fossés sommitaux (ASTs) dans chaque zone (cf. Chapitre VI). Pas d'exagération verticale. Les ASTs sont soulignés par un trait rouge. Les valeurs des pentes sont des valeurs moyennées sur toute la longueur de la flèche. Les profils bathymétriques sont localisés sur la figure VII-2.

et al., 2002; *Michaut*, 2011]. Cette surpression magmatique varie dans le temps et aurait atteint 150 MPa en 4000 ans au mont St Helen [*Gardner et al.*, 1995]. *Gregg et al.* [1996] estiment que cette surpression serait d'environ 18 MPa pour des laves mises en place au segment 9°N à une profondeur de 2600 m avec une chambre magmatique à environ 1600 m de profondeur. Nos calculs seront donc réalisés avec un excès de pression de 10, 20 et 50 MPa.

1.2.3. Les résultats

Les résultats du modèle pour les six coulées d'inflation en nappe sont indiqués dans le tableau VII-5 et ceux pour les trois coulées d'inflation en coussin et en nappe dans le tableau VII-6.

La largeur du dyke est uniquement dépendante de l'excès de pression dans la chambre magmatique, la profondeur de la chambre magmatique ne variant pas dans le modèle. Nos calculs suggèrent que les dykes du segment 16°N auraient une largeur de 0,26 à 0,47 m, en considérant un excès de pression dans la chambre magmatique de 10 à 50 MPa. Cette gamme de largeur se situe dans la partie inférieure des largeurs calculées à partir de l'équation de *Mastin et Pollard* [1988] (équation VII-1). A partir de cette équation, nous obtenons en effet des largeurs de dykes variant de 0,2 à 5 m, pour des grabens de 2 à 10 m de profondeur et des pendages de failles bordières de 70°, 75°, 80° et 85° (Figure VII-13). En outre, les gammes de valeurs obtenues à la fois à partir des équations VII-3 et VII-1 sont cohérentes avec les largeurs de dykes estimées à l'axe des dorsales (0,2 et 3 m), d'après des observations d'ophiolites [e.g., *Kidd*, 1977; *Baragar et al.*, 1987, 1989; *Nicholas*, 1989; *Rochette et al.*, 1991; *Head et al.*, 1996], en Islande (< 2 m [*Gudmundsson*, 1995]), des études in-situ sur les planchers océaniques [*Francheteau et al.*, 1990; *Hurst et al.*, 1994] et les résultats du modèle de *Mastin et Pollard* [1988] appliqué à Juan de Fuca (1,5 à 3 m [*Chadwick et Embley*, 1998]). La conformité de ces largeurs de dyke suggère que les valeurs utilisées pour caractériser l'excès de pression dans la chambre magmatique sont adaptées à l'étude des laves du segment 16°N.



Figure VII-13 : Largeur du dyke en fonction de la profondeur du graben éruptif et du pendage des failles bordières. La largeur du dyke est estimée à partir de l'équation de Mastin et Pollard [1988] (cf. Chapitre VI), pour des profondeurs de grabens variant de 2 à 10 m et des pendages de failles bordières à 70, 75, 80 et 85°.

La figure VII-14 montre les variations 1/ du taux d'extrusion, 2/ de la vitesse du front et 3/ de la durée de mise en place en fonction de la viscosité $(10^1 \text{ à } 10^4 \text{ Pa s})$ et de l'excès de pression et dans le cas des coulées CIN5 et CIC2. En considérant des valeurs réalistes des paramètres éruptifs (vitesse du front, flux et durée de mise en place), la viscosité des laves est probablement comprise entre 1.10 et 1.10³ Pa s dans le cas des coulées en nappe et supérieure à 3.10 Pa s dans le cas des laves en coussin (Figure VII-14). En effet, les études antérieures de la morphologie des laves et de la dynamique des éruptions à l'axe des dorsales que ce soit in-situ [e.g., *Gregg et al.*, 1996; *Soule et al.*, 2005; *Chadwick et al.*, 2013; *Yeo et al.*, 2013] ou par modèle analogique [e.g., *Griffiths et Fink*, 1992] montrent que les laves en coussin se mettent en place avec un taux de 1 à 800 m³/s, alors que les laves en nappe se mettent en place avec un taux de 100 à 5000 m³/s. Ces valeurs sont cependant plus élevées que les taux d'extrusion estimées pour les structures d'inflation types tumuli (ex. 1,1 à 10 m³/s pour les tumuli de l'Etna, Italie et d'Hawaii [e.g., *Romano et Sturiale*, 1982; *Rowland et Walker*, 1990; *Heliker et*



Figure VII-14 : Résultats du modèle théorique en fonction de la viscosité et de l'excès de pression dans la chambre magmatique (10, 20 et 50 MPa) dans le cas d'une coulée d'inflation en nappe (CIN5, à gauche) et d'une coulée d'inflation en coussin (CIC2, à droite). A) Taux d'extrusion ; B) Vitesse du front de la coulée ; C) Durée des éruptions déterminée à partir de l'épaisseur dynamique (en pointillé) et géométrique (en trait plein). Les valeurs réalistes (fond bleu) du flux, de la vitesse du front et de la durée de l'éruption permettent de déterminer une viscosité de l'ordre de 10^2 et 10^3 Pa s.

Mattox, 2003; *Duncan et al.*, 2004]). Cette différence serait directement liée à la diminution du taux d'extrusion au cours de l'éruption en raison de la baisse de pression dans la chambre et de l'augmentation de la viscosité non prise en compte dans ce modèle. Les deux faciès sont probablement associés à une même éruption, les laves en nappe marquant la fin de l'éruption. La viscosité ne diminuant pas au cours de l'éruption, elle est probablement comprise entre 3.10² et 1.10³ Pa s.

Les épaisseurs dynamiques calculées à la fois dans le cas des CIN et CIC sont très en deçà des valeurs mesurées (5-27 cm contre 4à 30 m respectivement). Cette différence peut suggérer que l'excès de pression dans la chambre magmatique est très sous-estimé, et qu'il devrait être de l'ordre de 1000 MPa pour que les coulées atteignent les épaisseurs observées. Un tel excès de pression impliquerait des vitesses de mise en place de moins d'une seconde qui seraient fortement improbables. Ces différences d'épaisseur seraient donc liées aux processus de refroidissement qui limiteraient la propagation latérale de la lave et induiraient son inflation. Le modèle théorique utilisé ne tenant pas compte du refroidissement, l'épaisseur dynamique calculée pourrait correspondre à l'épaisseur maximale de la coulée au moment de l'arrêt de la propagation latérale. En outre dans le cas des laves en nappe, l'épaisseur dynamique calculée est du même ordre de grandeur (généralement inférieure à 10 cm) que l'épaisseur moyenne des coulées de laves en nappe sans inflation [e.g., *Perfit et Chadwick*, 1998; *McClinton et al.*, 2013]. Dans le cas des CIC, l'épaisseur calculée (6 à 27 cm) semble cependant bien fine. Dans les deux cas, les coulées mesurées lors de cette étude subissent des processus d'inflation pouvant durer plusieurs dizaines de jours. Nous discuterons de ces processus plus en détails dans la partie 2 de ce chapitre.

Les laves en nappe constituant les CIN se mettraient donc en place sur une fine épaisseur en quelques dizaines de minutes à quelques heures, puis en supposant le taux d'extrusion continue, la coulée subirait les processus d'inflation durant quelques heures à plusieurs dizaines de jours. Ces laves se mettraient en place avec un débit par mètre de dyke de 0,003 à 1,5 m³/s/m et une vitesse d'avancée du front de 0,01 à 1 m/s. Les CIC se mettraient en place en quelques heures à quelques jours avec des taux d'extrusion de 0,01 à 5 m³/s/m et une vitesse d'avancée du front inférieure 1 m/s.

Les durées de mises en place obtenues à partir des équations dynamiques sont du même ordre de grandeur que celles qui sont généralement observées pour des coulées à l'axe des dorsales. En effet, *Gregg et al.* [1996] estiment que l'éruption de 1991 au segment 9°N à durée environ 1à 2 h, et l'analyse de la sismicité à Juan de Fuca durant les éruptions de 1993 et 1996, permet de déduire des durées d'éruptions de 7-8 h. Les durées obtenues à partir des relations géométriques suggèrent que les coulées subiraient une inflation pendant quelques jours à quelques dizaines de jours. Ces valeurs sont cohérentes avec les durées des inflations à terre. Par exemple en Islande, des tumulus se sont formés par inflation de la coulée en 64 jours maximum [*Rossi et Gudmundsson*, 1996].

Coulée CIN	1	2	3	4	5	6	
Epaisseur maximale	6,5	4	6	4	8	6	
Surface minimum (m)	145 000	205 000	265 000	540 000	557 000	125 000	
Longueur de la coulée (m)	600	985	820	1650	1300	850	
Longueur hypothétique du dyke (m)	250	600	600	380	400	300	
Résultats des calculs avec un excès de	pression de 10 MPa et une viscosité de 100/1000 Pa s						
Largeur du dyke (m)	0,26						
	~0,03/	~0,06/	~0,06/	~0,04/	~0,04/	~0,03/	
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	0,003	0,006	0,006	0,004	0,004	0,003	
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~40/ 400	~16/ 160	~21/210	~44/ 440	~67/ 670	~44/ 440	
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures	~0,29/ 2,9	~0,3/3	~0,2/2	~0,6/6	~0,45/ 4,5	~0,35/ 3,5	
	~0,6/	~1/0,1	~1/0,1	~0,75/	~0,07/	~0,6/	
Vitesse du front de la coulée (m/s)	0,06			0,075	0,07	0,06	
Hauteur de la coulée calculée à partir des	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	
Présultate des calcule avec un aveces de pression de 20 MDe et une viscosité de 100/100						c	
Largeur du duka (m)							
	- 0.08/	- 0.2/	0.2/	51 - 0 1/	- 0 1/	- 0.09/	
Taux d'extrusion (m^3/s) par mètre de dyke	0,008	$^{\sim 0,2}_{0,02}$	$^{\sim 0,2}_{0,02}$	0,01	0,01	0,009	
Durée de l'éruption calculée à partir des	~13,5/	~5,74/	~7/ 70	~15/ 150	~22/ 220	~14/ 140	
relations géométriques (heures)	135	57,4					
Durée de l'éruption calculée à partir des	~0,14/1,	~0,13/	~0,10/1	~0,29/	~0,22/	~0,18/	
équations dynamiques (heures	4	1,3		2,9	2,2	1,8	
V_{i}	~1,2/	~2/ 0,2	~2/ 0,2	~1,5/	~1,6/	~1,3/	
Vitesse du front de la coulée (in/s)	0,12	0.00	0.00	0,15	0,10	0,13	
équations dynamiques (m)	0,07	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07	
Résultats des calculs avec un excès de pression de 50 MPa et une viscosité de 100/1000 Pa s							
Largeur du dyke (m)	0,47						
	~0,6/	~1,4/	~1,4/	~0,9/	~1/0.1	~0,7/	
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	0,06	0,14	0,14	0,09	2/20	0,07	
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~1,7/ 17	~0,75/ 7,5	~0,95/ 9,5	~2/ 20	~3/ 30	~1,9/19	
Durée de l'éruption calculée à partir des	~0,04/	~0,03/	~0,03/	~0,07/	~0,05/	~0,04/	
equations dynamiques (heures	0,4	0,3	0,3	0,7	0,5	0,4	
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~4,5/	~8/ 0,8	~8/ 0,8	~6/ 0,6	~6/ 0,6	~5/0,5	
Hauteur de la coulée calculée à partir des	0.13	0.18	0.18	0.15	0.15	0.14	
équations dynamiques (m)	•,	-,	•,-•	-,	-,	- ,	

Tableau VII-5 : Résultats du modèle théorique appliquée à six coulées d'inflation en nappe. Dans le modèle la chambre magmatique est localisée à 1400 m d'après l'analyse des profils sismiques de Carbotte et al. [2000]. La densité de la croûte et du magma est respectivement de 2800 kg/m³ et 2600 kg/m³. Le modèle est calculé pour un excès de pression de 5, 10 et 20 MPa et pour une viscosité de 100 et 1000 Pa s.

Coulée CIC	1	2	3				
Epaisseur de la coulée	18	30	10				
Surface minimum (m)	723 000	4,15.10 ⁶	653 000				
Longueur de la coulée (m)	1600	3000	550				
Longueur hypothétique du dyke (m)	700	2000	1480				
Résultats des calculs avec un excès de pression de	viscosité de 100/1	000 Pa s					
Largeur du dyke (m)		0,26					
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~0,07 / 0,007	~0,2 / 0,02	~0,15 / 0,015				
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~106 / 1060	~116 / 1160	~9,6/96				
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures	~0,39 / 3,9	~0,36 / 3,6	~0,08 / 0,8				
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~1,1 / 11	~2,3 / 23	~1,8 / 18				
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations dynamiques (m)	0,06	0,09	0,08				
Résultats des calculs avec un excès de pression de 20 MPa et une viscosité de 100/1000 Pa s							
Largeur du dyke (m)		0,31					
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~0,2 / 0,02	~0,6 / 0,06	~0,5 / 0,05				
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~36 / 360	~39 / 390	~3 / 30				
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures	~0,2 / 2	~0,18 / 1,8	~0,04 / 0,4				
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~ 2,3 / 23	~4,5 / 45	~3,8 / 38				
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations	0,09	0,13	0, 12				
dynamiques (m)		• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •					
Résultats des calculs avec un excès de pression de 50 MPa et une viscosité de 100/1000 Pa s							
Largeur du dyke (m)		0,47					
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~1,7 / 0,17	~4,8 / 0,48	~3,5 / 0,35				
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~4,7 / 47	~5 / 50	~0,4 / 4				
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures	~0,05 / 0,5	~0,05 / 0,5	~0,01 / 0,1				
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~ 9 / 0,9	~18 / 1,8	~ 15 / 1,5				
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations dynamiques (m)	0,18	0,27	0,24				

Tableau VII-6 : Résultats du modèle théorique appliquée à trois coulées d'inflation en coussinet en nappe. Dans le modèle la chambre magmatique est localisée à 1400 m d'après l'analyse desprofils sismiques de Carbotte et al. [2000]. La densité de la croûte et du magma est respectivement de2800 kg/m³ et 2600 kg/m³. Le modèle est calculé pour un excès de pression de 10 et 20 et 50 MPa etpour une viscosité de 100 et 1000 Pa s.

Localisation	Date	Faciès principal	Longueur (km)	Volume (m ³)	Viscosité (Pa s)	Durée	Débit (m3/s)	Vitesse (m/h)	Référence
Mauna Loa,	1950	AA						10000	Rowland et
Hawaii	1959	AA	51			16 j		133	Walker, 1990
		Pahoehoe				285 j		7	
EPR 9°N	1991	Lobées		3-5.10 ⁶	10	1-2 h	10 ³	10	Gregg et al., 1996
				0,4- 4,7.10 ³	4.10				Soule et al., 2005
JdR, segment coaxial	1993	Lobées	2,5	5.106	10 ³ -10 ⁴	10 j dont la moitié en 2 h			Fox, 1993 ; Dziak et Fox, 1993 ; Gregg et Fink, 1995
	1993	Coussin		9,5.10 ³		7,5 h	5,5		Yeo et al., 2013
JdR, Volcan Axial	1998	Lobées		21. 10 ⁶			0,5- 2,4.10 ³		Chadwick et al., 2013
		Coussin		71.10 ⁶			1,6- 7,7.10 ²		
JdR, segment North Gorda	1996	Coussin		3,6.10 ³		8,5 h	3,6		Yeo et al., 2013
Hawaii		Tumuli					1 - 10		Heliker et Mattox, 2003; Rowland et Walker, 1990
Etna (Italie)		Tumuli					2,5 - 8		Romano et Sturiale, 1982; Duncan et al., 2004
Islande		Tumuli			10 ⁵ - 10 ⁶	1 – 64 j	10 - 10 ⁵		Rossi et Gudmundsson, 1996
EPR 16°N		Nappe	0,6 -1,6	$7,2.10^{4}-$ 4,4.10 ⁶	$10^2 - 10^3$	1 - 2 h inflation : <11 jours	$10 - 5.10^3$	3 6 - 3600	Cette étude
		Coussin	1,5 - 3	6,5.10 ⁶ - 1,25.10 ⁸	$10^2 - 10^3$	7 - 8 h inflation : < 20 j	1-800	36 - 3600	

Tableau VII-7 : Récapitulation des paramètres éruptif et rhéologiques des laves pour des coulées aériennes (ex. à Hawaii, sur l'Etna et en Islande) et sous-marines localisées à l'axe des dorsales (ex. à Juan de Fuca (JdF) et sur la dorsale Est Pacifique (EPR)).

1.3. Application du modèle aux coulées martiennes

Sur Mars, le volcanisme est important, plus de 60% de la surface de Mars serait constituée de produits volcaniques [e.g., *Spudis et Greeley*, 1977; *Scott et Carr*, 1978; *Vaucher*, 2007]. Les éruptions martiennes, comme terrestres, sont soit caractérisées par des sources ponctuelles ou par des sources fissurales. L'absence de couvert végétal sur Mars facilite la cartographie à partir d'images satellites de type Mola (Mars orbiter lazer altimeter), Themis (Thermal emission imaging system), CTX (Context Camera) et HIRISE (HIgh Resolution Imaging Science Experiment). Les observations du plancher martien révèlent l'existence de régions sans relief (« lisses » à l'échelle kilométrique), caractérisées par de faibles pentes (< 0,1° [*Plescia*, 2003]). Les coulées de ces régions se révèlent être des candidats idéaux à l'application de notre modèle.

Sur Mars, le modèle a été appliqué sur trois coulées distinctes réparties dans deux zones

(Figure VII-15). Le détail de la géométrie et de la morphologie des coulées, la discussion sur le choix des paramètres d'entrée et les résultats détaillés sont en annexe (Annexe II). Notre modèle est appliqué pour des valeurs de densité du manteau à 3300 kg/m³, de densité de la croûte à 2900 kg/m³, de densité moyenne des magmas à 2600 kg/m³, et de gravité à 3,73 m/s [e.g., *Zuber et al.*, 2000; *Turcotte et al.*, 2001; *McKenzie et al.*, 2002; *McSween*, 2002]. Nous choisissons de faire varier la profondeur de la chambre magmatique de 30 à 40 km, la viscosité de 10⁵ à 10⁸ Pa s et nous choisissons trois valeurs d'excès de pression (20, 50 et 100 MPa).



Figure VII-15 : Cartes de localisation des zones d'étude dans la plaine Centrale d'Elysium Planitia A/ Vue topographique de Mars réalisée à partir de données MOLA (Mars orbiter lazer altimeter). La carte B est localisée par un encadré rouge. Issue de http://svs.gsfc.nasa.gov ; B/ Image thermique à 100 m de résolution de la plaine Centrale d'Elysium Planitia. L'image est acquise de jour par la caméra THEMIS (THermal EMission Imaging System), fixée sur le satellite Mars Odyssey. Les deux zones d'étude sont localisées par des encadrés jaunes. Issue de http://jmars.mars.asu.edu/.

Les résultats montrent que les variations de profondeur de la chambre magmatique et de l'excès de pression déterminent la largeur du dyke (38 à 80 m). Ces largeurs sont en accord avec les largeurs de dykes décrites dans la littérature. *Wilson et Head* [2002] estiment, en effet, que la largeur des dykes se propageant dans la croûte martienne, de flottabilité neutre, excèdent difficilement 100 m. Sur Terre, les plus grands séismes donnent des indices quant à la contrainte de traction maximale de la croûte peut supporter avant de rompre. Le déplacement horizontal produit par de tels tremblements de terre est inférieur à 15 m, ce qui donne une limite supérieure de la dilatation maximale du dyke. La largeur réelle du dyke pourrait cependant être légèrement plus étroite, les plus grands séismes étant en compression et l'encaissant faible en tension. En outre, même si la largeur maximale des dykes se propageant dans la croûte martienne est plus importante que sur Terre, la résistance de l'encaissant ne permet probablement pas d'atteindre une largeur de 100 m [*Mège et al.*, 2003]. Ces résultats sont

cohérents avec les observations de *Flahaut et al.* [2011], qui à l'aide d'images CTX et HIRISE, observent des dykes atteignant 70 m lorsqu'ils sont seuls, et de quelques mètres à 30 m de large, lorsqu'ils sont regroupés. Des dykes de 35 m à 45m de large et plusieurs kilomètres de long sont également observés sur le horst central de Coprates Chasma. Sur Elysium Rise. Dans le bassin d'Utopia, des rides linéaires, interprétées comme des dykes érodés, présentent des largeurs de 10 à 500 m pour des longueurs atteignant 20 km [*Pedersen et al.*, 2010].

En outre, le modèle de rupture fragile prédit l'existence de deux zones de contrainte extensive des deux côtés d'un dyke se propageant en profondeur [e.g., *Pollard et Holzhausen*, 1979; *Pollard et al.*, 1983]. La fracturation se produit donc lorsque la pression exercée par la contrainte extensive excède la résistance de la roche encaissante à la traction [*Mastin et Pollard*, 1988; *Schultz*, 1996]. Ces modèles fournissent des relations quantitatives entre la largeur des grabens et la profondeur du sommet du dyke, et entre la largeur du dyke et la quantité de déplacement horizontal induit par la subsidence du graben [*Head et Wilson*, 2002; *Head et al.*, 2003] (cf. Chapitre VII.1.3). Dans nos zones d'étude, la résolution des MNT ne permet malheureusement pas de calculer la profondeur du graben et donc d'en déduire la largeur du dyke. Cependant, on peut s'attendre à ce que la largeur du dyke soit inférieure à la distance entre les deux zones de ruptures (48 à 540 m, cf. Annexe II). Ceci est cohérent avec les observations au niveau des grabens terrestres. Les valeurs déterminées par notre modèle sont donc parfaitement en accord avec la géométrie de la déformation en surface.

La figure VII-19 montre les variations du flux par mètre de dyke, de la vitesse du front et de la durée de mise en place en fonction de la viscosité $(10^5 \text{ à } 10^8 \text{ Pa s})$, de l'excès de pression et de la profondeur de la chambre magmatique. En considérant des valeurs réalistes des paramètres éruptifs (vitesse du front, flux et durée de mise en place), la viscosité des laves est probablement supérieure à 8.10⁵ Pa s dans le cas où la chambre magmatique est localisée à environ 30 km de profondeur et à 2.10^6 Pa s dans le cas où elle se situe à environ 40 km de profondeur. En effet une viscosité à 10^5 Pa s impliquerait un très fort taux d'extrusion (~ 10 à 1000 m³/s/m) qui conduirait à la formation de lave en nappe sans formation de lobes comme observés ici. D'autre part des taux d'extrusion inférieurs à $0,1 \text{ m}^3/\text{s/m}$ seraient à l'origine de surfaces plus proches de celles des laves en coussin, suggérant que la viscosité est probablement inférieure à 10⁸ Pa s (Figure VII-16). Notre étude suggère donc des viscosités des laves de l'ordre de 10⁶ à 10⁷ Pa s. Cette gamme de viscosité est globalement plus importante que celle estimée pour des laves basaltiques terrestres (10² to 10⁶ Pa s) [e.g., *Hulme*, 1976; Cigolini et al., 1984; Moore, 1987], mais se situe dans la gamme de valeurs calculée pour des laves Martiennes (10⁵ to 10⁸ Pa s) [e.g., Hulme, 1976; Zimbelman, 1985; Cattermole, 1987; Warner et Gregg, 2003]. Par exemple, la viscosité des laves a été estimée à 10⁶ Pa s à Ascraeus Mons [*Hiesinger* et al., 2007] et 10⁵ Pa s pour les laves de la plaine Centrale d'Elysium Planitia [Vaucher et al., 2009].



Figure VII-16 : Résultats du modèle théorique en fonction de la viscosité de la profondeur de la chambre magmatique (40, 30 km) et de l'excès de pression (20, 50 et 100 MPa) dans le cas de la coulée de la zone 1. A) Flux de lave par mètre de dyke; B) Vitesse du front de la coulée ; C) Durée des éruptions déterminée à partir de l'épaisseur dynamique (en pointillé) et géométrique (en trait plein). Les valeurs réalistes (fond bleu) du flux, de la vitesse du front et de la durée de l'éruption permettent de déterminer une viscosité de l'ordre de 10^6 et 10^7 Pa s.

Les laves seraient extrudées à un taux de $5,2.10^3$ à $1,1.10^6$ m³/s (i.e., 0.5 to 50 m³/s par mètre de dyke) pour une viscosité de 10⁶ à 10⁷ Pa s. Le front de la coulée avancerait à une vitesse de l'ordre de 6 à 300 cm/s, pour des éruptions durant quelques heures à quelques jours. Les taux d'extrusion calculés sont du même ordre de grandeur que ceux déterminés pour des coulées mises en place sur les flancs des volcans boucliers. Des taux d'extrusion de 10^4 à 10^6 m³/s pour des laves se mettant en place en quelques heures à quelques centaines de jours, en considérant des viscosité de 10^2 to 10^8 Pas [e.g., Wilson et al., 2001, 2009; Baloga et al., 2003; Warner et Gregg, 2003]. Par exemple, à Elysium Mons, Wilson et al. [2001] estiment que 29-39 km³ de lave se seraient mises en place en 40 à 130 jours, en considérant un taux d'extrusion de 10³ to 10⁵ m³/s et une viscosité de 10³ Pa s. A Pavonis Mons, Baloga [2003] calcul un taux d'extrusion de 10⁶ m³/s, avec une durée d'éruption d'une demi-journée à 500 jours pour une viscosité de 10^5 et 10^8 Pa s respectivement. Ces coulées sont cependant allongées, souvent chenalisées, et mises en place sur des pentes de 1,5 à 7°. Vaucher [2007] détermine que les coulées de la plaine Centrale d'Elysium Planitia se seraient mises en place avec un taux d'extrusion de 10³ to 10⁵ m³/s, en supposant une viscosité de 10⁵ Pa s. Son calcul est basé sur l'équation de Jeffrey's [Jeffreys, 1925], et suppose que les laves se sont mises en place sur une pente, quasi inexistante dans notre cas (< $0,15^{\circ}$).

Nos calculs montrent que plus la pression en excès dans la chambre et la profondeur de la chambre magmatique augmentent, plus l'épaisseur dynamique de la coulée sera importante. Ainsi, dans le cas d'une chambre plus superficielle (30 km), la pression en excès dans la chambre doit être plus importante, ou des processus d'inflation sont nécessaires pour que la coulée atteigne l'épaisseur mesurée. La pression en excès optimale pour que la coulée atteigne son épaisseur actuelle peut être très variable d'une coulée à l'autre (20 à 100 MPa), elle varie en fonction des dimensions de la coulée mais aussi de la largeur du dyke.

1.4. Conclusion sur le modèle théorique et sur la dynamique des éruptions terrestres et martiennes

Le modèle théorique développé permet d'obtenir des ordres de grandeur des valeurs des paramètres éruptifs et de la rhéologie des laves. Que ce soit pour les coulées mise en place sur le plateau sommital du segment 16°N, ou sur les plaines martiennes, les résultats obtenus sont du même ordre de grandeur que des coulées basaltiques mises en place sur Terre et sur Mars, respectivement. Il faut cependant tenir compte que ce modèle ne prend pas en considération plusieurs paramètres, tels que la diminution de la pression dans le réservoir magmatique due à la vidange au cours de l'éruption [e.g., Buck et al., 2006] conduisant à une surestimation du taux d'extrusion. Il ne tient pas compte également du refroidissement du magma qui induit une augmentation de la concentration en cristaux et donc de la viscosité [e.g., Theilig et Greeley, 1986]. L'effet de ce refroidissement est particulièrement visible dans les calculs de dynamique des coulées le long de la dorsale. L'épaisseur dynamique y est en effet 6 à 111 fois plus faible que l'épaisseur mesurée. La présence d'eau dans le cas de ces coulées conduit à un refroidissement efficace des laves par convection [e.g., Griffiths et Fink, 1992; Deschamps et al., 2014], conduisant à surestimer la vitesse du front et sous-estimer l'épaisseur des coulées. Sur Mars d'autre part, cet effet est peu visible, voir négligeable. En effet, malgré les températures plus faibles sur Mars que sur Terre, l'atmosphère martienne ne permet pas un refroidissement efficace de la lave par convection, la perte de chaleur se fait donc uniquement par radiation [Wilson et Head, 1994; Rowland et al., 2004]. Enfin, d'autres paramètres plus mineurs tels que l'exsolution de gaz près de la surface ont aussi été négligés. Pourtant, la présence de vésicules peut soit rigidifier la lave pour des vitesses de déformation très faibles, ou l'affaiblir à taux de déformation élevés [Spera, 2000].

Notre étude montre que les coulées mises en place sur la plaine Centrale d'Elysium Planitia, ont des morphologies similaires aux coulées Pahoehoe ou aux laves lobées sur Terre, suggérant que la dynamique des laves est comparable au premier ordre. En détail, les taux d'extrusion de ces laves sont significativement plus élevés (ex. > 21 000 m³/s sur Mars et < 5000 m³/s à l'axe de la dorsale) et associés à des dykes plus larges (30-80 m sous la plaine Centrale d'Elysium Planitia contre moins de 5 m à l'axe des dorsales) et une chambre magmatique plus profonde (40 km et 1400 m, respectivement). Cette différence est en grande partie liée à la faible gravité à la surface de Mars (~38% de la gravité

terrestre). En effet, elle est responsable de la présence d'un gradient de pression lithostatique plus faible sur Mars et donc une pression lithostatique plus faible à une profondeur donnée. Elle influence également l'extension verticale de la chambre magmatique, la largeur des dykes et la largeur des coulées. Ces dykes plus larges contrecarreraient les viscosités plus élevées des magmas basaltiques martiens et conduiraient à des taux d'extrusion plus élevés sur Mars que sur Terre pour des coulées équivalentes type Pahoehoe.

2. Processus de mise en place des coulées d'inflation.

Les structures d'inflation et leurs processus de formation ont fait l'objet de nombreuses études. Ce sont en effet des structures relativement bien connues sur terre puisqu'elles sont omniprésentes dans les coulées Pahoehoe, lorsque celles-ci sont localisées sur des pentes relativement faibles (<4° [*Walker*, 2009]). Les structures d'inflation ont particulièrement été étudiées au niveau des îles volcaniques (ex. Hawaii [e.g., *Daly*, 1914; *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Anderson et al.*, 2012; *Hoblitt et al.*, 2012], Islande [e.g., *Rossi et Gudmundsson*, 1996; *Mattsson et Höskuldsson*, 2005], Sicile [e.g., *Anderson et al.*, 2012; *Guest et al.*, 2012] la Réunion [e.g., *Lenat et al.*, 2001]), et en domaine continental (ex. dans les états de l'Oregon, l'Idaho et Washington [e.g., *Hon et Kauahikaua*, 1991; *Chitwood*, 1994; *Self et al.*, 1996; *Thordarson et Self*, 1996], en Jordanie [*Guba et Mustafa*, 1988]). Au niveau des dorsales, ce sont des structures beaucoup moins répandues. Les coulées d'inflation en nappe ont été décrites pour la première fois en 1992 au Volcan Axial sur la dorsale Juan de Fuca [*Appelgate et Embley*, 1992; *Chadwick et al.*, 2013]; *Clague et al.*, 2013]. Plus récemment, elles ont été observées aux Galápagos [*McClinton et al.*, 2013] et sur le segment 16°N de l'EPR qui est l'objet de notre étude. De même, les processus d'inflation dans des coulées de laves en coussin sont décrits uniquement depuis 2013 [*Chadwick et al.*, 2013; *Clague et al.*, 2013].

L'analyse morpho-structurale du segment 16°N (cf. Chapitre V.4) révèle qu'environ 36% du segment est constitué de coulées d'inflation, que ce soit des coulées d'inflation en nappe (~7%), ou en coussin (~29%). Les faibles pentes du plateau sommital (< 3°) font du segment 16°N un environnement favorable à la formation de ces coulées, offrant l'opportunité d'étudier plus en détails leur morphologie, en comparaison avec leurs homologues terrestre (cf. Chapitre VII.2.1) et de comprendre les processus à l'origine de leurs formations en milieu immergé (cf. Chapitre VII.2.1 et VII.2.2).

2.1. Généralité sur les processus de mise en place des coulées d'inflation.

Les coulées d'inflation sont des structures typiques des coulées Pahoehoe, décrites pour la première fois par Daly en 1914. Dans un premier temps, la lave se mettrait en place lobe par lobe sur une épaisseur de quelques décimètres maximum (généralement 10 à 20 cm). Les lobes coalesçant progressivement, ils permettraient la formation d'un unique cœur fluide sous une croûte solidifiée.

Alors que la coulée progresse sur des terrains subhorizontaux, la coulée pourrait éventuellement s'arrêter. Alors que la température diminue et atteint 1040°C, la coulée développe une couche viscoélastique surplombée d'une couche fragile suffisamment épaisse pour contrecarrer la pression hydraulique interne (Figure VII-17) [e.g., *Macdonald*, 1953; *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Kauahikaua et al.*, 1998; *Self et al.*, 1998; *James et al.*, 2004; *Hoblitt et al.*, 2012]. Cette couche viscoélastique et l'absence de forces de volume liées à la pente, limiteraient l'écoulement latéral de la coulée. L'injection continue de lave sous la croûte solidifiée entrainerait alors l'inflation de la coulée qui pourrait atteindre plusieurs mètres de haut. Lorsque la pression hydraulique devient supérieure à la résistance de la couche viscoélastique des ruptures peuvent avoir lieu sur les fronts des structures. Ces processus d'inflation ont typiquement lieu sur de faibles pentes (<4° [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Rossi et Gudmundsson*, 1996; *Anderson et al.*, 2012]) et nécessitent des éruptions relativement longues et un taux d'extrusion modéré [e.g., *Hon et al.*, 1994; *Chadwick et al.*, 2013].

Différentes structures d'inflation sont observées : des tumuli, des rides de pression et plateaux [e.g., *Walker*, 1991; *Anderson et al.*, 1999, 2012; *Duraiswami et al.*, 2001]. Les tumuli sont des monticules circulaires à ovales aux flancs basculés (ex. 20° à 40° pour un tumulus d'environ 3 m de haut [*Walker*, 1991]) et traversés par des fissures axiales ou radiales, pouvant excéder 2 m de large. Ces fissures sont induites par pliure de la croûte durant l'inflation [*Walker*, 1991]. Des tumuli peuvent se développer pour former des rides de pression dont l'allongement se fait parallèlement au système d'alimentation qu'elles surplombent [e.g., *Wentworth et Macdonald*, 1953; *Walker*, 1991]. Leur sommet est parcouru par une ou plusieurs fissures parallèles à l'allongement. Enfin, les processus d'inflation peuvent également former de larges plateaux subhorizontaux dont les fronts sont constitués de dalles de laves en nappe basculées. Des fissures d'inflation peuvent atteindre 1,5 km de diamètres



Figure VII-17 : Schéma illustrant le développement d'une coulée d'inflation. L'inflation se fait en raison de l'injection continue de lave sous une couche viscoélastique qui limite la propagation latérale de la coulée. A mesure que la coulée croît, ses fronts vont basculés et une fissure va se développer entre le plateau et le front. Lorsque la pression exercée sur la couche viscoélastique sera trop importante, celle-ci peut rompre conduisant à la mise en place d'une nouvelle coulée. D'après Chitwood [1994].

et 21 m de haut [*Chitwood*, 1994]. Des dépressions circulaires ou aux limites irrégulières sont souvent observées dans ces coulées. Elles correspondraient aux régions qui n'ont pas subi d'inflation, souvent en raison de la topographie préexistante qui n'a pas été recouverte ou pas suffisamment par la fine couche de lave ne permettant pas l'inflation durant la formation du reste du plateau [*Chitwood*, 1994].

2.2. Contrôle de l'environnement de mise en place sur les dimensions des coulées d'inflation en nappe

La morphologie des coulées d'inflation en nappe observées le long du segment 16°N est comparée à celle de coulées d'inflation observées à terre : à Hawaii, la Réunion, dans l'Ouest des Etats Unis (états d'Idaho, Washington et Oregon) et en Islande. Dans tous les cas, leur dynamique de mise en place (e.g., taux d'extrusion) est supposée similaire à celle des coulées Pahoehoe dont les processus d'inflation sont particulièrement bien documentés [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1996, 1997].Cette étude comparative s'appuie en mer sur les données micro-bathymétriques et les photos des plongées Nautile de la campagne PARISUB. Aux Etats-Unis, en Islande et à Hawaii, l'étude morphologique est réalisée à partir de photos aériennes haute résolution, de photos de terrain et de Modèles Numériques de Terrain (MNT) acquis via Lidar.

2.2.1. Morphologie des coulées d'inflation en domaine marin profond

Entre 15°36'N et 15°54'N sur la dorsale Est-Pacifique, 241 structures d'inflation constituées de laves en nappe ont été cartographiées (cf. Chapitre V). Elles se mettent en place sur des terrains dont la pente est inférieure à 1,9° et plus généralement inférieure à 1°. L'analyse morphologique montre que ces structures sont des tumuli, rides de pression et plateaux (Figure VII-18). Les tumuli mesurent jusqu'à 150 m de diamètre et atteignent 10 m de haut. Les rides atteignent 150 m de large 1800 m de long et 18 m de haut. Enfin, les plateaux mesurent 150 m à 1 km de diamètres et atteignent 11 m de haut. Ces plateaux sont soit subhorizontaux, soit défléchis en leur centre probablement en raison du retrait des laves à la fin de l'éruption. Ils sont marqués par la présence de dépression dont la profondeur est équivalente à l'épaisseur de la coulée et qui correspondent à des régions qui n'ont pas été couvertes par les laves et/ou n'ont pas subi d'inflation.

Des structures d'inflation de dimensions similaires sont également observées dans la caldeira du Volcan Axial sur la dorsale Juan de Fuca (Figure VII-19) [e.g., *Appelgate et Embley*, 1992; *Chadwick et al.*, 2013 ; *Clague et al.*, 2013] et à l'axe de la dorsale des Galápagos [*McClinton et al.*, 2013]. Au Volcan Axial, les auteurs observent en effet des plateaux d'inflation de plusieurs centaines de mètres de diamètre et des rides de pression de 75 à 100 m de large, atteignant 650 m de long. Les fronts de ces coulées sont constitués de dalles de laves lisses, basculées de 45 à 90°, mesurant de 3 à 7 m de haut. Ces structures se sont également mises en place sur un plancher subhorizontal.



Figure VII-18 : Cartes bathymétriques hautes résolutions de coulées d'inflation du segment 16°N. . Les profils bathymétrique sont localisés en par un trait noir. Le profil P1 illustre un plateau d'inflation d'environ 550 m de large et 8 m de haut défléchi en son centre. Le profil P2 est perpendiculaire à une ride de pression dont le sommet est parcouru par une fissure d'inflation de quelques mètres de large et de profondeur. Modifiée d'après Deschamps et al. [2014].



Figure VII-19 : Carte bathymétrique à 1 m de résolution d'une coulée d'inflation localisée dans la Caldeira du Volcan Axial (dorsale Juan de Fuca). Les fissures en périphérie de la coulée sont clairement visibles. Une ou plusieurs ruptures au front de la coulée semble être à l'origine de nouveaux lobes qui n'ont pas enflé. Issue de Clague et al. [2013]

2.2.2. Morphologie des coulées en milieu lacustre, fluviatile et côtier

A travers le monde, de nombreux champs de laves se sont mis en place en domaine immergé peu profond (lac, rivière, côte). Certaines de ces coulées sont caractérisées par la présence de coulées d'inflation sous la forme de tumuli, rides d'inflation, et plateaux subhorizontaux. C'est notamment le cas de coulées présentes dans les états de Washington (ex. *Columbia River Basalt*), Idaho (ex.*Hells Half Acres, Cerro Grande, Craters of the Moon, Wapi*), Oregon (ex. *Badlands, Potholes, Devils Garden, Diamond Craters, Deschute River, Owyhee River, Jordan Crater*), et du Nouveau Mexique (ex. *Cibola, ZuniBandera*), en Ecosse (ex. *Port Haunn, northwest Mull*) et en Islande (ex. *Lake Mytvan, Budahraun*).

2.2.2.1. Les données

Nous avons étudié la morphologie de certaines de ces coulées pour la comparer à celle de la dorsale Est-Pacifique. Les coulées localisées sur le territoire américain ont été étudiées à partir de MNT réalisés grâce aux données Lidar du National Elevation Dataset de l'USGS (United States Geological Survey) (http://lidar.cr.usgs.gov/). Ces données ont une résolution de 1/9 de seconde d'arc (soit ~3 m). Elles sont combinées avec des photos aériennes ortho-rectifiées haute résolution (≤ 1 m par pixel) fournies par l'USGS (http://lta.cr.usgs.gov/). Le niveau de résolution est donc comparable du point de vue du détail à celui des données micro-bathymétriques du segment 16°N.

Les coulées d'inflation d'Islande ont été analysées à partir des données du National Land Survey of Island (http://atlas.lmi.is/kirtasja), qui rassemble des données GPS, des photos aériennes, des images du satellite SPOT-5. Elles ont été combinées aux photos aériennes de la base de données Loftmyndir ehf's (http://www.loftmyndir.is/). Aucun MNT ne présente une résolution suffisante dans les régions d'intérêts. L'analyse morphologique est donc uniquement basée sur ces images.

2.2.2.Morphologie des coulées d'inflation dans l'état de Washington

Les coulées de Columbia River Basalts (CRB) (Figure VII-20) se sont mises en place entre 16,5 et 6 Ma sur une surface d'environ 200 000 km entre les états de Washington, d'Oregon et d'Idaho [e.g., *Hooper*, 1982, 2000; *Self et al.*, 1996]. Elles sont principalement constituées de laves en nappe de type Pahoehoe mises en place sur des pentes relativement douces (<0,1%). Les tumuli, plateaux et fissures d'inflation indiquent que ces laves auraient subi une inflation en raison de l'injection continue de lave sous la croûte solidifiée [e.g., *Hon et Kauahikaua*, 1991; *Self et al.*, 1996; *Thordarson et Self*, 1996; *Cashman et Kauahikaua*, 1997]. Les plateaux d'inflation imbriqués ont un diamètre variant entre 50 et 500 m et une épaisseur de 15 à 50 m. Le volume de chaque coulée atteindrait ainsi de 100 à 1000 km³. La présence de laves en coussin à la base de ces coulées atteste de



Figure VII-20 : Carte topographiquea à 30 m de résolution au niveau des états de Washington, Oregon et Idaho. Le MNT est construit à partir de données Lidar issues du National Elevation Dataset de l'USGS (United States Geological Survey) (<u>http://lidar.cr.usgs.gov/</u>). Le réseau hydrographique est drapé sur le MNT (en bleu). Les grands chand de laves sont localisés en couleur. Les sites énoncés dans le texte sont localisés par des encadrés noirs.

leur mise en place dans un environnement aquatique [Jones, 1968].

2.2.2.3. Morphologie des coulées d'inflation dans l'état d'Oregon

Au Sud de CRB dans l'état d'Oregon, de nombreux sites ont été localisés (Figure VII-20). Ces coulées basaltiques se sont mises en place il y entre 3200 ans et 2 Ma (à Jordan Craters et Bogus Rim (Owyhee River), respectivement) sur des pentes inférieures à 1° (Tableau VII-4). Nous présenterons ci-dessous principalement les coulées de Jordan Craters, Diamond Craters et Owyhee River, dont l'absence de couverture végétale offre un meilleur aperçu de la morphologie et l'aspect de ces coulées.

Nom de la coulée	Badlands	Devils Garden	Potholes	Jordan Craters	Diamond Craters
Pente de mise en place (°)	0,8	0,6	0,5	0,9	0,5
Surface de la coulée (km²)	75	86	65	65	67
Volume (km ³)	1,4	1,2	0,96	1	1
Epaisseur (m)	19	15	15	15	15
Age (ans)	300 000	20 000	50 000	3200	17 000

Tableau VII-8 : Caractéristiques principales des champs de coulées basaltiques du centre et du Sud-Est de l'Oregon. Les coulées sont localisées sur la figure VII- 20. Modifié d'après Chidwood [1994].



43°3′41.12″N

Figure VII-21 : Vue topographique 3D de champs de lave de Jordan Craters (Oregon). Le MNT est construit à partir de données Lidar à 10 m de résolution issues du National Elevation Dataset de l'USGS. La source principale de ces laves, «Coffe Pot Crater » est localisée. La lave s'est écoulée vers le Sud-Est créant un barrage naturel à l'origine de la formation de l'Upperet Lower Cow Lake. La coupe topographique figure VII-22 est localisée par un trait blanc. Le champ de lave de Jordan Crater est localisé sur la carte topographique de la figure VII-20.

La coulée de Jordan Crater est la plus jeune du système (3200 ans). Elle est localisée à

43,1°N/117,4°W sur le plateau Owyhee-Oregon à proximité de la rivière Owyhee (Figure VII-20). Plusieurs sources sont à l'origine de ces laves, dont la principale, Coffee Pot Crater, est localisée au Nord-Ouest de la coulée (Figure VII-21). Ces laves se sont mises en place en deux phases : une éruption strombolienne a produit des projections volcaniques et cônes volcaniques secondaires puis une éruption volumineuse à l'origine d'un lac de lave s'est écoulée vers le Sud-Est. Ces laves ont créé un barrage naturel qui a conduit à la formation de deux lacs au Sud-Est de la coulée ; les lacs Upper Cow et Lower Cow (Figure VII-21). La présence de témoins d'une activité phréatomagmatique suggère l'interaction de ces laves avec l'eau au moment de l'éruption.

L'analyse du MNT et des orthoimages (Figures VII-21 et VII-22) révèle que l'ensemble de la coulée est formé de plateaux d'inflation subhorizontaux et de rides de pressions sinueuses, imbriqués les uns dans les autres. Les plateaux mesurent entre 100 et 700 m de diamètre pour 2 à 10 m de haut. Les rides de pression atteignent 800 m de long, pour 30 à 100 m de large et 1 à 11 m de haut. Les pentes mesurées à la surface de ces coulées sont toujours inférieures à 0,15°.



Figure VII-22 : Détails de la morphologie des structures d'inflations de la coulée Jordan Crater. La carte 3D est réalisée à partir d'une photo aérienne drapée sur un MNT. Le profil topographique est indiqué en bleu. Issue de Deschamps et al. [2014]

La coulée de **Diamond Craters** (43,1°N/118,7°W), s'est mise en place dans le réseau de drainage du lac Malheur, il y 7300 à 7800 ans. L'activité éruptive de type fissurale [e.g., *Hart et al.*, 1984] aurait duré au moins 10 à 20 ans. Elle aurait produit un volume de lave d'environ 1,6 km³, qui a couvert une surface d'environ 70 km² [e.g., *Russell et Nicholls*, 1987; *Sherrod et al.*, 2012]. La



Figure VII-23 : Carte topographique du champs de lave de Diamond Crater au Sud Est de l'Oregon (EU). Le MNT est réalisé à 10 m de résolution. Les rectangles blancs localisent les zooms de la figure VII-8. Issue de Deschamps et al. [2014].

présence de cratère d'explosion, lapili, cones de scories et maars, témoigne de l'activité phréatomagmatique et strombolienne [*Wood et Kienle*, 1992]. Cette coulée est en effet localisée sur une ancienne plaine inondable. Elle aurait modifié le réseau de drainage du système de rivières Columbia-Snake lors de la mise en place [*Dugas*, 1998; *Sherrod et al.*, 2012].

Dans le champ de laves Pahoehoe, de nombreux tumuli, tubes de laves et plateaux d'inflation ont été observés. Les rides de pression atteignent 1900 m de long, pour 30 à 140 m de large. Les plateaux d'inflation mesurent 150 à 1200 m de diamètre et 2 à 11 m de haut. Les pentes mesurées à la surface de ces coulées sont toujours inférieures à 0,15°.

Au cours des deux derniers millions d'années, la rivière Owyhee a été déviée de son cours par pas moins de six coulées Pahoehoe [e.g., *Walker*, 1971; *Self et al.*, 1998]. Chaque coulée à temporairement bloquée la rivière, entrainant la formation de lacs avant d'être à leur tour incisée [e.g., *Orem*, 2010; *Ely et al.*, 2012]. L'étude stratigraphique de certaines de ces coulées confirme que lors de sa mise en place le magma progressait dans un milieu subaquatique [*Evans*, 1991; *Ely et al.*, 2012]. En effet, des sédiments lacustres et fluviatiles sont intercalés entre des lits de laves en coussin et de verres

volcaniques brisés.



Figure VII-24 : Zoom topographiques 3D sur les plateaux d'inflation et rides de pression de Diamond Crater. La localisation des profils topographique est indiquée par un trait rouge. Les zooms sont loclaisés sur la figure VII-7. Issue de Deschamps et al. [2014].

Les champs de laves d'Owyhee River sont également caractérisés par la présence de structures d'inflation (Figure VII-25). Les plateaux d'inflation de cette région mesurent 140 à 550 m de diamètre et 2 à 8 m de haut. Les rides de pression atteignent 1100 m de long pour une largeur variant de 30 à 150 m et une hauteur variant de 1 à 11 m.



Figure VII-25 : Comparaison entre la morphologie des structures d'inflation mises en place en milieu marin profond (B) et lucustre ou fluviatile (A). Les deux zoom sont à la même échelle. A/ Zoom topographique 3D des structures d'inflation de la partie Ouest du champs de laves d'Owyhee River (Oregon) ; B/ Zoom micro-bathymétrique d'une coulée d'inflation à l'axe du segment 16°N. Issue de Deschamps et al. [2014].

2.2.2.4. Morphologie des coulées d'inflation dans l'état d'Idaho

Dans l'état d'Idaho, les coulées de laves identifiées sont localisées dans la « Eastern Snake River Plain » (ESRP) (Figure VII-20). C'est un couloir volcanique de 100 km de large sur 600 km de long caractérisé par la présence de dykes, de coulées basaltiques, et d'éruption phréatomagmatiques associées à la proximité des lacs et rivières. Les coulées principales mises en place durant les deux derniers million d'années sont les coulées d'Hell's Half Are, Craters of the Moon, Wapi et Cerro Grande [*Hughes et al.*, 1999]. Les coulées sont principalement constituées de basalte tholéiitique mis en place sous la forme de coulées Pahoehoe de 5 à 25 m d'épaisseur [e.g., *Greeley*, 1982; *Leeman*, 1982].

Les deux plus grands sites sont **Hell Half Acre** et **Craters of the Moon**. Le champ de coulée d'Hell Half Acre couvre environ 400 km² (Figure VII-27). Il est constitué de laves Pahoehoe mises en place entre 4100 et 2000 ans à partir d'un système de faille de 3 km de long, orienté NW-SE, et localisé au Nord-Ouest de la coulée [*Kuntz et al.*, 1982, 1992]. Le champ volcanique de Craters of the Moon est composé par au moins 60 coulées mises en place entre 15 000 et 2 000 ans. Ces laves sont issues de 33 sources distinctes (25 cônes de projections et 8 fissures éruptives) couvrent une surface de 1600 km² pour un volume de lave d'environ 30 km³ [*Stout et al.*, 1994].



Figure VII-26 : Carte topographique du champs de lave d'Hell's Half Acre dans l'Idaho (EU). Le MNT est réalisé à 10 m de résolution. Des coulées aa plus récentes recouvrent les coulées Pahoehoe. Le rectangle blanc localise le zoom de la figure VII-11. Issue de Deschamps et al. [2014].

Ces deux champs de laves sont parcourus par des chenaux et caractérisés par la présence de tumuli, rides de pression et plateaux d'inflation [*Hughes et al.*, 1999]. Les plateaux de ces champs de laves atteignent une dizaine de mètres de haut (généralement entre 5 et 8 m) et 100 m de diamètre (Hell Half Acre (Figure VII-26)) à 1500 m de diamètre (Craters of the Moon). *Hughes et al.* [1999] observent que les fissures de tension situées à la périphérie des plateaux atteignent 3 à 5 m de



Figure VII-27 Détails de la morphologie des structures d'inflations de la coulée de Hell's Half Acre. La carte 3D est réalisée à partir d'une photo aérienne drapée sur un MNT. Le profil topographique est indiqué en noir. Issue de Deschamps et al. [2014]

profondeur à Hell's Half Acre.

2.2.2.5. Morphologie des coulées d'inflation en Islande.

Les coulées Pahoehoe présentant des structures d'inflation sont souvent observées en Islande. Ces coulées se sont mises en place dans des environnements subaquatiques comme des lacs, rivières ou lors de périodes où le niveau marin était plus élevé, mais sont aujourd'hui toutes à l'aire libre. Cidessous nous présentons deux exemples de ces coulées : la **coulée d'Eldá** au Nord du lac Mytvan et la coulée de Brunahraun appartenant au système éruptif du Laki.

Au Nord-Est du lac Mytvan, le volan Krafla a été à la source de deux évènements volcano-



Figure VII-28 : Photo aérienne de la coulée d'Eldá mise en place durant le Mytvan Fires entre 1724 et 1729 sur les bords du lac Mytvan. Le zoom montre une fissure d'inflation à la périphérie d'un plateau aux flancs basculés (photo de Deschamps [2013]. Issue de Deschamps [2014].

tectoniques majeurs au cours des 250 dernières années : le Mytvan Fires (1724-1729) et le Krafla Fires (1975-1984) [e.g., *Einarsson*, 1991; *Saemundsson*, 1991; *Einarsson et al.*, 2004]. La coulée d'Eldá est la plus jeune coulée de Mytvan Fires (1729). Elle s'est écoulée le long de la rivière Eldá à l'extrémité Nord du lac. Cette coulée est formée de structure d'inflation relativement lisse atteignant 18 m de haut, correspondant à l'altitude des paléo-terraces et à l'ancien niveau du lac. Les plateaux d'inflation atteignent 350 m de diamètre et les rides de pression 250 m de long (Figure VII-28).

La coulée de Brunahraun est localisée dans le système volcanique du Laki au Sud-Est de l'Islande. Elle est constituée de 15 km³ de laves mises en place sur une surface d'environ 600 km² en l'espace de 8 mois entre 1783 et 1784 [*Guilbaud et al.*, 2007]. Elle s'est écoulée depuis une fissure éruptive de 27 km de long dans deux lits de rivières, perturbant temporairement le drainage du glacier Vatna, et entrainant la formation de lacs au fond des deux vallées. La coulée s'est ensuite écoulée sur la côte [e.g., *Sigmarsson et al.*, 1991; *Thordarson et Self*, 1993; *Thordarson et Hoskuldsson*, 2002]. Des cônes de scories témoignent de l'activité phréatomagmatique et de l'interaction du magma avec l'eau. Les photos aériennes au niveau de la rivière Hverfisfljót révèlent la présence de plateaux d'inflation atteignant 700 m de diamètre [*Keszthelyi et al.*, 2004] marqués par des dépressions circulaires de 3 à 15 m de diamètre..

2.2.3. Morphologie des coulées d'inflation à Hawaii et la Réunion

A Hawaii et La Réunion, les structures d'inflation formées dans les coulées Pahoehoe sont également localisées sur des planchers sub-horizontaux [e.g., *Hon et al.*, 1994]. Ces coulées se distinguent cependant de leurs homologues localisés dans le milieu marin, lacustre ou fluviatile (en Islande et aux Etats Unis) par leur dimension.

A Hawaii, les structures d'inflation mesure entre 2,5-32,5 m de large, 5 - 109 m et 0,5 à 4 m de haut [e.g., *Holcomb*, 1981; *Rowland et Walker*, 1990; *Heliker et Mattox*, 2003]. La surveillance des éruptions du Kilauea, a permis d'observer l'inflation des laves Pahoehoe initialement épaisses de 10 à 50 cm durant une période de 50 à 120h, ces coulées ont atteint une épaisseur de 1,5 m (en Janvier 1988) et 4 m (en Avril 2010), respectivement [*Hon et al.*, 1994].

A La Réunion, les coulées Pahoehoe constituées de basalte à olivine, mises en place dans L'enclos Fouqué entre 1750 et 1790, forment une surface relativement plane au Nord-Ouest du Piton de la Fournaise [*Lenat et al.*, 2001] (Figure VII-29). Ces coulées Pahoehoe sont marquées par la présence de tumuli atteignant 20 m de diamètre (généralement inférieure à 15 m) et quelques mètres de haut (souvent inférieur à 4 m), et des rides de pression, dont la plus large atteint 150 m de long et 30 m de large. Comme à Hawaii, aucun plateau d'inflation n'est observé.



Figure VII-29 : Inflation dans une coulée de lave Pahoehoe dans l'Enclos Fouqué (Piton de la Fournaise, La Réunion). Photo de Deschamps.

2.2.4. Conclusion

L'analyse comparative de ces coulées d'inflation quelles qu'elles soient (tumuli, rides de pression et plateaux d'inflation) met en évidence deux grands groupes de structures qui se distinguent par leur géométrie, taille et milieu de mise en place (Tableau VII-9Tableau VII-9, et Figure VII-30). Les coulées mises en place en milieu marin profond le long de l'EPR et de la dorsale Juan de Fuca, ainsi qu'en milieu subaquatique (lacustres et fluviatiles) comme en Islande et dans l'Ouest des Etats Unis ont des structures d'inflation beaucoup plus larges (Figure VII-31) et hautes (Figure VII-30) que celles mises en place en milieu aérien comme à Hawaii et La Réunion (Tableau VII-9).



Figure VII-30 : Représentation des hauteurs des structures d'inflation en fonction du milieu de mise en place. Issue de Deschamps et al. [2014].

Dans les lacs, les rivières et en milieu marin profond, les tumuli atteignent 140 m de diamètre

et 9,5 m de haut, les rides de pression atteignent 2 km de long et leur hauteur excède 11 m de haut. Les plateaux d'inflation uniquement observés dans ces milieux atteignent 1,2 km de diamètre et 20 m de haut. Les structures d'inflation formées dans un environnement aérien sont typiquement inférieures à quelques mètres de haut et une centaine de mètres de long, et sont généralement inférieures à quelques dizaines de mètres.



Figure VII-31 : Représentation des différence de largeur entre des coulées mises en place en domaine émergé (en noir) ou imergé (en rouge). Deschamps et al. [2013].

Quelques soit l'environnement de mise en place, ces structures sont toujours localisées sur des terrains subhorizontaux (<4°), généralement inférieur à 1°. Elles se forment durant des éruptions relativement longues et enflent en raison du développement d'une couche viscoélastique et d'une couche cassante à la surface de la coulée qui contrecarre la pression hydraulique interne et joue le rôle de frein à la propagation de la coulée. Si les mécanismes d'inflation sont les mêmes dans les deux types d'environnement, plusieurs paramètres influençant la dynamique des laves doivent être différents. Nos observations suggèrent que l'un de ces paramètres est la présence d'eau lors de la mise en place.

Ce travail a abouti à une étude du rôle de l'eau dans la dynamique éruptive. A partir des équations de diffusion de la chaleur, *Deschamps et al.* [2014] (en annexe) ont démontré que la présence d'eau durant la mise en place des laves conduit à un refroidissement plus efficace de la lave et favoriserait le développement rapide d'une épaisse couche froide (par 25%) à la surface de la coulée. Cette couche aurait une limite élastique plus importante qui contrecarrerait la pression hydraulique interne de manière plus efficace que les coulées mises en place à terre, limitant alors la rupture des fronts et la mise en place de nouveaux lobes. La présence d'eau augmenterait également la capacité de la lave a enflé par 60%. Ensemble, ces différences expliqueraient les variations observées dans l'épaisseur et l'extension des coulées d'inflation.

Localisation	Largeur	Longueur	Hauteur	Auteurs				
Tumuli								
EPR 16°N	8 - 128 m	15 - 140 m	1 - 9,5 m	Cette étude				
Islande	Diamètre : 10,2 – 11,4 m		3,1 – 3,6 m	Rossi et Gudmundsson, 1996				
La Réunion	Diamètre : < 20 m		< 4 m	Lénat et al., 2001				
Hawaii	2,85 - 32,33 m	5,11 - 108,77 m	0,55 - 4,15 m	Rowland et Walker, 1990; Heliker et Mattox, 2003				
Rides de pression								
EPR 16°N	< 150 m	< 1800 m	< 18 m	Cette étude				
Etats-Unis	30 – 140 m	< 1800 m	1 -11 m	Cette étude				
La Réunion	30 150		< 4 m	Lénat et al., 2001				
Plateau d'inflation								
EPR 16°N	Diamètre : 1	50 m à 1 km	< 11 m	Cette étude				
Islande	Diamètre : < 700 m		< 18 m	Cette étude et Keszethelyi et al., 2004				
Etats-Unis	Diamètre : 100 – 1500 m		2 – 11 m	Cette étude				
La Réunion Aucun								
Hawaii	Aucun							

Tableau VII-9 : Tableau récapitulant les dimensions des différentes structures d'inflation : du segment 16°N sur l'EPR, de l'Ouest des Etats Unis, de l'Islande, d'Hawaii et de La Réunion. La couleur indique le milieu de mise en place : marin profond (en bleu foncé), lacustre fluviatile ou cotier (en bleu clair) ou aérien (en rouge).

2.3. Relation entre les coulées d'inflation en nappe et en coussin

Sur l'ensemble de la zone d'étude, environ 85% des coulées d'inflation en nappe (CIN) surplombent des coulées de laves en coussin (Figure VII-32). Les CIN sont généralement localisées dans la partie centrale ou dans l'axe de la coulée. *Byrnes et Crown* [2001] montrent que la localisation des structures d'inflation reflète la localisation du système d'écoulement des laves sous la croûte de la coulée sous-jacente, comme les chenaux reflètent la localisation de ces écoulement dans les laves lobées. Il existe donc clairement un lien étroit entre ces deux morphologies de laves.

La localisation des CIN est quasi systématique en surplomb des coulées de laves en coussin suggèrent que les CIN sont des processus arrivant en fin d'éruption, comme proposé par *Clague et al*. [2013]. Des études antérieures expliquent relativement facilement la transition des laves en nappe vers des laves lobées ou des laves lobées vers des laves en coussin via une diminution du taux d'extrusion (i.e., diminution de pression dans la chambre magmatique [e.g., *Kurras et al.*, 2000]) par exemple ou



Figure VII-32 : Carte de répartition des faciès sur l'ensemble de la zone couverte par les données micro-bathymétriques. Les laves en nappe (en bleu) sont distinguées suivant qu'elles constituent le plancher des chenaux et des structures d'effondrement (bleu clair) ou qu'elles forment des coulées d'inflation (bleu vif). Les laves en coussin sont distinguées en fonction qu'ils forment des monticules isolés (en rose), des monticules agglomérés (en rouge), des coulées d'inflation en front de coulées de laves lobées (en orange foncé) ou des coulées d'inflation étendues (en orange clair). via une augmentation de la viscosité (i.e., refroidissement de la lave [*Pinkerton et Stevenson*, 1992]). En revanche, la mise en place de laves en nappe sur des laves en coussin impliquerait une **diminution de la viscosité** et/ou une **augmentation du taux d'extrusion** en fin d'éruption en désaccord avec la connaissance de l'évolution de ces paramètres au cours de l'éruption (Figure VII-33) [e.g., *Pinkerton et Stevenson*, 1992; *Harris et al.*, 2007]. Nous proposons ici d'expliquer la relation entre ces deux faciès à partir d'un nouveau modèle conceptuel.



Figure VII-33 : Variation du taux extrusion lors de l'éruption de l'Etna du 17 octobre au 5 novembre 1999. Le taux d'extrusion est dérivé du volume de lave émis. Issue de Harris et al. [2007].

16/10 18/10 20/10 22/10 24/10 26/10 28/10 30/10 01/11 03/11 05/11



Notre étude a mis en évidence deux types de coulées formées par des laves en coussin (cf. Chapitre VI.1.3) correspondant aux deux morphologies de coulées distinguées par *Chadwick et al*. [2013] et *Clague et al*. [2013] :

1. Les monticules agglomérés ou isolés mis en place directement à l'aplomb du conduit d'alimentation des magmas (fossé sommital axial (AST), fissure éruptive hors axe ou source ponctuelle) (Figure VII-35-a). Ces édifices de 2 à 65 m de haut et de 50 à 1650 m de large sont généralement symétriques de part et d'autre de la source. Elles sont marquées par des flancs relativement pentés (jusqu'à 25°) et sont dépourvues de plateau sommital. Aucune coulée d'inflation en nappe ne leur est associée. Ces coulées résulteraient de la mise en place de laves à faible taux d'extrusion et/ou forte viscosité. Le faible taux d'extrusion par rapport au taux de refroidissement de la coulée limiterait rapidement la propagation latérale de la coulée et ne permettrait pas le développement d'un cœur fluide au sein de la coulée.

2. Les coulées d'inflation en coussin (CIC) sont larges de 250 à 3000 m, hautes de 5 à 30 m. Elles forment des plateaux subhorizontaux (< 0,5°) constitués de laves en coussin avec quelques occurrences de laves lobées (cf. plongée Nautile 18). *Chadwick et al.* [2013] proposent que ces coulées, à la différence des monticules de laves en coussin (Figure VII-35-A) seraient caractérisées par la présence d'un cœur fluide (Figure VII-35-B). Elles se formeraient sur le même principe que les CIN, c'est-à-dire par injection de laves fluides sous une croûte solidifiée permettant l'épaississement

de la coulée. La surface de ces coulées, souvent plus lisse que les fronts et parfois légèrement affaissée suggèrerait que durant le processus d'inflation de la coulée, la croûte serait relativement fine et toujours plastique [*Clague et al.*, 2013].

Chadwick et al. [2013] et *Clague et al.* [2013] observent que ces coulées sont principalement localisées loin de la fissure éruptive sur des pentes relativement douces souvent aux fronts des coulées de laves lobées. Leur morphologie varierait en fonction de la pente. Sur des planchers subhorizontaux, les fronts de coussin s'épaissiraient et enfleraient, et le centre enflerait jusqu'à surplomber les fronts. La surface de la coulée dans la partie centrale resterait relativement lisse et serait parfois légèrement défléchie. Les auteurs proposent que durant ces processus la croûte resterait fine et plastique. Sur des planchers plus pentés, le cœur de la coulée s'effondrerait alors que la coulées avancerait doucement.

Sur le segment 16°N, les CIC constituent parfois le front des coulées de laves lobées (Figure VII-32), mais forment également des coulées plus étendues excédant 3000 m de diamètre. Ces coulées semblent parfois s'initier directement à l'axe et d'autrefois semble s'initier à quelques centaines de mètres des fossés sommitaux. Elles sont généralement associées à des CIN ou plus rarement à des structures d'effondrement. Lorsque les CIC sont localisées aux fronts des laves lobées, elles sont principalement surplombées par des tumulus ou plateaux de petites dimensions (< 400 m de diamètre). Lorsque les coulées d'inflation en coussin sont plus étendues (> 500 m de diamètre), il s'agit de plateaux et rides excédant 350 m de diamètre.

2.3.2. Modèle conceptuel

2.3.2.1.Les hypothèses

Notre modèle se base sur les observations et le modèle conceptuel de *Chadwick et al.* [2013] et s'appuie également sur les observations de *Clague et al.* [2013] aux niveaux de la dorsale Juan de Fuca. Les laves se mettent en place à partir d'une ou plusieurs sources (fissures, grabens ou sorties ponctuelles) sur un plancher suffisamment peu penté (< 4°) pour permettre la formation des coulées d'inflation en coussin et en nappe [e.g., *Walkers et al.*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Rossi et Gudmundsson*, 1996; *Anderson et al.*, 2012]. Sur le plateau sommital du segment 16°N de tels pendages sont quasi omniprésents, puisque les pendages excédant 3° marquent principalement les fronts de coulées ou les bordures du plateau.

Le taux d'extrusion et la viscosité en début d'éruption sont considérés comme étant favorables à la formation des CIC. Le taux d'extrusion et/ou la viscosité sont donc probablement intermédiaires à ceux permettant la mise en place de laves lobées et de monticules agglomérés de laves en coussin. Notre modèle suppose que le taux d'extrusion moyen diminue progressivement au cours de l'éruption. Le taux d'extrusion instantané peut toutefois être très variable, représentatif de l'heure ou du jour de la mesure, comme l'ont montré les mesures instantanées de ce taux au cours d'une éruption de l'Etna en 1999 par exemple (e.i., éruption du 17 octobre au 5 novembre 1999 [*Harris et al.*, 2007], Figure VII-34). Ces variations comme celles de la vitesse des laves qui varient de l'échelle de quelques minutes à celle de quelques heures [e.g., *Guest et al.*, 1987; *Lipman et Banks*, 1987; *Bailey et al.*, 2006] sont des variations de courte longueur d'onde. Elles sont considérées comme des pulses attribués à des variations de l'apport magmatique (ex. éruption de Mai 2001 à l'Etna), du blocage ou relâchement des magmas (ex. éruption au Mauna Loa en 1984), ou de changement dans la vésicularité [e.g., *Lipman et Banks*, 1987; *Bailey et al.*, 2006].

Le modèle proposé s'appliquant à des coulées mises en place à l'axe des dorsales, donc à une profondeur supérieure à 1500 m, le gradient de température entre l'eau et la lave extrudée est



Figure VII-34 : Mesure intantanée du taux d'effusion (en noir) et du débit (en gris) durant l'éruption du 17 octobre au 5 novembre 1999. Issue de Harris et al., [2007]

16/10 18/10 20/10 22/10 24/10 26/10 28/10 30/10 01/11 03/11 05/11

relativement constant. La perte de chaleur par convection est donc relativement constante. Le développement de la croûte et le refroidissement de la coulée seront principalement contrôlés par l'advection décrite par le taux d'extrusion, la viscosité de la lave et la pente de mise en place [e.g., *Bonatti et Harrison*, 1988 ; *Gregg et Fink*, 1995 ; *Gregg et Smith*, 2003 ; *McClinton et al.*, 2013]. La pente de mise en place étant considérée comme négligeable, l'advection au cœur de la coulée sera principalement contrôlée par le taux d'extrusion et la viscosité.

Nos observations montrent que les coulées ne sont pas systématiquement symétriques par rapport à la source des laves, et privilégient souvent un flanc par rapport à l'autre. Cette distribution de la coulée par rapport à la source pourrait être le résultat d'un graben asymétrique, avec un bord moins haut que l'autre ou d'une légère pente à proximité de la source qui diminue à mesure que la distance au graben augmente. C'est cette distribution que nous représenterons dans le modèle conceptuel.

2.3.2.2.Le modèle

Les deux premiers points du modèle permettent de comparer la mise en place de monticules agglomérés de laves en coussin et de coulées d'inflation en coussin (Figures VII-35-a et –b respectivement). La figure VII-35-a est issue du modèle de *Chadwick et al.* [2013]. Les laves en coussin ont une forte viscosité et/ou sont extrudées lentement. Le refroidissement étant supérieur à l'advection, la surface solide de la coulée va s'épaissir rapidement, et les mouvements latéraux seront

alors limités [*Fink et Griffiths*, 1990], conduisant à l'empilement des laves directement à l'aplomb du conduit d'alimentation plutôt que leur étalement.

La figure VII-35-b représente la mise en place de laves en coussin sous la forme d'une coulée d'inflation. La lave est ici caractérisée par une viscosité plus faible et/ou un taux d'extrusion plus élevé que dans le cas précédent. Dans ce cas, l'advection excède le refroidissement, permettant la mise en place d'une coulée étendue [*Fink et Griffiths*, 1990]. En début d'éruption, les laves formeraient une coulée relativement large et peu épaisse. Au fur et à mesure de l'éruption, la pression dans la chambre magmatique diminuerait, entrainant une baisse du taux d'extrusion et donc une diminution de l'advection. Cela entrainerait une diminution du rapport advection sur refroidissement permettant le développement d'une croûte à la surface de la coulée. Elle s'épaissirait progressivement atteignant une épaisseur lui permettant de résister à la pression exercée par la lave, limitant la propagation latérale de la coulée. La coulée pourrait alors s'épaissir en raison de l'injection continue de lave sous la croûte solidifiée créant un cœur de lave fluide au sein de la coulée.

La diminution progressive du taux d'extrusion pouvant être accompagnée ou non d'une diminution de la viscosité (liée à une cristallisation fractionnée dans la chambre par exemple) favoriserait le développement de la croûte qui atteindrait alors une épaisseur limite bloquant complètement la propagation verticale et latérale de la coulée. L'éruption continuant, les laves fraiches injectées dans la coulée entraineraient une surpression magmatique sous la croûte, pouvant localement conduire à la rupture de la croûte, là où elle est la plus fragile. En surface, ces zones de surpression peuvent être localisées par la présence de rides ou de tumuli alignés au-dessus du cœur fluide. Une surpression plus importante pourrait entrainer une extrusion rapide des laves sous pression, qui formeraient alors une coulée de laves en nappe de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur [e.g., *Perfit et Chadwick*, 1998 ; *McClinton et al.*, 2013] inondant la surface de la CIC et contournant les coussins les plus hauts expliquant la présence locale de dépressions non recouvertes de laves en nappe et la forme relativement dentelée des CIN (Figure VII-35-c).

Alors que la pression dans le cœur de la coulée revient à la normale, le rapport taux de refroidissement sur l'advection augmenterait de nouveau, entrainant la formation d'une croûte viscoélastique (entre 800 et 1040°C) et d'une croûte fragile (Figure VII-17). Le développement d'une couche viscoélastique suffisamment épaisse pour résister à la pression interne de la lave limitera la propagation latérale des laves en nappe [e.g., *Macdonald*, 1953; *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Kauahikaua et al.*, 1998; *Self et al.*, 1998; *Hoblitt et al.*, 2012]. L'alimentation de la coulée perdurant, les coulées en nappe vont s'épaissir jusqu'à ce que 1/la croute fragile et la couche viscoélastique soit trop élevée entrainant des ruptures aux fronts des coulées d'inflation et la mise en place d'un nouveau plateau de laves en nappe (Figure VII-35-d), ou 3/ l'arrêt de l'éruption.



Figure VII-35 : Modèle conceptuel de mise en place des coulées d'inflation en nappe en surplomb des coulées d'inflation en coussin.



Figure VII-36 : Modèle conceptuel de mise en place des coulées d'inflation en nappe en surplomb des coulées d'inflation en coussin en fin d'éruption ou après l'arrêt de l'éruption.

La morphologie finale des coulées d'inflation en nappe et en coussin (CIN subhorizontaux, plus ou moins défléchies ou CIC localement effondrées) implique qu'après l'arrêt de l'éruption plusieurs phénomènes peuvent se produire (Figure VII-36):

• Option 1 (Figure VII-36-1): l'éruption s'arrête et il n'y a pas ou peu de drainage de la lave dans le conduit d'alimentation. Le cœur fluide se solidifie lentement en raison du refroidissement. Les coulées d'inflation en nappe maintiennent la forme de plateaux subhorizontaux pouvant parfois être défléchis d'un ou deux mètres, notamment là où des ruptures de fronts sont observées.

• Option 2 (Figure VII-36-2): après l'arrêt de l'éruption, la lave contenue dans le cœur fluide se vidange progressivement dans le conduit d'alimentation. Les CIN défléchissent, parfois totalement, laissant leurs levées comme principaux témoins de leur présence. Cette vidange affecte également les CIC qui s'effondrent localement en raison de l'absence de soutien sous la croûte solidifiée. Ces structures d'effondrement sont souvent localisées au centre et/ou point culminant de ces CIC suggérant que les effondrements se produisent préférentiellement à l'aplomb du conduit d'alimentation.

• Option 3 : après l'arrêt de l'éruption et probablement après la solidification plus ou moins avancée de la coulée, un second pulse magmatique pourrait avoir lieu. Les laves émises à faible taux d'extrusion et peut-être une viscosité plus élevée (ex. cristallisation plus importante des magmas) n'alimenterait pas le cœur de la coulée partiellement solidifié, mais le traverserait pour former à la surface des CIC des monticules agglomérés de laves en coussin. Ceux-ci seraient situés directement à l'aplomb du dyke ou point d'alimentation de la coulée.

Chapitre VIII. Influence d'un point chaud sur les processus éruptifs à grande et petite échelle

Entre les zones de fracture de Rivera (~18°30'N) et d'Orozco (~15°20'N), l'EPR est dans sa position actuelle, à \pm 20 km près, depuis moins de 6 Ma [*Mammerickx et Klitgord*, 1982]. Les segments de 2nd ordre constituant les 350 km d'axe d'accrétion entre les deux fractures ont subi depuis cette période des allongements, raccourcissements et disparitions. Le segment 16°N, le segment le plus au Sud, localisé entre la zone de fracture d'Orozco et un OSC à 16°20'N, a connu des allongements et migrations dans les dernières centaines de milliers d'années. Les études antérieures, à la fois géophysiques (bathymétriques, gravimétriques et magnétiques) et géochimiques, ont montré que l'accrétion le long du segment 16°N n'était pas typique d'une dorsale rapide, mais qu'elle subissait l'influence d'une anomalie thermique et géochimique attribuée au point chaud des Mathématiciens localisé à l'Ouest du segment.

Dans ce chapitre, nous discuterons de l'influence du point chaud de l'échelle kilométrique à l'échelle décimétrique sur les processus d'accrétion à l'axe du segment 16°N. Dans un premier temps, nous aborderons l'évolution de l'accrétion à l'échelle kilométrique depuis la formation de la chaine des Mathématiciens 0,65±0,15 Ma jusqu'à l'actuel. Puis nous discuterons de l'influence du point chaud des Mathématiciens sur la segmentation 3^{ème} et 4^{ème} ordre de l'axe à partir d'un article publié dans *Geochemistry, Geophysics, Geosystems [Le Saout et al.,* 2014]. Nous présenterons également l'impact de l'interaction sur la morphologie des coulées. Enfin, nous reconstituerons l'évolution du segment 16° dans les derniers 800 000 ans.

1. <u>Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique</u>

Dans cette section nous analyserons l'interaction entre le point chaud et le segment 16°N, et l'influence du point chaud sur la morphologie générale du segment et des plaines abyssales adjacentes. Cette étude a été réalisée via l'analyse des données bathymétriques à 40 m (Figure VIII-1), de 178 profils bathymétriques perpendiculaires à l'axe de la dorsale (16 km de long, espacés de 500 m) et des données bathymétriques antérieures à la campagne PARISUB à 100 et 180 m de résolution.

1.1. Plusieurs alignements volcaniques associés à un unique point chaud

Le segment 16°N est marqué à l'Ouest par la présence de deux chaines volcaniques ; la chaîne « Mudskipper » aussi nommée « P1545 ridge » [e.g., *Macdonald et al.*, 1992; *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carlut et al.*, 2004] et d'un alignement d'édifice volcanique que nous nommons « Alignement Nord ».
VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique



Figure VIII-1 : Carte bathymétrique à 40 m de résolution du segment 16°N. La surface occupée par le dôme axial (en rouge) est définie par la rupture de pente entre le relief dôme axial et la plaine abyssale adjacente. Elle est déterminée à partir de 178 profils bathymétriques perpendiculaires au segment, espacés de 500 m (exemple P1, P2, P3). Les profils P1, P2 et P3 montrent les variations de la morphologie du dôme axial le long de l'axe. La limite inférieure de la couche 2A (basaltes extrusifs) est indiquée sur le profil P2 (pointillés rouges). Elle est déterminée par les données de sismiques réflexion [Carbotte et al., 2000]. Les figures 6-A et -B sont localisées par un encadré noir, et le profil bathymétrique (Figure VIII-12) est localisé par un trait gras noir.

La chaîne des Mudskipper est longue de 55 km, large de 15 km et haute de 1,4 km par rapport aux plaines abyssales. Elle est caractérisée par une forte anomalie magnétique de polarité normale sur un plancher de polarité inverse (Figure VIII-3). Cette chaîne serait donc produite par un fort apport magmatique hors axe, relativement récent. La polarité de l'anomalie suggère que les premiers édifices de cette chaîne se seraient formés il y a moins de 0,78 Ma [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Les premiers édifices sont localisés à ~75 km de l'axe d'accrétion. Le dernier édifice visible de cette chaine, mis en place il y a ~0.3Ma aurait été scindé en deux par l'axe actuel. Il constitue ainsi les épaules qui bordent le plateau sommital (vers 15°42'N) [*Carlut et al.* 2004].

La chaîne Mudskipper est marquée par un changement d'orientation dans les derniers milliers d'années. Elle est en effet orientée N94°E depuis 106°05'W jusque 105°35'W puis N48°E jusqu'à son point d'intersection avec l'axe d'accrétion actif vers 105°28'N. Un changement d'orientation de 46°



Figure VIII-2 : Carte bathymétrique à 100 m de résolution à l'Ouest du segment 16°N, localisant les deux alignements volcaniques : la chaine Mudskipper au Sud et « l'Alignement Nord » au Nord. La marche pointant la surélévation du plateau est indiquée en tireté rouge. Les deux axes sont marqués par un changement d'orientation de l'alignement des édifices dans le sens antihoraire d'environ 46° et 35° respectivement.

dans le sens antihoraire peut difficilement être expliqué par des variations du mouvement des plaques, lorsque seul une variation de 5° dans le sens antihoraire a été mesurée pour les 0,5 derniers milliers d'années sur les failles transformantes de Clipperton et Siquieros [*Pockalny et al.*, 1997]. D'autre part, cette rotation semble se produire au même moment que le soulèvement du plancher des plaines soit vers 0,6 Ma, au début de l'interaction avec la dorsale.

« L'Alignement Nord », long d'au moins 115 km, est localisé au Nord de la chaîne des Mathématiciens. La largeur de ces édifices varie de 50 à 5 km, diminuant à l'approche de l'axe. Aucune anomalie magnétique significative n'est observée au niveau des derniers édifices de cet alignement (Figure VIII-3). Il est donc possible que ces édifices soient plus anciens que l'ensemble de la chaîne Mudskipper. Il est également caractérisé par deux orientations principales ; N120°E du début de la chaine jusqu'à ~40 km de l'axe puis N85°E, plus récemment. Le dernier édifice identifiable de cet alignement se situe à ~15°52'N/105°41'W. Cette chaine semble cependant alignée sur l'édifice le plus superficiel du dôme axial (15°49'N/105°26'W) suggérant une interaction possible avec l'axe d'accrétion.

Les alignements volcaniques hors axe sont relativement fréquents dans les systèmes d'interaction point chaud - dorsale, comme aux Galápagos [Morgan, 1978; Harpp et al., 2003; Sinton



Figure VIII-3 : Carte de l'aimantation de la croûte (1 km de résolution) drapée sur une carte bathymétrique à 200 m de résolution. Les données magnétiques sont issues de Weiland et Macdonald [1996]. La carte est réalisée à partir de Geomapapp.

et al., 2003], à la Réunion [*Morgan*, 1978; *Dyment*, 1998] ou encore au Kerguelen [Small, 1995]. Ils s'étendent du point chaud jusqu'à l'axe de la dorsale (Figure VIII-4) [*Mittelstaedt et Ito*, 2005]. En effet, il est bien connu que les alignements de ce type se forment préférentiellement sur des lithosphères jeunes et plus minces. Le magma exploiterait le champ de contrainte associé à l'interaction entre le point chaud et la dorsale. Ces alignements peuvent donc présenter une disposition radiale autour du point chaud. Ces volcans ont été interprétés comme étant issus d'un second type de volcanisme de point chaud [*Morgan*, 1978]. Ils seraient formés à l'aplomb des couloirs asthénosphériques connectant le point chaud à l'axe de la dorsale.

Une telle disposition n'est pas observée dans le cas du segment 16°N. En effet, les alignements présentent plutôt une disposition radiale par rapport au centre du segment. L'Alignement Nord relativement parallèle à la chaîne des Mathématiciens à proximité de l'axe, est complètement oblique (~20°) au-delà de 40 km de l'axe (Figure VIII-3). L'Alignement Nord et la chaine Mudskipper ne sembleraient donc pas avoir la même origine. En outre, l'Alignement Nord débutant beaucoup plus loin au Nord-Ouest, à plus de 130 km de l'axe, il serait beaucoup plus ancien.





Figure VIII-4 : Différents exemple d'alignements volcanique s'étendant du point chaud à l'axe de la dorsale. Exemples (a) des Galapagos ; (b) de Kerguelen ; (c) de Mic-Pac Moutains ; (d) de la Réunion ; (e) de Tristan de Cuhna et (f) de Louisville (le cercle et les tiretés blancs indique la possible trace du point chaud. La bathymétrie est prédite de l'altimétrie satellitaire [Smith et Sandwell, 1997]. L'âge des volcans, la localisation des points chauds et la reconstruction du mouvement des plaques sont issus de Coffin et al. [2002], Davis et al. [2002], Geli et al. [1998], Muller et al. [1997], O'Connor et Roex [1992], O'Connor et Duncan [1990], et Wessel et Kroenke [1998]. Les cercles noirs indiquent la position des centres volcaniques à un âge donné (Ma). Les alignements volcaniques sont indiqués par des pointillés noirs. Issue de Mittelstaedt et Ito [2005].

Cependant, à plus large échelle (Figure VIII-5) une continuité apparait entre les deux alignements proches de la dorsale et ceux près de 100 km plus à l'Ouest. Ces observations suggèrent qu'au début de son activité le point chaud des Mathématiciens aurait formé un large plateau (de 50 km

VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique

de large et 90 km de long) (« Western Plateau » [*Donnelly*, 2002]) actuellement situé environ 190 km à l'Ouest de la suture océanique marquant la limite entre la plaque Pacifique et la micro-plaque fossile des Mathématiciens. La localisation des alignements, uniquement à l'Est du plateau suggère que l'activité du point chaud aurait débuté il y a environ 8 Ma, à une période où l'accrétion se fait le long de la dorsale des Mathématiciens et le long de l'EPR. Si « l'Alignement Nord » parait clairement être connecté au plateau, cela ne semble pas clair pour la chaîne Mudskipper en raison de l'absence d'édifices volcaniques sur près de 120 km. Cependant l'espacement entre les deux chaînes (40 \pm 10 km), relativement constant de part et d'autre de la suture semble suggérer une origine commune.



Figure VIII-5 : Carte bathymétrique localisant les deux alignements volcaniques dans un contexte plus régional. Carte issue de Geomapapp.

Les analyses géochimiques des basaltes du «Western Plateau» et des deux alignements volcaniques [*Donnelly*, 2001] montrent que les laves de ces trois régions présentent une signature enrichie en éléments en trace comme il a été observé pour les laves échantillonnées à l'axe du segment 16°N [*Mougel*, 2013]. Cet enrichissement en éléments en trace serait plus important au niveau du «Western Plateau» pouvant suggérer que les magmas à l'origine de ces laves n'ont pas subi de mélange avec ceux de la dorsale [*Donnelly*, 2001]. Cependant, les analyses géochimiques montrent une grande hétérogénéité dans la composition des basaltes du «Western Plateau», des deux alignements volcaniques et du segment 16°N. Cette hétérogénéité pourrait suggérer que le point chaud est lui-même hétérogènes, constitué de plusieurs composants [*Donnelly*, 2002 ; *Mougel et al.*, 2014 ; *Mougel et al.*, 2015].. L'analyse des basaltes à l'axe de la dorsale [Mougel, 2013] montre que les laves sont issues d'un mélange de trois composants ; un composant correspondant au manteau ambiant et deux composants enrichis qui proviendraient du point chaud. Bien que deux composants différents aient été observés, la distance entre les deux chaînes apparait trop faible pour qu'elles se soient

formées à l'aplomb de deux anomalies mantelliques différentes.

Bien que ces deux alignements aient probablement une origine commune, ils reflètent une activité discontinue du point chaud et asymétrique le long des deux chaînes. En effet, l'activité du point chaud semble essentiellement s'être produite le long de l'alignement Nord depuis le début de son activité, formant des édifices volcaniques subcirculaires ou légèrement allongés, espacés les uns des autres. Durant cette période, l'activité volcanique semble être absente le long de la chaîne Sud. Cependant depuis 0,65±0,15 Ma, la localisation de l'activité volcanique semble s'être inversée, s'être localisée au niveau de la chaîne Mudskipper, l'activité le long de « l'Alignement Nord » étant absente ou essentiellement localisée à l'axe ou elle se fond au processus d'accrétion.

1.2. Influence du point chaud sur la morphologie de l'axe et des plaines abyssales

1.2.1. Morphologie régionale

La région autour du segment 16°N est caractérisée par une histoire relativement complexe, liée notamment à la présence du point chaud des Mathématiciens (cf. chapitre III). Dans cette région, le plancher est marqué par la présence de deux axes fossiles (cf. 1.2.3) à l'Est de l'axe d'accrétion actif (cf. 1.2.2) ainsi que par la chaine Mudskipper et un édifice volcanique appartenant à une chaine orientée N60°E et située plus à l'Ouest (non visible sur la carte) que nous nommerons « alignement Nord ».

Les reliefs abyssaux, de part et d'autre de l'axe d'accrétion actif, sont orientés N170°E. A ~19 km à l'Ouest et 35 km à l'Est de cet axe, les reliefs abyssaux sont marqués par une surélévation qui intervient vers 0,6 Ma d'après les anomalies magnétiques [*Cormier et al.*, 1998]. Cette surélévation formant des marches d'environ 100 à 150 m de haut (Profil bleu Figure VIII-7-A) est attribuées à une production magmatique plus intense, et marquerait le début de l'interaction de la dorsale avec le point chaud des Mathématiciens [*Cormier et al.*, 1998]. En effet, de manière générale, en l'absence de point chaud, les plaines abyssales tendent à s'approfondir progressivement (ex. EPR 9°33'N et EPR 16°40'N, profils rouges Figure VIII-7-A et -B). Lors de l'interaction avec un point chaud, la production magmatique accrue peut-être à l'origine d'un plateau plus ou moins surélevé par rapport au reste des plaines abyssales (ex. Galapagos, profil bleu, Figure VIII-7-B). La largeur et hauteur de ce plateau sont dépendantes du volume de magma émis et donc de la taille du point chaud. Ils peuvent dans certain cas être émergés (ex. Islande, Açores). Dans le cas du segment 16°N, le plateau formé est relativement étroit (\leq 54 km de large), peu marqué (\leq 150 m de haut) et non interrompu, suggérant une interaction récente et toujours actuelle, et un volume de magma émis relativement faible par rapport à d'autres interactions.



Figure VIII-6 : Carte structurale du segment 16°N depuis la fracture d'Orozco (au Sud) jusqu'à la zone en recouvrement (au Nord), réalisée à partir des données bathymétriques à 40 m. Les limites du dôme actuel (trait gras rouge) et des dômes inactifs (tiretés rouges) sont définies à la rupture de pente entre le dôme axial et les plaines abyssales adjacentes. Les traces des fossés sommitaux des trois axes sont notées par un trait gras noir. Les failles à regard externe (en bleu) et regard interne (en noir), par rapport à l'axe actuel, sont différenciées. Le profil bathymétrique de la figure V-7 est indiqué par un trait gras noir.



VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique

Figure VIII-7 : Profils bathymétriques perpendiculaires aux axes d'accrétion dans le cas de dorsales interagissant avec un point chaud (en bleu) ou n'interagissant pas avec un point chaud (en rouge). Les profils bathymétriques sont réalisés via le logiciel GeoMapApp, avec des résolutions de profil différentes, dépendantes de la qualité du jeu de donnée préexistant dans l'application.

De part et d'autre des marches, les plaines abyssales s'approfondissent progressivement. Les reliefs abyssaux sont définis par des failles de 50 à 250 m de haut, espacées de plus de 2000 m. Entre les marches, le plateau construit présente une structuration asymétrique de part et d'autre de l'axe actif :

• A l'Ouest, le plateau est large de 16 km et relativement plat (pente < 0,2°). Il est marqué par l'absence ou le camouflage des failles. Cette absence de structures tectoniques ne peut être attribuée à une couverture sédimentaire plus épaisse sur le plateau par rapport aux plaines adjacentes. En effet, la plongée Nautile (Pl05) réalisée de part et d'autre de la marche Ouest montre une couverture plus épaisse, ne permettant pas d'identifier les faciès volcaniques, au pied de la marche qu'en surplomb, où des coulées de laves en coussin et en nappe, ainsi que des structures tectoniques sont visibles (photos a et b, figure V-8). Des coulées postérieures aux reliefs abyssaux, et/ou une faible activité tectonique pourraient expliquer l'absence de ces structures. D'ailleurs, les données à 40 m de résolution permettent d'identifier des fronts de coulées dont la source semble se situer au niveau de l'axe d'accrétion (Figure VIII-8). Ces coulées excèdent 19 km de long, 8 km de large et 150 m de haut et sont globalement orientées dans la direction E-W. Les fronts de certaines coulées semblent être continus de part et d'autre de la marche Ouest suggérant l'existence d'une déformation le long de cette marche.



VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique

Figure VIII-8 : Cartes aux Nord-Est du dôme axial illustrant la présence de coulées venant ennoyer les structures tectoniques : A/ Carte bathymétrique à 40 m de résolution. Les grandes structures sont indiquées en blanc ; B/ Carte des pentes Illustrant la présence de coulées de rugosité similaire à celles des laves en coussin, mises à l'axe et de coulées soit plus lisses (laves lobées ou laves en nappe), soit masquées par des sédiments ; C/ Carte structurale, les fronts des coulées sont localisés par des pointillés noirs, la marche Ouest par des tiretés bleus et les contours du dôme axial en rouge. Les photos a et b montrent la morphologie du plancher au pied et à l'aplomb de la marche. Le profil Nord-Sud est localisé sur les trois cartes et permet de pointer les fronts des coulées.

A l'Est, les reliefs abyssaux marquant les 29 km de large du plateau, ne sont pas masqués par des coulées postérieures. En effet, les failles sont relativement bien marquées, leur pendage maximum est compris entre 30° et 60°. Elles forment des grabens de 50 à 300 m de profondeur et 400 à 1500 m de large. Ces reliefs abyssaux démembrent les deux axes fossiles. Dans cette région, certaines failles arquées délimitent les « sillages », traces fossiles de la « zone de recouvrement » et des bassins en recouvrement (\geq 7,5 km de diamètre et 250 m de profondeur). Le bassin en recouvrement actuel est localisé vers 16°20'N, les bassins fossiles sont situés au Nord-Ouest et Sud-Est de celui-ci (Figure VIII-9).



VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique

Figure VIII-9 : Carte bathymétrique à 100 m de résolution, de la zone de recouvrement à 16°20'N, entre le segment 16°N et son voisin. Les axes d'accrétion actifs sont indiqués par un trait noir. Les marches marquant la surélévation du plancher de part et d'autre du segment 16°N sont indiquées en tiretés rouges.

1.2.2. L'axe d'accrétion actif

Les caractéristiques morphologiques (hauteur et largeur) et la profondeur du dôme sont mesurées via 178 profils bathymétriques transverses. La hauteur et la largeur du dôme axial sont calculées à partir d'une base définie au lieu de la rupture de pente entre le relief de la dorsale et la plaine abyssale adjacente (Figure VIII-10). Nos mesures montrent une variation de ces caractéristiques le long des 115 km de segment. Il est plus large, moins profond et plus haut par rapport aux plaines abyssales en centre de segment. En effet, sa largeur varie de ~ 3,1 km au Sud et 1,7 km au Nord (à la limite de la couverture des données bathymétriques) à 15 km vers 15°42'N (Figure VIII-11-A). De même, la hauteur du plateau sommital varie de 265 m au Sud et 145 m au Nord (-2450 m et -2550 m de profondeur, respectivement) à 780 m entre 15°48'N et 15°51'N (au niveau d'un monticule mamelonné) (Figure VIII-11-B), là où le plancher est le plus superficiel (-2200 m de profondeur) (Figure VIII-11-C).

L'orientation globale de l'axe d'accrétion varie de N150°E à N183°E, soit environ 33°, d'une extrémité à l'autre, aboutissant à une forme d'arc de cercle concave vers l'Ouest (Figure VIII-1). Il est



Figure VIII-10 : Schéma descriptif des paramètres mesurés à partir de profils bathymétriques transverses au dôme axial. Les pointés réalisés sont notés d'un rond rouge. La largeur du dôme (LD) est calculée à la base du dôme définie au lieu de la rupture de pente entre le dôme et la plaine abyssale. Sa hauteur correspond à la différence de profondeur entre la base du dôme et le sommet du plateau sommital (même lorsque le plateau est bordé par des épaules plus superficielles).

à noter que long de l'EPR, les segments sont généralement linéaires et présentent des courbures uniquement vers leurs extrémités, au niveau des « zones de recouvrement » (soit sur une distance de quelques dizaines de kilomètres) [e.g., *Macdonald et al.*, 1984; *Sempere et Macdonald*, 1986]. Ainsi, la « zone de recouvrement » au Nord et la zone de fracture d'Orozco au Sud du segment, ne peuvent expliquer à elles seules sa forme arquée sur une longueur de 115 km.

De par sa morphologie (hauteur, largeur et forme), ce dôme axial peut être divisé en trois régions : une zone Sud (située entre la zone de fracture d'Orozco et 15°35,5'N), une zone centrale (entre 15°35,5'N et 15°53,5'N) et une zone Nord (entre 15°53,5'N et l'OSC qui marque la terminaison Nord du segment) (Figure VIII-1 et Figure VIII-11):

• Les zones Sud et Nord présentent des caractéristiques morphologiques semblables : en section, le dôme présente une forme en "U" d'environ 400 m de haut par rapport aux plaines abyssales adjacentes (Figure VIII-1 P1 et P3). Sa largeur est inférieure à 8 km et diminue progressivement vers les extrémités du segment (Figure VIII-11-A).

• Dans sa partie centrale, le dôme présente également une forme de « U », mais plus large (8 à 15 km à sa base), plus haut (500 à 782 m par rapport aux plaines abyssales adjacentes), et marqué par la présence d'un plateau sommital subhorizontal (pendage < 1°) (Figure VIII-1-P2). Ce plateau, large de 2500 à 5000 m, est bordé par de larges épaules (300 à 3000 m) atteignant 400 m de haut par rapport au plateau sommital. Elles correspondraient au vestige d'un volcan scindé en deux par l'axe [*Carlut et al.*, 2004].



Figure VIII-11 : Variations de la morphologie du dôme axial le long du segment 16°N. Les paramètres sont calculés à partir de profils bathymétriques longs de 16 km, perpendiculaires au segment et espacés de 500 m. (A) Variations le long de l'axe de la largeur du dôme axial. Les 3 zones (sud, centrale et nord) définies dans le texte sont délimitées par des tiretés. (B) Variation de la hauteur du dôme axial par rapport aux plaines abyssales. (C) Variation de la profondeur de la base (en noir) et du sommet du dôme (en rouge) le long de l'axe.

1.2.3. Les axes fossiles

A 11 et 19 km à l'Est de l'axe d'accrétion actif, le plancher est caractérisé par la présence de deux bombements s'élevant au-dessus des plaines abyssales. Ces bombements sont interprétés comme des axes d'accrétion fossiles, abandonnés lors de sauts d'axe il y a 300 et 150 ka, respectivement [*Carbotte et al.*, 2000 ; *Shah et Buck*, 2006]. Ils sont tous deux présents sous la forme de dômes. L'axe 1 est l'axe le plus ancien et celui situé le plus à l'Est. Il est également l'axe le plus étroit et le moins haut (3au-dessus des plaines adjacentes). L'axe 2 est l'axe intermédiaire. Il atteint 10 km de large et 400 m de haut au-dessus des plaines adjacentes.

Les plongées Nautile qui explorent ces axes transversalement (plongées 2, 3, 6, 7 et 8) montrent que le plancher de ces deux axes est plus sédimenté que celui de l'axe actif (> 7 cm contre ≤ 5 cm pour l'axe actif), confirmant leur antériorité. Les faciès volcaniques sont cependant distinguables. Aux endroits imagés par les plongées, le plancher est principalement constitué de laves en coussin.



Figure VIII-12 : Profil bathymétrique perpendiculaire à l'axe d'accrétion actuel (axe 3) et aux deux axes fossiles (axes 1 et 2). Les limites entres les domaines formés par chaque axe sont définies au point d'inversion des pentes. La profondeur moyenne des plaines abyssales est représentée en tiretés noirs. Le profil est localisé sur la figure V-1.

Ces axes fossiles sont structurés par des failles orientées N172°E, parallèles à l'orientation des reliefs abyssaux. Cette structuration débute notamment pour l'axe 2 postérieurement à son abandon, soit il y a 150 ka.

1.2.4. Conclusions

L'apparition de la chaîne Mudskipper, dont les premiers édifices sont localisés à moins de 60 km de l'axe actuel, coïncide avec le début de l'interaction entre la dorsale et le point chaud des Mathématiciens. A $\pm 0,15$ Ma, après l'apparition des premiers édifices de cette chaîne, l'axe d'accrétion est marqué par une augmentation anormale de la production magmatique à l'origine d'une surélévation du plancher océanique de 100 à 150 m. Cette surproduction magmatique marquerait le début de l'interaction entre la dorsale et le point chaud [*Cormier et al.*, 1998]. Les marches témoins de ce sur-épaississement datent le début de cette interaction à environ 0,6 Ma (d'après les anomalies magnétiques [*Cormier et al.*, 1998]).

L'interaction entre le point chaud et la dorsale est à l'origine de l'augmentation de la production magmatique, mais également du flux thermique responsable de l'affaiblissement de la lithosphère nouvellement créée. Celle-ci, plus chaude, ne permettrait pas un développement typique des failles abyssales. En effet, la marche marquant la surélévation du plancher et donc le début de l'interaction coïncide également avec un changement dans la morphologie des grabens abyssaux qui sont globalement plus étroits (400 à 2 km de large contre 2 à 5 km le long des autres segments de l'EPR (cf. Chapitre VI).) et moins longs (en moyenne 4,8 km de long contre 7,3 km à 9°N et 5,9°N à 18°S [*Weiland et Macdonald*, 1996]) qu'ailleurs sur l'EPR. Le point chaud est également à l'origine d'une migration de l'axe d'accrétion vers l'Ouest par le biais de deux sauts d'axe il y 300 ka et 150 ka. Chaque saut s'accompagne d'un allongement vers le Nord, d'un élargissement (de 4 puis 6 km), et d'une élévation (de 200 et 400 m) de l'axe d'accrétion.

VIII-1 Interaction point chaud – dorsale : influence à l'échelle kilométrique sur l'accrétion océanique

Plus récemment (< 150 ka), l'interaction a permis le développement de l'axe d'accrétion actuel, permettant à celui-ci de devenir le segment le plus enflé et le plus superficiel de tout l'EPR. L'anomalie gravimétrique centrée sur l'axe entre 15°40'N et 15°45'N [*Weiland et Macdonald*, 1996], suggère que la principale activité magmatique résultant du point chaud se fait à l'axe. Cette localisation de l'activité est confirmée par la morphologie de l'axe. Le dôme axial est caractérisé par une forme arquée vers l'Ouest qui se traduit par une variation de son orientation de 33° du Nord au Sud. L'axe de pliure de ce dôme est localisé entre 15°40'N et 15°45'N là où le dôme est large et le plus élevé. Cette région est également marquée par la présence d'une large lentille magmatique centrée sur l'axe d'accrétion, et secondée par une lentille plus profonde, localisée sous la moitié Ouest du plateau (cf. Chapitre VI- 2). Enfin, entre 15°40'N et 15°45'N, le plateau sommital est bordé par de larges (300 à 3000 m) et hautes (jusqu'à 400 m aux dessus du plateau sommital) épaules. Elles seraient les vestiges, scindées par l'axe, du dernier édifice de la chaîne Mudskipper.

A l'axe, entre 15°48'N et 15°51'N, un édifice principalement constitué de laves en coussin marque le point culminant du dôme. Cet édifice semble se situé dans l'alignement de « l'Alignement Nord » dont le dernier édifice clairement identifié de l'alignement se situe à environ 15°52'N/105°41°W au-delà du plateau surélevé, et antérieur à la chaîne Mudskipper d'après les anomalies magnétiques (Figure VIII-3). Cet édifice dont les basaltes sont datés à 2±1 Ma pourrait donc marquer la dernière construction de l'alignement. Les dimensions et l'omniprésence de laves en coussin à cet endroit, font de cet édifice une structure très similaire à celle des épaules qui constituent le dernier édifice de la chaîne des Mathématiciens. La surabondance de laves en coussin par rapport au reste du segment. Les différences de viscosité reflèteraient ainsi une composition chimique ou une température des magmas distincts de ceux mis en place ailleurs sur le segment pouvant être directement issus du point chaud. Des analyses chimiques en éléments majeurs et traces des basaltes de cet édifice sont nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

La morphologie de l'axe de la dorsale par rapport à aux axes fossiles suggère que la dorsale n'a jamais été aussi près du point chaud des Mathématiciens. *Carbotte et al.* [2000] proposent que ce point chaud serait situé à environ 20 km à l'Ouest de l'axe d'accrétion, là où la chaine Mudskipper s'affine et change d'orientation pour s'aligner avec le centre du segment. Ainsi, les édifices présents entre l'axe et le point chaud pourraient s'être formés à l'aplomb d'un couloir asthénosphérique reliant le point chaud et la dorsale [*Morgan*, 1978]. La présence du volcan scindé, et peut-être du second édifice volcanique plus au Nord, centrés sur l'axe, ainsi que l'anomalie gravimétrique centrée entre 15°40'N et 15°45'N pourrait également suggérer que le point chaud se situe plus proche, voire directement sous de l'axe d'accrétion.

2. Segmentation de l'axe et activité éruptive en relation avec le point chaud

L'impact d'un point chaud sur une dorsale est relativement bien connu à l'échelle plurikilométrique [e.g., *Hey*, 1977; *Mammerickx et Sandwell*, 1986; *Maia et al.*, 2000; *Ito et al.*, 2003; *Sinton et al.*, 2003; *Mittelstaedt et al.*, 2008, 2011]. L'analyse des données bathymétriques, gravimétriques et géochimiques du segment 16°N révèlent de nombreuses anomalies liées à cette interaction, telles que la morphologie renflée de l'axe, les sauts d'axes successifs, le volcanisme hors axe accru, un enrichissement en éléments en trace et une anomalie de Bouguer négative liée à un sur-épaississement crustal et/ou à un flux thermique plus élevé [e.g., *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000; *Shah et Buck*, 2006].

L'expression de cette interaction sur les processus d'accrétion à l'échelle décimétrique est bien moins étudiée. Or, nos observations montrent que le plateau sommital présente une structuration atypique, avec une zone volcanique active particulièrement large. En effet, l'analyse de la structuration du plateau suggère que la principale source de formation des failles et fissures à l'axe est contrôlée par l'intrusion de dykes et donc une activité magmatique accrue (cf. Chapitre VII-2). L'axe d'accrétion est très segmenté et constitué par deux fossés sommitaux (ASTs) parallèles et contigus ou un AST large.

L'article ci-après montre la relation entre la structure profonde et la segmentation axiale. Il permet de mieux comprendre l'origine de la variabilité de la morphologie (largeur et profondeur) des fossés sommitaux. L'analyse de la variabilité de la morphologie de l'AST a été réalisée en regard des variations de l'abondance relative des faciès, de l'abondance des structures tectoniques et de la structuration de la chambre magmatique (AMC) entre 15°36'N et 15°53'N.

L'analyse de la segmentation à petite échelle (3^{ème} et 4^{ème} ordre) de l'axe d'accrétion permet d'identifier cinq discontinuités de 3^{ème} ordre et cinq discontinuités de 4^{ème}. Trois des discontinuités de 3^{ème} ordre, déjà observées lors d'études antérieures [*Macdonald et al.*, 1992; *Carbotte et al.*, 2000], ont été confirmées et leur localisation affinée. Nos observations ont permis de confirmer que les discontinuités de 3^{ème} ordre correspondent à des variations du système d'alimentation magmatique. Les discontinuités de 4^{ème} ordre correspondraient à limites d'intrusions de dykes, peut être individuel [e.g., *Haymon et White*, 2004].

L'ensemble de ces discontinuités permet d'individualiser douze segments d'ASTs dont la morphologie varie drastiquement de part et d'autre des discontinuités de 3^{ème} ordre. Ces différences de morphologie ont été confrontées à la chronologie relative de l'activité volcanique, permettant de relier les ASTs étroits et peu profonds à des ASTs marquant la source des récentes éruptions. Les ASTs larges et profonds se formeraient en raison du déclin de l'activité volcanique avec des intrusions continues de dykes en profondeur. Ces intrusions seraient à l'origine de la formation de failles et fissures en surface et induiraient l'élargissement et l'approfondissement des ASTs.

Les observations montrent que le segment 16°N est marqué par la présence d'une large zone

volcanique active indiquant une faible localisation des processus magmatiques. L'axe d'accrétion y est plus fortement segmenté qu'à d'autres endroits de l'EPR. Enfin, les ASTs, marqués par d'importantes variations de leur morphologie, sont distribués en échelon, accommodant la forme arquée du dôme. Ces observations suggèrent que le point chaud influe directement sur les processus d'accrétion depuis l'échelle décimétrique (discontinuité de 4^{ème} ordre) à l'échelle de la centaine de km (ex. forme arquée du segment).

@AGUPUBLICATIONS

Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014GC005560

Key Points:

- EPR fine-scale segmentation revealed by high-resolution bathymetry
- The Axial Summit Trough geometry reflects variations of the eruptive activity
- The Mathematician hotspot strongly influences the spreading processes at 16°N

Correspondence to:

A. Deschamps, Anne.Deschamps@univ-brest.fr

Citation:

Le Saout, M., A. Deschamps, S. A. Soule, and P. Gente (2014), Segmentation and eruptive activity along the East Pacific Rise at 16°N, in relation with the nearby Mathematician hotspot, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, doi:10.1002/2014GC005560.

Received 27 AUG 2014 Accepted 16 OCT 2014 Accepted article online 21 OCT 2014

Segmentation and eruptive activity along the East Pacific Rise at 16°N, in relation with the nearby Mathematician hotspot

M. Le Saout¹, A. Deschamps¹, S. A. Soule², and P. Gente¹

¹Université de Brest, UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut universitaire Européen de la Mer, Plouzané, France, ²Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, USA

Abstract The 16°N segment of the East Pacific Rise is the most overinflated and shallowest of this fastspreading ridge, in relation with an important magma flux due to the proximity of the Mathematician hotspot. Here, we analyze the detailed morphology of the axial dome and of the Axial Summit Trough (AST), the lava morphology, and the geometry of fissures and faults, in regard to the attributes of the magma chamber beneath and of the nearby hotspot. The data used are 1 m resolution bathymetry combined with seafloor photos and videos. At the dome summit, the AST is highly segmented by 10 third-order and fourth-order discontinuities over a distance of 30 km. Often, two contiguous and synchronous ASTs coexist. Such a configuration implies a wide (1100 m minimum) zone of diking. The existence of contiguous ASTs, their mobility, their general en echelon arrangement accommodating the bow shape of the axial dome toward the hotspot, plus the existence of a second magma lens under the western half of the summit plateau, clearly reflect the influence of the hotspot on the organization of the spreading system. The different ASTs exhibit contrasted widths and depths. We suggest that narrow ASTs reflect an intense volcanic activity that produces eruptions covering the tectonic features and partially filling the ASTs. AST widening and deepening would indicate a decrease in volcanic activity but with continued dike intrusions at the origin of abundant sets of fissures and faults that are not masked by volcanic deposits.

1. Introduction

Many mid-ocean ridge segments are under the influence of a hotspot [e.g., *Hey*, 1977; *Mammerickx and Sandwell*, 1986; *Maia et al.*, 2000; *Sinton et al.*, 2003; *Ito et al.*, 2003; *Mittelstaedt et al.*, 2008, 2011]. Where ridge-hotspot interactions take place, the spreading axis displays a variety of anomalies including negative Bouguer gravity anomalies related to crustal overthickening or elevated mantle temperatures, enrichment in trace elements and isotopic ratios indicative of deep sources, depth anomalies, off-axis volcanism, and successive axis jumps leading to globally asymmetric accretion and unique seafloor morphologies. While many studies have examined the large-scale, regional expressions of ridge-hotspot interactions, few studies have examined the detailed expressions of this process at the ridge axis. This study uses high-resolution bathymetric and imagery data to document the interaction between the fast-spreading East Pacific Rise (EPR) and a hotspot.

Here, we focus on the detailed morphology of the 16°N segment of the EPR, located 20 km to the east of the Mathematician hotspot, which is reflected by the presence of the Mudskipper volcanic seamount chain (also named "P1545 ridge") [e.g., *Macdonald et al.*, 1992; *Weiland and Macdonald*, 1996; *Carlut et al.*, 2004]. The seamount chains ends at 15°42'N–105°30'W, i.e., less than 5 km from the western flank of the axial rise. Earlier studies have evidenced the influence of the Mathematician hotspot on the spreading processes at the 16°N segment. As an example, relics of extinct spreading axes to the east of the segment indicate that it has experienced at least two westward jumps in the direction of the hotspot [*Carbotte et al.*, 2000; *Shah and Buck*, 2006]. The gravity data show the presence a relatively negative circular Bouguer anomaly, centered on 15°42'N/105°25'W indicating a crustal overthickening of about 2 km in this region [*Weiland and Macdonald*, 1996]. Consistently, this is the most inflated segment of the EPR, suggesting an anomalously large magma input. However, seismic reflection data showed that layer 2A (commonly attributed to the layer of extrusive basalts) has a relatively constant thickness on axis (170 m on average) [*Carbotte et al.*, 2000]. Based on this observation, *Shah and Buck* [2006] suggest that the negative gravity anomaly is instead

LE SAOUT ET AL.





related to a zone of high temperature and enhanced melting beneath the ridge axis, due to interaction between the hotspot and the ridge. Moreover, an unusual geochemical signature has also been detected in axial lava near 15°42'N (where the seamount chain meets the ridge). It is characterized by very unradiogenic Pb associated with enriched Sr, Nd, and Hf isotopic compositions, which is interpreted as being one of the geochemical expression of the hotspot [*Mougel et al.*, 2014].

In 2010, the PARISUB (PAnache RIdge SUBmersible) oceanographic cruise collected hull-mounted multibeam bathymetry using the R/V L'Atalante and high-resolution, near-bottom bathymetry using the Autonomous Underwater Vehicle (AUV) Aster-X (Ifremer) as well as seafloor photos and videos using the manned submersible Nautile (Ifremer). We use these data to perform a detailed morphological analysis of the eruptive and tectonic processes along the segment, i.e., the geometry and segmentation of the axial summit trough, the morphology and the distribution of the lava flows, and the distribution of tectonic structures, in relation to the deep structure of the ridge (e.g., melt accumulation). The objective was to analyze the relationship between the hotspot and the small-scale segmentation of the axis (third and fourth-order segments) as well as eruptive processes, so as to understand the fine-scale (< 1 km) effects of the ridgehotspot interaction.

2. Geological Context

2.1. Overall Morphology

The 16°N segment of the East Pacific Rise is located to the north of the Orozco fracture zone, between $15^{\circ}25'$ N and $16^{\circ}20'$ N (Figure 1). The full spreading rate is ~85 mm/yr [*Carbotte et al.*, 1998]. This 115 km long segment terminates in the north at an Overlapping Spreading Center (OSC). This zone of overlap stretches over 12 km along the axis [e.g., *Sloan*, 1991; *Macdonald et al.*, 1992; *Carbotte et al.*, 2000], the two

10.1002/2014GC005560

ridge crests being separated by ~15 km. The shallowest point, at -2200 m, occurs near the projected intersection of the Mudskipper volcanic chain and the ridge axis (15°42′N). This depth is ~400 m shallower than any other segment of the EPR [e.g., *Scheirer and Macdonald*, 1993; *Cormier et al.*, 1995; *Wang et al.*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000]. The 16°N segment is also the broadest segment of the EPR (up to 15 km wide). This unusual morphology is attributed to an important magma input related to the proximity of the Mathematician hotspot [e.g., *Scheirer and Macdonald*, 1995; *Weiland and Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000]. The hotspot is inferred to be located about 20 km west of the ridge axis, the Mudskipper volcanic chain being attributed to enhanced volcanism above this hotspot. The hotspot is believed to have caused two axis jumps of 7 and 9 km toward the west at 150 and 300 ka. These jumps would have led to a rapid northwestward migration of the segment (~240 mm/yr) [*Carbotte et al.*, 2000; *Shah and Buck*, 2006]. According to *Carbotte et al.* [2000], the segment became established in its present position 85–105 ka ago, which corresponds to the isochron located at the edge between the axial rise and oblique abyssal hills to the east.

Previous analysis of bathymetric, magnetic, and side scan sonar data by *Macdonald et al.* [1992] indicate that the segment has been propagating toward the north at decreasing rates for at least 0.6 Ma: between 0.6 and 0.4 Ma, this extension took place at a rate of 105 mm/yr, then from 0.4 to 0.2 at a rate of 50 mm/yr. The present estimated rate of propagation is \sim 10 mm/yr.

2.2. Segmentation and Structure of the 16°N Segment

Previous cruises have documented the segmentation of the spreading axis between 15°25'N and 16°20'N. Based on data from the SeaMarc II side scan sonar, *Macdonald et al.* [1992] identified three discontinuities in the segment morphology, at 15°43'N, 15°50'N, and 15°58'N. These discontinuities are lateral shifts (or "devals") 1–3 km in amplitude in the axial summit trough (AST). They are defined as "third-order discontinuities" according to the classification of *Macdonald et al.* [1988]. Based on the same data set, *Carbotte et al.* [2000] identified seven discontinuities corresponding to devals and variations in the width of the summit trough: three at 15°38'N, 15°45'N, 15°48'N, respectively, three between 15°53'N-15°55'N and one at 15°59'N. North of 15°38'N the summit trough broadens significantly. At 15°45'N and at 15°48'N, the axis shifts toward the east. Between 15°53'N and 15°55'N, it shifts via three successive OSCs. Finally, north of 15°59'N, it shifts by more than 1 km to the east.

The magma lens marking the roof of the Axial Magma Chamber (AMC), identified using seismic reflection data, is located at a depth of 1300–1500 m under the ridge crest [*Carbotte et al.*, 2000]. The across-axis depth variation of the magma lens is relatively limited, being shallower (by 100 m at maximum) directly beneath the AST. Along-axis, the lens is shallowest near 15°35'N and 15°52'N (about 1300 m under the seafloor). It deepens slightly at the center of the segment (near 15°45'N) where it reaches a depth of 1500 m. The lens is 1330 \pm 340 m wide, with a maximum width beneath the widest part of the axial dome near 15°43'N [*Carbotte et al.*, 2000]. These authors note that under this segment the lens is larger than usually observed elsewhere on the EPR (~500 m at 13°N, ~800 m at 17°S and ~1200 m at 9°N, for example), although still within the previously reported ranges (< 500–4500 m) [e.g., *Detrick et al.*, 1987; *Kent et al.*, 1990, 1993, 1994]. The lens is observed along almost the whole length of the segment from 15°29'N to 16°02'N, but a few discontinuities can nonetheless be noted:

- 1. The lens disappears totally under the volcanic edifice located at 15°50'N, probably because of signal disruption due to the roughness of the seafloor in this area.
- 2. Between 15°58'N and 16°01'N, its disappearance is not attributed to the topography. *Carbotte et al.* [2000] suggest that it could be linked to the 1 km deval of the AST at this location.
- 3. The lens is poorly marked (i.e., weak reflector) or even interrupted from 15°51'N to 15°57'N and from 15°35'N to 15°38'N, where discontinuities in the AST are observed in the sonar data (see below).
- 4. The reflector shifts vertically by a 100 m at 15°45'N, being shallower north of this latitude.

It is worth noting that several seismic profiles perpendicular to the ridge axis reveal a second, weaker, reflector, indicating a second magma lens that is nearly continuous between 15°41.5'N and 15°45'N, and located approximately 1.2 km to the west and ~300 m deeper with respect to the magma lens directly below the ASTs.

Layer 2A has a relatively constant thickness of 107 ± 45 m over a region \sim 750 m wide under the subhorizontal summit plateau. When two magma lenses are observed, the region where the thickness of layer 2A is constant

LE SAOUT ET AL.

10.1002/2014GC005560

is centered on the most superficial lens. In both cases, the thickness of layer 2A increases rapidly away of the AST (over a distance of 100–300 m), reaching a thickness of about 350 m under the rest of the summit plateau (which reaches 5 km in width at its broadest point), then about 550–750 m under the high reliefs that mark its edges (Figure 1, profile P2). The thickness of layer 2A under these marginal highs is greater in the east (up to 750 m) than in the west (500 m maximum), and reaches its maximum thickness between 15°40'N and 15°47'N. *Carbotte et al.* [2000] also noted local increases in layer 2A thickness beneath the seamounts of the Mudskipper volcanic chain. Layer 2A also thickens towards the extremities of segment 16°N, and locally, by about 30 m, at 15°50'N, below the 80 m high, prominent volcanic edifice centered on the AST at this latitude.

3. Data

Surface bathymetric data were collected using the R/V L'Atalante SIMRAD EM122 hull-mounted multibeam echosounder. They cover a region of about 5700 km² with a grid size of 40 m. (Figure 1). Over the axial summit plateau, the data were collected by narrowing the beams of the echosounder and reducing the ship speed (5 knots), to produce a bathymetric grid with 10 m cells.

Higher-resolution bathymetric data were collected using a SIMRAD 2000 multibeam echosounder (CNRS/ Géosciences Azur) mounted on the AUV Aster-X. These data cover an area of about 120 km² (4 km across-axis by 30 km along-axis) between 15°36'N and 15°53'N, and 105°24'W and 105°27.5'W on the central part of the summit plateau (Figures 1 and 2). The AUV was operated 70 m above the bottom, along 200 m spaced lines, for a total of 72 km travelled in 110 h. These data allowed us to construct a bathymetric grid with a 1 m spacing.

These data were complemented by a set of photographs and videos taken during dives of the manned submersible Nautile (Ifremer). During the PARISUB cruise, 24 Nautile dives were carried out. Twelve of these dives were led in the zone covered by the high-resolution bathymetric data and provide groundtruthing for interpreting the bathymetric data (Figure 2).

4. Observations

4.1. Morphology of the 16°N Spreading Segment

In order to study in detail the morphology of the 16°N segment, we have analyzed 16 km long bathymetric profiles, spaced 500 m apart, and perpendicular to the ridge axis, using ship-based 40 m cells bathymetry. On these profiles, we identified the eastern and western edges of the axial dome based on the abrupt change in slope where the dome meets the adjacent abyssal plains. The height and width of the dome were measured based on these recordings along the entire length of the segment (i.e., 115 km; Figures 1 and 3). Its width varies from 15 km at its broadest part (near $15^{\circ}42'N$) to 3.1 km in the south and 1.7 km in the north at the edge of the bathymetric data coverage (Figure 3c). Its height varies from 145 to 780 m above the abyssal plains (Figure 3d). The shallowest point of the axial dome (-2200 m) is observed between $15^{\circ}48'N$ and $15^{\circ}51'N$, where there is a prominent volcanic edifice. The dome deepens toward the north and the south to depths of at least -2550 m (at $16^{\circ}10'N$; Figure 3b).

We also measured the latitudinal variations of the trend of the axial rise, every 500 m (Figure 3a). Its overall orientation varies by about 33° (from N150°E to N3°E) from one extremity (in the south) to the other (in the north) (Figure 3a). As a result, the segment has a bow shape, the arc being concave East. It should be noted that elsewhere along the EPR, the spreading segments are generally linear and only bend toward their extremities, or over distances of a few tens of kilometres where they overlap with another segment or near transform zones [e.g., *Macdonald et al.*, 1984; *Sempere and Macdonald*, 1986]. Therefore, the OSC in the north, and the Orozco fracture zone in the south of the segment, are likely not at the origin of the curved shape of the 16°N segment over a distance of nearly 115 km.

Based on its morphology (height, width, and cross-sectional shape), the axial dome can be divided into three domains: a southern domain (located between the Orozco fracture zone and 15°35.5'N), a central domain (between 15°35.5'N and 15°53.5'N), and a northern domain (between 15°53.5'N and the OSC that marks the northern end of the segment) (Figures 1 and 3):

1. The northern and southern domains display similar morphologies: in section, the axial dome has an upside-down "U" shape (Figure 1, profiles P1 and P3) and culminates at 400 m above the adjacent abyssal



Figure 2. (a) High-resolution bathymetric map (1 m grid cell size) of the 16°N segment (East Pacific Rise) acquired using the echosounder Simrad EM2000 mounted on the Aster-X Autonomous Underwater Vehicle (Ifremer). Contour interval is 2 m. Axial Summit Troughs (AST) are named AST 1–AST 12. Their orientations are reported. Black boxes indicate the location of figures 3, 5, 6, and 7. (b) Geological map established based on the joint analysis of video data and high-resolution bathymetry, indicating the distinct volcanic facies and tectonic features (faults and fissures). Westward-facing faults are indicated in blue, eastward ones in red, and fissures in dark green.



Figure 3. Axial morphology variations along the 16°N segment, calculated based on bathymetric profiles 16 km long and spaced 500 m apart, perpendicular to the axial dome. (a) Bathymetric map gridded with 40 m cells. The axial dome edges (red lines) are defined by the slope break between the relief of the axial dome and adjacent abyssal plains. The ridge axis trend is reported. The black box indicates the area where high-resolution bathymetry (1 m grid cell size) was collected using an Autonomous Underwater Vehicle (Figure 2); (b) Along-axis bathymetric profile; (c) Along-axis variation of the axial dome defined as the vertical distance between the base and the summit of the dome.

plains. Its width is less than 8 km and decreases toward the segment ends (Figure 3c). In these two domains, the Axial Summit Trough (AST) is clearly discerned based on the 40 m cells bathymetry. There is only one trough here, but it is not continuous, being made up of several successive segments in relay.

2. In the central domain, at the latitude of the Mathematician hotspot (~15°42'N), the axial dome, also displaying a "U" shape, is unusually wide and shallow (Figure 1), being 8–15 km wide at its base, and 500–780 m high above the adjacent abyssal plains (Figures 3c and 3d). Its summit consists in a subhorizontal (dipping less than 1°) and remarkably planar plateau bounded in the west and the east by large inwardfacing normal faults which delimit 400 m high rims (Figure 1). According to *Carbotte et al.* [2000], these rims are relicts of an axial split seamount and correspond to regions where the layer 2A is particularly thick (550–750 m, see section 2.2). In this area, the AST is discontinuous, and, in some places, two subparallel AST are present.

10.1002/2014GC005560

The 1 m resolution bathymetric data collected between 15°36'N and 15°53'N (i.e., over 30 km along-axis) and covering the central part of the summit plateau (Figure 2a) allowed us to perform 5399 high-resolution bathymetric cross sections perpendicular to the ASTs. These profiles are 1200 m in length and 10 m apart. They are used to investigate in detail the along-axis variations of the geometry (depth, width) of the ASTs and of the depth of the summit plateau at their vicinity (Figure 4). At the axis, the floor depth varies between -2335 and -2230 m (Figure 4b). It deepens near 15°37'N, 15°48'N, and 15°51'N (by 35, 70, and 65 m, respectively), defining two long wavelength bulges in the topographic profile between 15°36'N and 15°53'N (Table 1). The three areas where the floor deepens correspond to discontinuities of the magma lens noted by *Carbotte et al.* [2000]: those at 15°48'N and 15°51'N corresponds to a region where the reflector is poorly marked.

4.2. Along-Axis Variations of Axial Summit Trough Morphology

High-resolution bathymetry allows us to examine in detail the geometry of the Axial Summit Through (AST) over an area of 120 km² in the central part of the summit plateau (Figure 4). Here a Graben is considered to be an AST when we observe either similar and symmetric lava flows with opposed flow fronts on both sides, or divergent channels in the case of lobate lava flows.

In the central part of the summit plateau, the AST is divided into six segments (named segment A–F on Figure 4) 4–9.5 km in length, based on axis devals larger than 200 m or variations in the AST widths exceeding 150 m. These five major (third-order) discontinuities (noted D3 on Figure 4) are located near 15°37'N, 15°41'N, 15°45.5'N, 15°48'N, and 15°51'N (Table 1). As segments A and F are not fully covered by the highresolution bathymetric data, their length is not taken into account in this study. Within these six segments, five additional minor (fourth-order) discontinuities are observed (noted D4 on Figure 4), characterized by slight (less than 200 m) lateral offsets of the ASTs. These five fourth-order discontinuities are located near 15°40.2'N, 15°43.2'N, 15°43.2'N, 15°44.8'N, and 15°52'N (Table 1).

The 10 discontinuities described above led us to define 12 1.1 to 9 km long AST segments numbered AST 1–AST 12 (Figures 2, 4, and Table 2). AST 1 and AST10 are only partially mapped by our data set, so that their lengths are not taken into account in the rest of the study.

Figure 4 indicates the variations of the morphology (width and depth) of these ASTs between $15^{\circ}36'$ N and $15^{\circ}53'$ N. They have various trends (N166°E–N175°E) that do not correlate with the overall orientation of the axial rise, the obliquity ranging between 2° and 10° (Figures 3a and 4) (see section 4.1). The ASTs are not systematically linear but are often slightly sinuous. As an example, the orientation of AST 12 varies by 4° when approaching a major discontinuity at $15^{\circ}37'$ N.

The ASTs display significant variability in depth and width from one segment to the next. Their depth varies between 0.5 and 42 m with respect with the adjacent floor (Figure 4c and Table 2) but is generally less than 10 m. Their width varies from 8 to 1100 m (Figure 4d and Table 2), but generally remains below 150 m. When 1100 m wide, the AST is made up of an ensemble of straight and contiguous troughs that cannot be distinguished from each other (e.g., segment C).

Surprisingly, in some areas of the summit plateau, two contiguous ASTs coexist and overlap over distances of 800 m to 9 km. Over the 30 km of the surveyed axis, double ASTs are observed over a distance exceeding 20 km. The width of the two contiguous AST are sometimes comparable (ex. at 15°52'N, the two parallel AST are 70 and 100 m wide, respectively), but very often their width differs greatly, one being at least two to three times as wide as the other (ex. at latitude 15°38'N, the western AST is 150 m wide, while the eastern is 300 m wide, and at latitude 15°43'N, the western AST is 400 m wide and the eastern only 100 m).

4.3. Along-Axis Distribution of Volcanic Products

We have analyzed the distribution of the lava morphology in relation with the variation of the geometry of the axial dome and ASTs. Photographs and videos recorded during the Nautile dives were classified as: pillow lava, lobate lava, channels, collapsed lava lakes, and inflated lava. These observations were used as the basis for interpreting the lava facies throughout the high-resolution bathymetry (Figure 5). The facies were classified as "undifferentiated lava" where the bathymetric data lacked recognizable structures such as channels, lava lake pillars, pillow lava mounds etc., or where the seafloor was significantly disrupted by tectonic structures.



Figure 4. Along-axis variations of the Axial Summit Troughs (AST) morphologies, tectonic structures, and lava morphologies between 15°36'N and 15°53'N along the 16°N segment, East Pacific Rise. Third-order and fourth-order discontinuities (D3 and D4, respectively) defined in this study are reported in gray. (a) High-resolution bathymetric map (1 m grid cell size), with the location of AST 1–AST 12. The color code is the same for Figures 4a–4d and 2. The third-order discontinuities defined by *Carbotte et al.* [2000] based on side-scan sonar, are reported (red dashed vertical lines); (b) variation of the axial summit plateau depth in the vicinity of the ASTs, measured on transverse bathymetric cross-sections; (c) width of the ASTs measured based on transverse bathymetric cross-sections. The transition between a wide and a narrow AST is chosen at 150 m in this study (black dashed horizontal line); (d) depth of the ASTs measured; (e) proportion of seafloor occupied by each type of lava flow (pillow, lobate, inflated, lava channels, and undefined lava flows). Proportions are calculated based on the analysis of the abundance of each type of lava in the study area artificially divided into 1 km-wide strips perpendicular to the ASTs. The black line indicates the surface of seafloor imaged with high-resolution bathymetry; (f) along-axis variation of the abundance of faults and fissures, and cumulative vertical throw, calculated based on bathymetric profiles perpendicular to AST, and spaced 1 km apart.

Pillow lava usually extrudes in the form of individual bulbs or cylindrical tubes, which may be smooth or striated. Such lava often forms prominent mounds [e.g., *Moore*, 1975; *Embley and Chadwick*, 1994; *Perfit and Chadwick*, 1998].

10.1002/2014GC005560

Table 1. Characteristics of the Third and Fourth Discontinuities Between 15°36'N and 15°53'N, Based on This Study (Seafloor Deepening, Axial Summit Troughs (AST) Lateral Offsets, Changes in the AST Depth, Width, and Orientation, in the Abundance of Tectonic Features and in the Volcanic Facies Distribution) and on the Observations of *Carbotte et al.* [2000] (Magma Lens Disruption or Variation)

	Discontinuities	Order 3	Order 4	Order 3	Order 4	Order 4	Order 4	Order 3	Order 3	Order 3	Order 4
This study ^a	Latitude	15°37′N	15°40.2'N	15°41′N	15°42.8'N	15°43.2'N	15°44.8'N	15°45.5′N	15°48'N	15°51′N	15°52′N
	Seafloor deepening (m)	35	No	No	No	No	No	No	70	65	no
	AST lateral offset (m)	600	150	400	110	70	180	220	280	370	150
	AST width variations (m)	150	30	300	40	35	40	950	500	400	10
	AST trend variations	4°	1°	2°	0	0	2°	2°	1°	5°	0
	Volcanic facies variations	No	No	No	No	No	No	Yes	Yes	Yes	No
	Tectonic pattern variations	No	No	No	No	No	No	Yes	Yes	Yes	No
Carbotte et al.	Discontinuities latitude ^b	15°38'N		1.00			-	15°45′N	15°48'N	-	-
[2000]	Magma lens ^c	Disruption	No	Disruption?	No	No	No	Depth variation	Disruption	Disruption	No

^aBased on high-resolution (1 m cells) bathymetry and bathymetric cross-sections, 1200 m long and 10 m spaced, perpendicular to Axial Summit Trough (AST). ^bBased on side scan sonar SeaMarc II.

^cBased on across and along axis seismic reflexion profiles.

Lobate lava are made up of long, flattened lobes laid down one by one (Figure 5). It is the equivalent of "Pahoehoe" lava on land. As they are laid down, their surface cools rapidly, forming a solid crust under which the molten lava continues to flow [e.g., *Hon et al.*, 1994; *Perfit and Chadwick*, 1998; *Soule et al.*, 2005; *Garry et al.*, 2006].

Channels and collapsed lava lakes, which are about 0.5–2 m deep, are typical features of lobate lava (Figure 5). When the level of lava decreases under the solidified crust as a result of drainage of lava toward lower zones or back into the dike, the crust can collapse, exposing the pillars that supported it. The floor of these collapse areas is generally made up of sheet or ropy lava flows [e.g., *Fink and Fletcher*, 1978; *Embley and Chadwick*, 1994].

Inflated lava flows have been described by *Deschamps et al.* [2014]. They form prominent flows, forming horizontal plateaus up to 700 m in diameter, with a flat or slightly depressed summit. Their edges consist of levees of 2–12 m, at the top of which fissures (inflation clefts) can be observed. These flows are made up of sheet and ropy lavas. They arise from the inflation of the Pahoehoe-type lava lobes emplaced on nearly flat seafloor [*Deschamps et al.*, 2014].

In the present study, the joint analysis of the direct observations by submersible and high-resolution bathymetry indicates a close association between the texture (rough, smooth), the seafloor morphology (monticules, hummocks), and the facies of a given lava. Based on these relationships, a geological map (Figure 2b) is drawn for the whole zone covered by the high-resolution bathymetric data. This allows the statistical analysis of the abundance of each type of lava, by dividing the study area into 32, 1 km wide strips perpendicular to the AST. For each cell defined in this way, the area occupied by each type of lava is calculated and

Table 2.	Geometri	cal Characteristics	of Axial Sum	mit Troughs	(AST) ^a			
AST Number	AST Length (m)	AST Orientation	AST Depth (m)	AST Width (m)	Narrow (<150 m) AST	Wide (>150 m) AST	% of Length Where the AST Overlaps With Another One	Number of the Adjacent AST
1	1900	N170°F	1-19	13-125	x		35%	2
2	1450	N170°E	0.5-12	22-111	x		70%	1; 3
3	6500	N175°E	0.5-42	39-689		х	17%	2; 4
4	4330	N174°E	0.5-15	280-1100		Х	68%	3; 5
5	4500	N172°E	0.5-19	13-199	Х		100%	4; 11
6	3020	N172°E	1-18	24-158	Х		100%	11
7	1150	N172°E	2.5-14	30-112	х		100%	11
8	4670	N174°E	0.5-15	17-151	Х		100%	11
9	1680	N173°E	1–9	39-118	Х		100%	12
10	7100	N170°E	0.5-21	66-333		Х	77%	12
11	8910	N171°E	0.5-13	8-464		between 15°44'N and 15°41'N	100%	5; 6; 7; 8
12	9080	N166°E-N169°E	0.5-12	20-195	X		100%	9; 10

^aOrientation, depth, and width are measured based on bathymetric cross sections, 1200 m long and 10 m spaced, perpendicular to AST. The transition between a wide and a narrow AST is set here at 150 m.

LE SAOUT ET AL.

AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10.1002/2014GC005560



Figure 5. High-resolution bathymetry (1 m grid cell size) blowout showing lava channels and collapsed lava lakes within lobate lava flows. The dashed arrows indicate lava flowing over an outward-facing fault scarp. Photos were acquired with submersible Nautile dives during PARISUB cruise in 2010. Location is indicated on Figure 2.

normalized to percent of total (Figure 4e). We find that the volcanic facies are not uniformly distributed along the axis in the study area. Four zones are discriminated based on their distribution (Figure 4e):

- From 15°36'N to 15°45.5'N (zone 4), the seafloor is characterized by an abundance of lobate lavas (57%, of which 5% are channels) generally observed close to the AST. The pillow lava (32%) are mostly located toward the edges of the summit plateau. The rest of the zone is made up of inflated lava (8%) and undifferentiated lava (3%).
- 2. Between 15°45.5'N and 15°48'N (zone 3), the terrain is also mostly covered with lobate lavas (55%, of which 4% are channels) but with a higher amount of "undifferentiated lava" (33%) due to the great abundance of tectonic structures that partly obliterate lava facies. Pillow flows cover 18% of this zone, and inflated flows 4%.
- 3. Between 15°48'N and 15°51'N (zone 2), the terrain is mostly composed of pillow lava (81%), which forms a prominent edifice ~6 km in diameter and 80 m high with respect to the surrounding seafloor, composed of agglomerated mounds 100–500 m in diameter each. At its summit, some smooth-surfaced inflated lava are seen (3%).
- 4. Between 15°51'N and 15°53'N (zone 1), the terrain mainly consists of lobate lava (97%, of which 6% are channels). The rest is made up of inflated lava (1%) and undifferentiated lava (2%).

AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10.1002/2014GC005560



Figure 6. 3-D views (location on Figure 2) and photos (located by black rectangles) of a narrow (< 150 m –wide) and a large (> 150 m) Axial Summit Trough (AST), showing the morphology of its bounding faults. (a) Border of a wide AST. The steep (> 70°) and sharp-edged fault exposes former pristine lava sections and is. not covered by subsequent volcanic flows; (b) border of a narrow AST partially covered by lava deposits. The AST wall consequently displays a jagged shape, and nonuniform, moderate dips (< 55°). On the photo, the fault plane displays horizontal selvages reflecting the different lava lake levels during drainage. Photos acquired by the submersible Nautile during the PARISUB cruise (2010).

The boundaries of the four zones discriminated based on the distribution of the different types of lava, correspond to the third-order discontinuities observed by *Carbotte et al.* [2000] at 15°45.5'N, 15°48'N, and 15°51'N based on the interruptions in the magma lens, while being slightly offset (by up to 900 m, in the case of the discontinuities located near 15°45'N). They sometimes also correspond to abrupt variations in the width of the AST (at 15°45.5'N, for example) (section 4.2), or to areas where the summit plateau deepens (15°48'N and 15°51'N, for example) (section 4.1) (Table 1).

4.4. Along-Axis Distribution of Tectonic Structures

Here we analyze the distribution of faults and fissures along the axis in relation with the volcanic flows and edifices, the axial dome and the ASTs geometries. In the center of each 1 km wide cells defined in section 4.3, an east-west bathymetric section was made to analyze statistically the abundance of tectonic structures and measure their dip and vertical throw. The statistical analysis of faults and fissures does not take into account the large (up to 70 m high) and likely much older faults that bound the summit plateau rims. Depending on the bathymetric section considered, 3–26 faults and 0–4 fissures per section are reported (Figure 4f). The apparent dip of the faults ranges from 14° to 88°, and their vertical throw from 0.5 to 45 m. The cumulative vertical throw along each bathymetric profile ranges from 14 to 212 m.

The four zones that have been discriminated based on volcanic facies (section 4.3) display contrasted tectonic patterns (Figures 4e and 4f). Faults and fissures are more abundant in zones 2 and 3, with 23 faults per profile on average, compared with 10 faults per profile in zones 1 and 4. They also have larger cumulative vertical throws (up to 150 versus 50 m at maximum in zones 1 and 4). In zones 1 and 4, the AST-bounding faults display relatively low dips (45° in average) and vertical offsets (5 and 7 m in average, respectively). In zone 2, faults that cut across the prominent, 6 km in diameter, pillow edifice, display the steepest dips (> 65°), and the most elevated vertical throws (up to 45 m) of the segment. It is worth noting that in this area, the AST-bounding faults trend N173°N, i.e., slightly oblique to the overall orientation of the AST 3 (N175°E). Zone 3 is the region where the AST is the widest (~1100 m) and made up of a set of contiguous and parallel narrow grabens and fissures. In this area, the AST fault-bounding scarps are also slightly oblique (N171°E) to

LE SAOUT ET AL.

-2320

0



AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10.1002/2014GC005560

Figure 7. Detailed high-resolution (1 m grid cell size) bathymetry (see location on Figure 2) showing parallel Axial Summit Troughs AST 6 and AST 11 in the segment. The main lava flows morphologies and fault associated with ASTs (bold lines) are indicated. Lobate lava flows originating from AST 6 (which is centered on the axial dome) are transported both sides of the AST through lava channels. In the west, flows are clearly cut by the AST 11, which is itself partially filled with more recent lobate lava emitted from the eastern AST 6. The bathymetric profile highlights the differences in the geometry of the two contiguous ASTs.

Distance (m)

1500

43°

1000

44

500

the general trend of the AST 4 (N174°E). Their vertical throws (9 m in average) and their dips (50° to 70°) are lower than in zone 2.

The along-axis distribution of the deformation thus highlights four contrasted domains that coincide with those identified based on the lava morphology (Table 1). Their edges locate at 15°45.5'N, 15°48'N, and 15°51'N, thus coinciding with the third-order discontinuities of the AST evidenced based on high-resolution bathymetry (see section 4.2). Consequently, zone 1 corresponds to segment A, zone 2 to segment B, zone 3 to segment C. However, no significant variation in the volcanic and tectonic patterns is observed within zone 4 although it contains third-order discontinuities defining segments D, E, and F.

4.5. Relations Between the Axial Summit Troughs and Lava Emission

When the AST is wide (> 150 m) (AST 3 and AST 4 in segments B and C for example), there is no evidence of any recent volcanic activity, either based on the high-resolution bathymetric data or videos. The AST fault-bounding planes have steep dips ($> 50^\circ$) and expose pristine lava sections, which they obviously postdate (Figure 6a).

When the AST is narrow (< 150 m) (AST 1 and AST 2 in segment A, AST 10 in segment F for example), lava flows partially mask the AST bounding faults, which display jagged shapes and irregular and generally lower dips ($< 50^{\circ}$), thus clearly postdating fault activity (Figure 6b).

As indicated in section 4.2, two contiguous and nearly parallel ASTs are often observed. In this case, their volcanic activity is contrasted. As an example, for segment D, the eastern AST (made up of ASTs 6, 7, and 8

VE: 10

2500

2000



AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10.1002/2014GC005560

Figure 8. Detailed high-resolution (1 m grid cell size) bathymetry (see location on Figure 2) showing the Axial Summit Troughs AST 8 and AST 11 within segment D. The main lava flows morphologies and main faults (in bold lines) are indicated. Recent pillow mounds and inflated flows within the westernmost AST 11 indicate that it has been recently the source of eruptions. Lava channels on both sides of the eastern AST 8 indicate that it has also been the source of eruptions. The bathymetric profile highlights the differences in the geometry of the two contiguous AST.

(Figure 4a)), which is the narrowest, produced a great amount of lobate lava flows transported by channels on both sides (Figure 7). The western AST (AST 11) has also been a source of eruptions, building a pillow lava mound, 1 km in diameter, with inflated lava at its summit (Figure 8). Flows originating from the eastern ASTs are clearly cut by the western one, which has been itself partially filled with more recent lobate lava from the eastern AST (Figures 5 and 7). The volcanic activity of both the eastern and western ASTs was thus clearly synchronous, at least recently, which is consistent with the existence of a magma lens under both of them [*Carbotte et al.*, 2000]. The eastern AST, which is centered on the axial dome, has produced a greater volume of lava and has been the source of the most recent eruptions. Segment E also displays two contiguous ASTs. The western one (AST 12), which is the narrowest (up to 130 m wide), has produced recent pillow and inflated lava (Figure 9). Some of these inflated flows are located within the AST and partially mask it bounding faults. The eastern AST (AST 10) is wider (400 m) and deeper (by 10 m) than the western AST 12, and it has not been the site of recent eruptions (Figure 9). Its bounding faults are indeed large (vertical throws up to 25 m), sharp edged, and display steep dips (up to 75°). The AST 10 continues southward onto segment F where it becomes single and narrow (less than 150 m in width) and locates at the summit of the axial dome as AST 12 progressively disappears. Traces of recent eruptions (pillow and inflated lava) can be seen there.

5. Discussion

5.1. Fine-Scale Segmentation of the Ridge Axis at 16°N

Previous studies have shown that fast-spreading ridges are segmented on several scales (10–1000 km). First and second-order discontinuities are defined either by transform faults by propagating rifts. They delimit segments 50–1000 km long that are laterally shifted by more than 3 km. They have lifespans of at least 0.5 million years [e.g., *Macdonald*, 2001].

LE SAOUT ET AL.



Figure 9. Detailed high-resolution (1 m grid cell size) bathymetry (see location on Figure 2) showing the Axial Summit Troughs AST 10 and AST 12 in segment E. The main lava flows morphologies and faults are indicated. The AST 12 (the narrowest of segment E), centered on a volcanic ridge, has produced pillow and inflated lava recently. No trace of recent eruption is observed within the Eastern AST 10, the widest one at this location. The bathymetric profile highlights the differences in the geometry of the two contiguous AST.

Third-order discontinuities delimit segments 20 ± 10 km long. They correspond to axis devals ranging from 200 m to 3 km, and/or to a deepening of the axial seafloor by more than 20 m [e.g., *Macdonald et al.*, 1984, 1988, 1991; *Haymon and White*, 2004]. This third-order segmentation is thought to be linked to magma input, which often is reduced at the extremities of a segment relative to its center. Consistently, on other regions of the EPR (18°30'S–17°15'S and 9°08'N–10°N for example), lavas reflecting a high effusion rate or low viscosity (e.g. lobate, ropy, and sheet lava) are observed in the center of the third-order segments, and lavas reflecting a low effusion rate or high viscosity (e.g. pillow lava) are ubiquitous at their extremities [e.g., *White et al.*, 2000, 2002]. These observations are corroborated by seismic reflection data, which indicate a correlation between the geometry of the magma lens and the third-order segmentation: at the end of a segment, the lens is deeper and narrower leading to less intense volcanic activity in terms of volume or effusion rate [e.g., *Detrick et al.*, 1987; *Sinton and Detrick*, 1992; *Kent et al.*, 1993; *Toomey et al.*, 1994; *White et al.*, 2002]. Third-order segments commonly have lifespans between 10,000 and 100,000 years [Haymon and White, 2004].

Between 15°36'N and 15°53'N, the axis is segmented into six, 4–9.5 km long, segments (segments A–F, Figure 4) bounded by five major (third-order) discontinuities. Segment A is located in zone 1, B in zone 2, C in zone 3, and segments D, E, F in zone 4 (see sections 4.3 and 4.4). These five discontinuities are located at 15°37'N, 15°41'N, 15°45.5'N, 15°48'N, and 15°51'N. They correspond either to lateral offsets (by 200–600 m) or to abrupt variations of the geometry (width and depth) or trend (by up to 5°) of the ASTs (Table 1). In some cases, they coincide with significant seafloor deepening (35–70 m). These discontinuities also often mark the apparition or disappearance of ASTs, such that the six segments herein defined display either a single (AST 3 in segment B for example) or two contiguous ASTs (AST 6,7, 8, and 11 in segment D).

Three of the large discontinuities we mapped (15°37'N, 15°45.5'N, and 15°48'N) correspond to third-order discontinuities observed by *Carbotte et al.* [2000] based on side-scan sonar data but their position is here slightly refined (Table 1 and Figure 4). Four of them (15°37'N, 15°45.5'N, 15°48'N, and 15°51'N) coincide either with interruption or complete disappearance of the magma lens, or variation of its depth [*Carbotte et al.*, 2000] (Table 1). The relative abundance of the different lava facies is in some cases of the same order in two contiguous segments. As an example, segment D and E, both located in zone 4, display 41% and

10.1002/2014GC005560

36% of lobate flows, 35% and 37% of pillow flows and 9% of inflated lava flows, respectively (see section 4.3; Figure 4). Conversely, between other contiguous segments, the lava morphology can be contrasted. For example, lobate lava largely dominate (> 97%) in segment A, while pillow lava dominate (> 80%) on the segment B (see section 4.3) (Figure 4). These contrasts in lava morphology from one segment to another reflect different eruptive styles, either in relation with the effusion rate itself depending on the magma viscosity (thus temperature, composition, gas content), on the dike width, and on the magma chamber internal pressure that gradually decreases during eruption [*Gregg and Fink*, 1995; *Griffiths*, 2000]. Contrasted eruptive styles from one segment to another could also be related here to distinct sources, which would be consistent with the presence of several magma lens with variable width and depths [*Carbotte et al.*, 2000]. As the slope in the vicinity of ATSs is nearly constant along axis (with values ranging $0.5-1.5^{\circ}$), it probably does not control here the lava morphology.

The above mentioned variations in ASTs morphology, tectonic pattern, and eruptive style from one segment to another, as well as the presence of well-marked discontinuities between them confirm that these six 4–9.5 km long segments are third-order segments according to the classifications proposed by *Macdonald et al.* [1984, 1988], *Haymon et al.* [1991], *White et al.* [2000], and *Haymon and White* [2004]. Their position is refined here based on our high-resolution data (Table 1).

Within these six third-order segments, we observe five more subtle discontinuities spaced 1-4 km apart, (named "D4" on Figure 4) that disrupt and laterally shift the AST, near 15°40.2'N, 15°42.8'N, 15°43.2'N, 15°44.8'N, and 15°52'N. Twelve ASTs (named AST 1–AST 12) can herein be defined (Figures 2 and 4). These discontinuities were not reported in previous studies of the 16°N EPR segment. Indeed, the devals between the ASTs have an amplitude ranging only between 70 and 200 m, and these discontinuities do not correlate to any significant deepening or AST trend change, nor variation of the geometry of the magma lens, nor variations in lava morphology and tectonic patterns. These discontinuities are therefore typically fourthorder discontinuities according to the classifications by previous authors: fourth-order discontinuities indeed typically delimit segments 7 \pm 5 km long [e.g., Haymon and White, 2004]. They correspond to lateral axis devals less than 200 m [e.g., Macdonald et al., 1984, 1988; Haymon et al., 1991; White et al., 2000, 2002]. This segmentation is unstable, it could be directly associated with single episodes of dike intrusion into the upper crust. Fourth-order discontinuities are defined as boundaries of areas subjected to deformation due to swarms of fissures and grabens resulting from dike intrusions which did not all lead to a surface eruption [e.g., Haymon et al., 1991, 1993; Wright et al., 1995; Cormier et al., 2003; Haymon and White, 2004]. In contrast to third-order discontinuities, they do not correspond to variations in the deep structure of the segment or to the geometry of the underlying magma chamber. This explains why there is no variation in eruptive style along fourth-order segments and why they have a lifespan of under 1000 years, linked to the frequency of intrusive events [Haymon and White, 2004].

5.2. Magmatic Processes Along the Axial Summit Trough 5.2.1. Previous Models of Axial Summit Trough Evolution

On most of the segments of the EPR, an Axial Summit Trough (AST) runs along the summit of the axial dome [e.g., *Kappel and Ryan*, 1986; *Gente et al.*, 1986; *Fornari et al.*, 1998; *Carbotte et al.*, 2006]. These ASTs are generally 5–10 m in depth and about 40 m wide, but they are sometimes deeper (up to 50 m) and wider (up to 400 m). Sometimes, no AST is observed at all [e.g., *Chadwick and Embley*, 1998; *Soule et al.*, 2009]. It is agreed that the AST is formed in response to dike intrusions [e.g., *Rubin and Pollard*, 1988; *Mastin and Pollard*, 1988; *Rubin*, 1992; *Chadwick and Embley*, 1998; *Cormier et al.*, 2003; *Carbotte et al.*, 2006; *Soule et al.*, 2009]. Indeed, numerical [*Rubin and Pollard*, 1988; *Rubin*, 1992] and analog models [*Mastin and Pollard*, 1988] show that the stresses caused by a dike intrusion are accommodated on the surface by the formation of sets of fissures and grabens. These models were confirmed by geodetic observations and measurements in emerged rift zones [e.g., *Rubin*, 1992; *Chadwick and Embley*, 1998]. A well-documented example is an intrusion at the Krafla volcano (North Iceland) in 1977, where the intrusion of a dike, revealed by of the propagation of a seismic swarm, has led to the formation of normal faults and the deposition of lava a couple of hours later [*Larsen et al.*, 1979].

The evolution of ASTs through time remains a subject of debate. Many authors suggest a cyclic evolution, with the AST broadening and deepening during tectonic phases alternating with magmatic ones. Other

10.1002/2014GC005560

studies propose a more continuous (or "stationary") evolution via dike intrusion events spaced evenly in time.

Kappel and Ryan [1986] and *Gente et al.* [1986] propose a model of cyclic evolution, for the Juan de Fuca intermediate—spreading ridge and the fast—spreading EPR (13°N). Initially, during a period of intense magmatic activity, an axial dome without any summit trough would form due to successive eruptions (phases T1, T2). As the magma input decreases, a trough would initiate and progressively broaden at the dome summit (phase T3). During a gradual return of magmatic activity, the trough would continue to widen by tectonic extension, but the traces of this activity would be masked by lava flows erupted from axial eruptive fissures (phase T4). These successive eruptions would lead to the formation of a new axial dome. Phases T1 and T2 are therefore considered as "magmatic" phases, and T3 and T4 as "tectonic" phases. This model is similar to the one proposed by *Cormier et al.* [2003] on the EPR (17°S) and *Deschamps et al.* [2013] for the intermediate-spreading Explorer ridge.

Other similar but more detailed models have been proposed for the segment 9°N of the EPR. [Fornari et al., 1998; Soule et al., 2009]. Fornari et al. [1998] propose that a narrow and shallow trough (width and depth below 200 and 15 m, respectively) forms by collapse within the lobate lava flows above the fissures induced by subsurface dikes. These collapses would result from lava drain back into the feeding dike at the end of the eruption. They suggest that the trough forms during a period of intense magmatic activity, as its edges are not normal faults as shown by their scalloped shape. The trough would be indeed too narrow to be bounded by fault planes and the brittle crust at the axis too thin to sustain shear failure. The trough would widen (300–3000 m) and deepen (30–100 m) by extension along bounding faults during phases of starved magmatic activity. Conversely *Soule et al.* [2009] suggest that during periods of intense volcanic, narrow (less than 100 m -wide) ASTs formed by subsidence related to a dike intrusion are already edged with fault planes but that are often partially overprinted by volcanic deposits. A decrease of the volcanic activity, but with continued diking events without systematic eruption onto the seafloor, would also lead to a widening (150–300 m) and deepening (8–20 m) of the AST.

In contrast, *Carbotte et al.* [2006] propose a "steady-state" accretion model for the Juan de Fuca ridge. Their analysis of the AST dimensions with regard to crustal magma bodies indicates that the width and depth of the trough diminish where the magma body disappears, rather than deepening and widening, as expected for rift topography due to tectonic extension. These authors propose that the AST initially forms directly above dikes, and broadens as the result of repeated dike intrusions, the deformation being localized along the AST-bounding faults, and the volcanic products issued from these eruptions remaining confined within the AST.

5.2.2. Magmatic Processes Along the 16°N Segment Revealed by AST Geometry

We have shown above how the ATS morphology can greatly vary from one third-order segment to another (Figure 4). Here we analyze how the AST geometry relates to the volcanic activity.

In the case of a narrow (< 150 m) and shallow (< 10 m) AST, it is located at the summit of the axial dome, above a shallow magma lens (~1.3 km below the seafloor), and shows evidence for recent volcanic eruptions (Figures 7–9). It is bounded by fault planes with moderate dips (less than 55°) and vertical throws (less than 8 m), often partially masked by volcanic flows. These are either inflated lava flows or relicts of lava lakes that have filled the AST before lava drain back. AST filling followed by drain back would explain its scalloped edges and the horizontal selvages onto its walls, reflecting successive lava levels during drainage.

Where the AST is wide (> 150 m) and deep (> 10 m), tectonic features are more abundant, and their dips and vertical throws greater (> 50° and 8 m, respectively) and they often clearly post date the most recent lava flows, exposing pristine lava sections (Figure 6a).

The variations of the AST width and depth do not correlate with changes of the depth of the magma lens and of the top of the layer 2B, which suggests that AST morphology variations do not reflect major changes in the balance between tectonic and magmatic processes at the time scale of the third-order segmentation (i.e. thousands of years). As an example, the magma lens has a constant depth of about 1.4 km below segments C and D, that are characterized by wide (~1100 m) and narrow (~100 m) ASTs, respectively. We therefore hypothesize that AST widening reflects a decrease in eruptive volcanic activity but with continued dike intrusions at the origin of abundant sets of fissures and faults that are not masked by volcanic deposits.

10.1002/2014GC005560

Narrow AST bounded by scalloped and more subdued walls would reflect a period of higher volcanic activity. Our observations do not support the model of *Carbotte et al.* [2000] who suggest that narrow ASTs correspond to decreased magmatic activity related to a deep magma chamber and that wide ASTs develop as a response to successive and frequent dike intrusions above a shallower magma chamber.

When two contiguous and parallel ASTs run along a segment and when one AST is larger than the other, our study indicates the narrowest one is indeed more volcanically active than the widest one. For example, along segment D, the activity of all the ASTs has been clearly synchronous (see section 4.5), at least recently, which is in agreement with the observation of a magma lens below all of them [*Carbotte et al.*, 2000]. The eastern trough, the narrowest, has emitted a greater volume of lava building an axial volcanic ridge and is presently be the most volcanically active of the two (Figure 7). Along segment E, traces of the most recent volcanic activity are identified at the western trough (the narrowest of the two), which also marks the summit of the axial volcanic ridge.

Contiguous ASTs behave as relay zones, the narrower one being systematically volcanically more active and lengthening at the expense of the wider one. For example, at segment D, the narrow eastern trough (AST 6, 7, 8) appears to propagate southward at the expense of the wide western trough (AST 11). South of the third-order discontinuity located at $\sim 15^{\circ}41'$ N, AST 11 evolves into the narrow AST12, which itself propagates southward at the expense of AST 10 (segment E). Such segment instabilities are likely related the nearby hotspot, and likely reflect short-term variations (i.e. hundreds of years to a thousand years). Such a zone of warmer mantle likely triggers enhanced mantle melting and a greater magma flux under the spreading ridge. This is corroborated by the bull's eye gravity low centered on the highest and widest zone of the dome near $15^{\circ}42'$ N, which indicates an overthickened crust or a hotter mantle associated with a larger melting zone [*Weiland and Macdonald*, 1996; *Shah and Buck*, 2006]. As a result, segments tend to propagate away from the hotspot latitude, the "hot" and most volcanically active segments lengthening at the expense of neighboring "colder" segments [e.g., *Thibaud et al.*, 1998].

It is worth noting that despite of the bow shape of the axial dome toward the west as its trend varies by 33° from north to south, the orientation of the ASTs does not vary significantly along-axis (less than 9°). The greater number of third and fourth-order discontinuities with respect to other fast-spreading segments results from the general bow shape of the (second-order) segment. For example, the same number of discontinuities (i.e., five third-order and five fourth-order discontinuities) are identified over a distance of 90 km at the 9°N segment of the EPR [*Haymon and White*, 2004] but only over 30 km the case of the 16°N segment, based on data with similar (~1 m) resolutions. In the case of the 16°N segment, the third and fourth-order segments are arranged *en echelon*, forming a global V-shape centered near latitude ~15°42′N, where the axial rise is the broadest, thus accommodating the axial dome curvature. This pattern is likely due to the influence of the hotspot located to the west. Its proximity is indeed likely responsible for the presence of the two magma lens observed by *Carbotte et al.* [2000], the main one being up to 1600 m wide and centered below the ASTs, and the second one being deeper (by ~300 m) and located under the western half of the axial summit plateau, at a distance of at least 1.2 km west of the dome axis. As a result, the diking zone is particularly wide (1100 m minimum) and the diking events are poorly localized between latitudes 15°37'N and 15°48'N.

6. Conclusions

Our study has described the segmentation of the Axial Summit Trough (AST) along the 16°N segment between 15°36'N and 15°53'N. Based on the high-resolution bathymetry and videos, we have evidenced two new third-order discontinuities, and also confirmed and refined the location of three ones that have been previously identified [*Macdonald et al.*, 1992; *Carbotte et al.*, 2000]. These discontinuities are revealed by lateral offsets (larger than 200 m) of the AST, changes in the AST depth, width and trend, and by variations in the abundance of tectonic features and in the volcanic facies. They correspond to magma lens disruption and depth variation, confirming that they reflect along-axis variation in the magma plumbing system. They bound six 4–9.5 km long third-order spreading segments, themselves subdivided by five fourth-order discontinuities. These more subtle discontinuities correspond to AST disruption or devals of 70–200 m in amplitude. No significant volcanic or tectonic pattern, nor magma lens variation occur along these fourth-order segments, confirming that they relate to few (perhaps even individual) diking events, as suggested by previous authors [e.g., *Haymon and White*, 2004].

LE SAOUT ET AL.

10.1002/2014GC005560

The morphology of the 12 ASTs defined by third and fourth-order discontinuities dramatically varies alongaxis. Narrow (< 150 m in width) and shallow (< 10 m) ASTs are located at the summit of axial volcanic ridges. They have been the source of the most recent volcanic eruptions, being fully or partially filled by lava flows that sometimes have drained back, leaving horizontal selvages reflecting successive lava lake levels during drainage, and irregular and more subdued AST bounding faults obscured by lava flows. However, they are not solely formed by the collapse of lava flows directly above dike intrusions as suggested by Fornari et al. [1998], since movements on the fault planes alongside them are involved in their development. These narrow AST reflect-enhanced volcanic activity compared to the wider and deeper ASTs, which display a greater amount of linear and well-defined faults, fissures and grabens. We thus hypothesize that AST widening and deepening reflects a decrease in the number of dikes reaching the seafloor to produce eruptions covering the tectonic features. They would thus indicate a declining volcanic activity on the seafloor but with continued dike intrusions in depth at the origin fissures, faults, and graben at the surface, as proposed by Soule et al. [2009] for the 9°N segment of the EPR. This would explain why the magma lens does not deepen or disappear beneath wide ASTs (such as AST 4 along segment C for example) and why volcanic activity is almost synchronous along contiguous narrow and wide ASTs. Our results thus do not corroborate the models of cyclic ridge evolution implying alternating tectonic and magmatic phases [e.g., Kappel and Ryan, 1986] nor the models of steady-state evolution that suggest the AST deepens and widens during periods of enhanced magmatic activity [e.g., Carbotte et al., 2006].

The existence of two parallel and contiguous ASTs over a distance of about 20 km and above a wide (~1600 m) magma lens, indicates a wide (1100 m minimum) zone of diking and thus the poor localization of the magmatic processes likely in relation with the nearby Mathematician hotspot. The global "en echelon" shift of the ASTs to progressively accommodate the bow shape of the axial dome in the direction of the hotspot, the propagation of several ASTs away from the hotspot latitude, and the existence of a second, deeper, magma lens under the western half of the axial summit plateau, support this hypothesis. The presence of the hotspot at less than 20 km of the ridge axis likely induces an instability of the accretionary processes due to the presence a warmer mantle that causes enhanced mantle melting in the vicinity of 15°42'N, i.e., where the axial dome is the broadest and displays two contiguous AST.

To conclude, the Mathematician hotspot influences the spreading processes along the 16°N segment at the scale of few tens meters (i.e., minor lateral offsets of the AST at fourth-order discontinuities) up to 100 km (i.e., the bow shape of the 115 km long axial dome). As a consequence, the AST is characterized by greater variations in its geometry (width, depth, orientation, linearity) and is segmented at a shorter wavelength than those of the other segments of the EPR, the greater number of third and fourth-order discontinuities with respect to other fast-spreading segments directly resulting from the general bow shape of the segment.

References

Carbotte, S. M., C. Mutter, J. C. Mutter, and G. Ponce-Correa (1998), Influence of magma supply and spreading rate on crustal magma bodies and emplacement of the extrusive layer: Insights from the East Pacific Rise at lat 16 degrees N, Geology, 26(5), 455-458, doi: 10 1130/0091-7613

Carbotte, S. M., A. Solomon, and G. Ponce-Correa (2000), Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'-17°N, J. Geophys. Res., 105(B2), 2737-2759, doi:10.1029/1999JB900245

Carbotte, S. M., R. S. Detrick, A. Harding, J. P. Canales, J. Babcock, G. Kent, E. Van Ark, M. R. Nedimovic, and J. Diebold (2006), Rift topography linked to magmatism at the intermediate spreading Juan de Fuca Ridge, Geology, 34(3), 209-212, doi:10.1130/G21969.1.

Carlut, J., M.-H. Cormier, D. V. Kent, K. E. Donnelly, and C. H. Langmuir (2004), Timing of volcanism along the northern East Pacific Rise based on paleointensity experiments on basaltic glasses, J. Geophys. Res., 109(B4), 1978-2012, doi:10.1029/2003JB002672.

Chadwick, W. W., and R. W. Embley (1998), Graben formation associated with recent dike intrusions and volcanic eruptions on the midocean ridge, J. Geophys. Res., 103(B5), 9807-9825, doi:10.1029/97JB02485

Cormier, M.-H., K. C. Macdonald, and D. S. Wilson (1995), A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18 degrees to 21 degrees 30'S, J. Geophys. Res., 100(B5), 8063-8082, doi:10.1029/95JB00243.

Cormier, M.-H., W. B. F. Ryan, A. K. Shah, W. Jin, A. M. Bradley, and D. R. Yoerger (2003), Waxing and waning volcanism along the East Pacific Rise on a millennium time scale, Geology, 31(7), 633-636, doi:10.1130/0091-7613.

Deschamps, A., M. A. Tivey, W. W. Chadwick, and R. W. Embley (2013), Waning magmatic activity along the Southern Explorer Ridge revealed through fault restoration of rift topography, Geochem. Geophys. Geosystems, 14, 1609–1625, doi:10.1002/ggge.20110. Deschamps, A., C. Grigné, M. Le Saout, S. A. Soule, P. Allemand, B. Van Vliet-Lanoe, and F. Floc'h (2014), Morphology and dynamics of

inflated subaqueous basaltic lava flows, Geochem. Geophys. Geosystems, 15, 2128-2150, doi:10.1002/2014GC005274. Detrick, R. S., P. Buhl, E. Vera, J. Mutter, J. Orcutt, J. Madsen, and T. Brocher (1987), Multi-channel seismic imaging of a crustal magma cham-

ber along the East Pacific Rise, Nature, 326(6108), 35-41, doi:10.1038/326035a0. Embley, R. W., and W. W. Chadwick (1994), Volcanic and hydrothermal processes associated with a recent phase of seafloor spreading at

the northern Cleft Segment: Juan de Fuca Ridge, J. Geophys. Res., 99(B3), 4741-4760, doi:10.1029/93JB02038.

Acknowledgments We thank the crew of the R/V

l'Atalante, the engineers, and technicians from Genavir and the PARISUB scientific teams. We would like to thank the Woods Hole Oceanographic Institution where this work initiated. This work was supported by a PhD Scholarship of Brittany Region and Université de Bretagne Occidentale (France) and has benefited from funding by the Europôle Mer and Labex-Mer of the European Institute for Marine Studies (IUEM). The high-resolution bathymetric data are available upon request through the NAUTILUS (the French national oceanographic data center) portal (http://www.ifremer.fr/ sismer/).

10.1002/2014GC005560

Fink, J. H., and R. C. Fletcher (1978), Ropy pahoehoe: Surface folding of a viscous fluid, J. Volcanol. Geotherm. Res., 4(1-2), 151–170.

- Fornari, D. J., R. M. Haymon, M. R. Perfit, T. K. P. Gregg, and M. H. Edwards (1998), Axial summit trough of the East Pacific Rise 9 degrees -10 degrees N: Geological characteristics and evolution of the axial zone on fast spreading mid-ocean ridges, J. Geophys. Res., 103(B5), 9827–9855, doi:10.1029/98JB00028.
- Garry, W. B., T. K. P. Gregg, S. A. Soule, and D. J. Fornari (2006), Formation of submarine lava channel textures: Insights from laboratory simulations, J. Geophys. Res., 111, B03104, doi:10.1029/2005JB003796.
- Gente, P., J. M. Auzende, V. Renard, Y. Fouquet, and D. Bideau (1986), Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial Graben near 13°N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78(2–3), 224–236, doi:10.1016/0012-821X(86)90063-4.

Gregg, T. K. P., and J. H. Fink (1995), Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments, *Geology*, 23(1), 73–76, doi:10.1130/0091-7613.

Griffiths, R. W. (2000), The dynamics of lava flows, Annu. Rev. Fluid Mech., 32(1), 477-518.

Haymon, R. M., D. J. Fornari, M. H. Edwards, S. M. Carbotte, D. Wright, and K. C. MacDonald (1991), Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9 degrees 09'-54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104(2-4), 513–534.

 Haymon, R. M. et al. (1993), Volcanic eruption of the mid-ocean ridge along the East Pacific Rise crest at 9 degrees 45–52'N: Direct submersible observations of seafloor phenomena associated with an eruption event in April, 1991, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *119*(1-2), 85–101.
 Hey, R. (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *88*(10), 1404–1420.

Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, and K. Mackay (1994), Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, Geol. Soc. Am. Bull., 106(3), 351–370, doi:10.1130/0016-7606.

Ito, G., J. Lin, and D. Graham (2003), Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction, *Rev. Geophys.*, 41(4), 1017, doi:10.1029/2002RG000117.

Kappel, E. S., and W. B. F. Ryan (1986), Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along Northeast Pacific spreading centers: Evidence from Sea MARC I, J. Geophys. Res., 91(B14), 13,925–13,940, doi:10.1029/JB091iB14p13925.

- Kent, G. M., A. J. Harding, and J. A. Orcutt (1990), Evidence for a smaller magma chamber beneath the East Pacific Rise at 9°30' N, Nature, 344(6267), 650–653, doi:10.1038/344650a0.
- Kent, G. M., A. J. Harding, and J. A. Orcutt (1993), Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9 degrees 17'N Deval from forward modeling of common depth point data, J. Geophys. Res., 98(B8), 13,945–13,969, doi: 10.1029/93JB00705.

Kent, G. M., A. J. Harding, J. A. Orcutt, R. S. Detrick, J. C. Mutter, and P. Buhl (1994), Uniform accretion of oceanic crust south of the Garrett transform at 14°15'S on the East Pacific Rise, J. Geophys. Res., 99(B5), 9097–9116, doi:10.1029/93JB02872.

Larsen, G., K. Groenvold, and S. Thorarinsson (1979), Volcanic eruption through a geothermal borehole at Namafjall, Iceland, Nature, 278(5706), 707–710.

Macdonald, K. C. (2001), Mid-ocean ridge tectonics, volcanism and geomorphology, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by John H. Steele, pp. 1798–1813, Academic, Oxford, U. K.

Macdonald, K. C., J.-C. Sempere, and P. J. Fox (1984), East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: Along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers, J. Geophys. Res., 89(B7), 6049–6069, doi:10.1029/ JB089iB07p06049.

- Macdonald, K. C., P. J. Fox, L. J. Perram, M. F. Eisen, R. M. Haymon, S. P. Miller, S. M. Carbotte, M. H. Cormier, and A. N. Shor (1988), A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities, *Nature*, 335(6187), 217–225.
- Macdonald, K. C., D. S. Scheirer, and S. M. Carbotte (1991), Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks, Science, 253(5023), 986–994.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, and D. Scheirer (1992), The East Pacific Rise and its flanks 8–18 N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies, Mar. Geophys. Res., 14(4), 299–344.
- Maia, M. et al. (2000), The Pacific-Antarctic Ridge-Foundation Hotspot interaction: A case study of a ridge approaching a hotspot, Mar. Geol., 167(1-2), 61–84.

Mammerickx, J., and D. Sandwell (1986), Rifting of old oceanic lithosphere, J. Geophys. Res., 91(B2), 1975–1988, doi:10.1029/ JB091iB02p01975.

Mastin, L. G., and D. D. Pollard (1988), Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo Craters, Long Valley, California, J. Geophys. Res., 93(B11), 13,221–13,235, doi:10.1029/JB093iB11p13221.

Mittelstaedt, E., G. Ito, and M. D. Behn (2008), Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 266(3-4), 256–270, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.055.

Mittelstaedt, E., G. Ito, and J. van Hunen (2011), Repeat ridge jumps associated with plume-ridge interaction, melt transport, and ridge migration, J. Geophys. Res., 116, B01102, doi:10.1029/2010JB007504.

Moore, J. G. (1975), Mechanism of formation of pillow lava, Am. Sci., 63(3), 269–277.

Mougel, B., A. Agranier, C. Hemond, and P. Gente (2014), A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise, *Nat. Commun.*, *5*, 4474, doi:10.1038/ncomms5474.

Perfit, M. R., and W. W. Chadwick (1998), Magmatism at mid-ocean ridges: Constraints from volcanological and geochemical investigations, Geophys. Monogr., 106, 59–115.

Rubin, A. M. (1992), Dike-induced faulting and Graben subsidence in volcanic rift zones, J. Geophys. Res., 97(B2), 1839–1858, doi:10.1029/ 91JB02170.

Rubin, A. M., and D. D. Pollard (1988), Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar, Geology, 16(5), 413–417, doi:10.1130/0091-7613.

Scheirer, D. S., and K. C. Macdonald (1993), Variation in cross-sectional area of the axial ridge along the East Pacific Rise: Evidence for the magmatic budget of a fast spreading center, *J. Geophys. Res.*, *98*(B5), 7871–7885, doi:10.1029/93JB00015.

Scheirer, D. S., and K. C. Macdonald (1995), Near-axis seamounts on the flanks of the East Pacific Rise, 8 degrees N to 17 degrees N, J. Geophys. Res., 100(B2), 2239–2259, doi:10.1029/94JB02769.

Sempere, J.-C., and K. C. Macdonald (1986), Overlapping spreading centers: Implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method, *Tectonics*, 5(1), 151–163, doi:10.1029/TC005i001p00151.

Shah, A. K., and W. R. Buck (2006), The rise and fall of axial highs during ridge jumps, J. Geophys. Res., 111 B08101, doi:10.1029/ 2005JB003657.

LE SAOUT ET AL.

0

19

10.1002/2014GC005560

Sinton, J., R. Detrick, J. P. Canales, G. Ito, and M. Behn (2003), Morphology and segmentation of the western Galápagos Spreading Center, 90.5°–98°W: Plume-ridge interaction at an intermediate spreading ridge, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 4(12), 8515, doi:10.1029/ 2003GC000609.

Sinton, J. M., and R. S. Detrick (1992), Mid-ocean ridge magma chambers, J. Geophys. Res., 97(B1), 197–216, doi:10.1029/91JB02508.
Sloan, H. (1991), Temporal evolution of overlapping spreading centers at 16 degrees 20'N on the East Pacific Rise, Mar. Geol., 97(3-4), 315–324.

Soule, S. A., D. J. Fornari, M. R. Perfit, M. A. Tivey, W. I. Ridley, and H. Schouten (2005), Channelized lava flows at the East Pacific Rise crest, 9 degrees – 10 degrees N: The importance of off-axis lava transport in developing the architecture of young oceanic crust, Geochem. Geophys. Geosystems, 6, Q08005, doi:10.1029/2005GC000912.

Soule, S. A., J. Escartin, and D. J. Fornari (2009), A record of eruption and intrusion at a fast spreading ridge axis: Axial summit trough of the East Pacific Rise at 9–10 degrees N, *Geochem. Geophys. Geosystems*, *10*, Q10T07, doi:10.1029/2008GC002354.

Thibaud, R., P. Gente, and M. Maia (1998), A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15 degrees N and 40 degrees N: Constraints of the thermal structure, J. Geophys. Res., 103(B10), 24, doi:10.1029/97JB02934.

Toomey, D. R., S. C. Solomon, and G. M. Purdy (1994), Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9 degrees 30'N, J. Geophys. Res., 99(B12), 24,135–24,157, doi:10.1029/94JB01942.

Wang, X., J. R. Cochran, and G. A. Barth (1996), Gravity anomalies, crustal thickness, and the pattern of mantle flow at the fast spreading East Pacific Rise, 9 degrees – 10 degrees N: Evidence for three-dimensional upwelling, J. Geophys. Res., 101(B8), 17,927–17,940, doi: 10.1029/96JB00194.

Weiland, C. M., and K. C. Macdonald (1996), Geophysical study of the East Pacific Rise 15 degrees N-17 degrees N: An unusually robust segment, J. Geophys. Res., 101(B9), 20,257–20273, doi:10.1029/96JB01756.

White, S. M., K. C. Macdonald, and R. M. Haymon (2000), Basaltic lava domes, lava lakes, and volcanic segmentation on the southern East Pacific Rise, J. Geophys. Res., 105(B10), 23,519–23,536, doi:10.1029/2000JB900248.

White, S. M., R. M. Haymon, D. J. Fornari, M. R. Perfit, and K. C. Macdonald (2002), Correlation between volcanic and tectonic segmentation of fast-spreading ridges: Evidence from volcanic structures and laval flow morphology on the East Pacific Rise at 9 degrees – 10 degrees N, J. Geophys. Res., 107(B8), doi:10.1029/2001JB000571.

Wright, D. J., R. M. Haymon, and D. J. Fornari (1995), Crustal fissuring and its relationship to magmatic and hydrothermal processes on the East Pacific Rise crest (9 degrees 12' to 54'N), J. Geophys. Res., 100(B4), 6097–6120, doi:10.1029/94JB02876.
3. Impact du point chaud sur la morphologie des coulées

L'analyse morpho-structurale a permis d'étudier l'abondance relative des faciès volcaniques dans la partie centrale du segment 16° N. Cette abondance relative comparée à l'apport magmatique $(0,5.10^{6}-0,7.10^{6} \text{ m}^{3}/\text{km/an})$ suggère que la concentration des laves en coussin sur le segment (~45%) est anormalement élevé au regard des autres dorsales. Les origines de cette surabondance de laves en coussin peuvent être nombreuses. Elle pourrait résulter de la mise en place de laves à forte viscosité, et/ou faible taux d'extrusion, ou alors, la pente de mise en place des laves pourrait être adaptée à la formation de laves en coussin.

Le long du segment 9-10°N, les laves en coussin sont essentiellement localisées au front des laves lobées. *Fundis et al.* [2010] montrent que sur les 25% de laves en coussin observées plus de 80% sont localisées à moins de 200 m des fronts des coulées. Ces laves peuvent alors clairement être associées à une augmentation de la viscosité liée au refroidissement et à la cristallisation fractionnée [e.g., *Pinkerson et Stevenson*, 1992], et/ou à une baisse du taux d'extrusion notamment liée à l'augmentation de la viscosité et à la diminution de la pression dans la chambre magmatique [e.g., *Wilson et Head*, 1994]. Cependant, le long du segment 16°N, caractérisée par un apport magmatique similaire à celui du segment 9-10°N (~0,6.10⁶ m³/km/an à 9-10°N [e.g., *McClinton et al.*, 2013]), moins de 23% des laves en coussin sont localisées aux fronts des coulées. La majeure partie de ces laves forment des coulées d'inflation (55%) et des monticules (22%). Ainsi, une différence majeure sur la viscosité, le taux d'extrusion des laves et/ou la pente de mise en place est nécessaire pour expliquer la surabondance de lave en coussin au segment 16°N par rapport au segment 9-10°N.

Les paramètres influant sur la viscosité à l'axe du segment 16°N ont déjà été discutés dans le chapitre précédent (cf. Chapitre VII-1-2). Les analyses chimiques des laves du segment 16°N, ne permettent pas d'identifier les faciès volcaniques en fonction de leur composition, les compositions associées aux laves en coussin englobant celles associées aux autres faciès du segment. De même, la composition total des laves du segment 16°N est globalement similaire à celles des laves du segment 9-10°N (Tableau VIII-1 [e.g., *Pan et Batiza*, 2003; *Soule et al.*, 2005; *Goss et al.*, 2010]). Bien, que la concentration maximale en SiO₂ du segment 16°N soit légèrement plus élevée (au maximum 52,4 contre 51,32 pour le segment 9-10°N) suggérant une viscosité plus importante, cette composition n'affecte qu'un seul échantillon, et reste pour les autres inférieurs à 51,6. De même, pour le MgO qui affecte également la viscosité des laves en cassant les chaines de silices [*Toplis et Dingwell*, 2004], seul un échantillon présente une concentration en MgO inférieure à 6,3 et donc à la concentration minimale en MgO du segment 9-10°N (5,3, tableau VIII-1). La composition moyenne des laves du segment 16°N ne serait donc pas suffisamment différente de celle du segment 9-10°N pour expliquer l'anormale abondance de laves en coussin.

	SiO2		TiO ₂		Al ₂ O ₃		FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		P ₂ O ₅	
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max
16°N	49,7	52,4	0,88	3,1	12,2	17,2	8,4	15	0,14	0,3	3,6	9,34	7,4	13,2	2,24	3,64	0,05	0,63	0,073	0,52
9°N	49,7	51,32	1,14	2,87	12,7	15,9	8,9	15	0,16	0,26	5,3	8,9	9,47	12,6	2,5	2,38	0,08	0,32	0,09	0,30
	Tableau VIII-1 : Composition chimique en éléments majeurs des laves du segment 16°N														$6^{\circ}N$					

[Mougel, 2013] et 9-10°N [Pan et Batiza, 2003 ; Soule et al., 2005 ; Goss et al., 2010].

L'abondance en laves en coussin pourrait également s'expliquer par des taux d'extrusion globalement plus faible à l'axe du segment 16° qu'à 9-10°N sur l'EPR. Les taux d'extrusion ne sont cependant pas directement accessibles et trop peu de valeurs, ou des gammes de valeurs trop larges données par des modèles (ex. 1-800 m³/s pour les laves en coussin, 10²-5.10³ m³/s pour les laves en nappe du segment 16°N, cf. Chapitre VII-1), ne permettent pas d'étayer ou de réfuter cette hypothèse.

Un paramètre majeur de la morphologie des laves diffère cependant clairement entre ces deux segments. En effet, l'abondance relative des faciès, sur le segment 16°N est mesurée sur le plateau sommital dont le pendage n'excède généralement pas 1°. Sur le segment 9-10°N par exemple se pendage est généralement compris entre 1 et 3° [*Chadwick et al.*, 2013]. En outre, nos observations montrent que les laves en coussin, souvent mises en place sous la forme de coulées d'inflation (55% des laves en coussin), sont localisés sur les pentes généralement inférieures à 0,5° et clairement inférieures à celles des laves lobées. Cette relation entre la pente et les laves lobées et en coussin est cohérente avec les modèles analogiques de *Gregg et Fink* [1995, 2000] qui suggèrent que les laves lobées se mettent en place sur des pentes supérieures à des laves en coussin. Les forces de volume entraineraient la coulée le long de la pente augmentant la vitesse des laves. Ainsi, la faible pente du plateau sommital, serait le premier responsable de l'abondance des laves en coussin. L'absence de forces de volume favoriserait la formation de laves en coussin qui formeraient notamment de larges coulées d'inflation (jusqu'à 3 km de large et 2km de long), généralement observées aux fronts des coulées de laves lobées [*Chadwick et al.*, 2013 ; *Clague et al.*, 2013].

Nos observations sont opposées à celles récemment réalisées sur la dorsale des Galápagos. *McClinton et al.* [2013] montrent en effet que les coussins représentent le faciès dominant sur les pentes supérieures à 11°. L'abondance des laves en coussin sur ces fortes pentes peut être expliquée par la distance de ces pentes à la source des éruptions. En effet, la pente tend généralement à augmenter avec la distance à l'axe. Les laves mises en place depuis l'axe, auraient alors le temps de refroidir. L'augmentation de leur viscosité et la diminution de leur vitesse favoriseraient la formation de laves en coussin.

Le long du segment 16°N, l'abondance des laves en coussin, ainsi que la présence de nombreuses coulées d'inflation (36% des laves) est principalement liée à la faible pente du plateau. La formation de ce large plateau subhorizontal est elle-même la conséquence directe de l'interaction entre le point chaud des Mathématiciens et la dorsale (cf. Chapitre VIII-1-2). En effet, les épaules bordant le

plateau sommital dans sa partie centrale, limitent l'écoulement des laves vers les plaines abyssales, permettant ainsi l'accumulation des laves au pied des épaules. Cette accumulation va progressivement permettre de diminuer la pente du plateau. Le point chaud des Mathématiciens influe donc indirectement sur la mise en place des laves à l'axe impactant non pas sur la chimie et rhéologie des laves, mais sur leur moteur de déplacement à la surface.

4. Reconstruction chronologique des évènements depuis 800 000 ans.

Les observations effectuées lors de cette étude ont mis en évidence l'influence d'un point chaud sur la morphologie générale de l'axe d'accrétion, sur la structuration des plaines abyssales et de l'axe, mais aussi sur la segmentation du système éruptif et indirectement sur la morphologie des laves. De manière générale, cette interaction a induit une histoire complexe du segment. Cette histoire est clairement visible sur le plancher océanique à la fois à l'échelle des données bathymétriques et microbathymétriques. Les études gravimétriques, magnétiques et géochimiques antérieures permettent d'appuyer ces résultats et parfois de dater certains évènements. Les 800 000 dernières années de l'histoire du segment sont retracées ci-dessous et illustrées dans la figure VIII-13.

a - Il y a environ **800 000 ans**, l'accrétion se fait au niveau de l'axe 1. A l'Ouest de l'axe, le dernier édifice de l'alignement Nord est probablement déjà formé, et les premiers édifices de la chaîne des Mathématiciens se mettent en place. *Mougel* [2013] propose que durant cette période les laves le long de l'axe 1, présentent la même signature qu'au Nord de l'OSC [*Donnelly*, 2002], et au Sud de la zone de fracture d'Orozco [*Castillo et al.*, 2000]. La dorsale n'interagirait pas encore avec le point chaud.

b et c - Vers **600 000 ans**, le début de l'interaction entre le point chaud et la dorsale conduit à une augmentation de la production magmatique [*Weiland et Macdonald*, 1996]. Cette surproduction magmatique est à l'origine d'une surélévation du plancher de 100 à 150 m, formant des marches de part et d'autre de l'axe. L'interaction perdurant, le plateau surélevé s'élargit progressivement. Durant près de 300 000 ans, l'apport magmatique accru à l'axe a permis de former un plateau surélevé large d'environ 28 km, surplombé d'un dôme d'environ 3 km de large et 200 m de haut par rapport au plateau. *Mougel* [2013] note l'apparition d'une signature de manteau plus enrichie traduisant du mélange entre les laves du point chaud et celles de la dorsale.

d - Vers **300 000 ans**, le segment est marqué par un premier saut d'axe de 7 km vers l'Ouest, en direction du point chaud. L'activité le long de cet axe a perduré pendant environ 150 000 ans. Elle a conduit à l'allongement du segment et la formation d'un nouveau dôme plus large (~9 km de large) et plus haut (~400 m de haut) que celui formé par l'ancien axe.

e - Il y a **150 000 ans**, un deuxième saut d'axe a lieu à environ 9 km vers l'Ouest. Ce deuxième saut d'axe rapproche l'axe d'accrétion du point chaud, induisant potentiellement une

nouvelle augmentation de l'apport magmatique. En raison de ce magmatisme accru, le nouveau dôme va progressivement s'élargir, s'élever et s'allonger jusqu'à atteindre sa longueur actuelle d'environ 115 km.

f - Entre **150 000 et 3 000 ans**, les nouveaux édifices de la chaine des Mathématiciens se forment suivant un nouvel alignement rejoignant le centre du nouvel axe d'accrétion. A l'Est du nouveau dôme, le plateau et les axes fossiles sont progressivement affectés par la déformation cassante. A l'Ouest du dôme, des éruptions s'initiant à l'axe, ou au niveau de la bordure Ouest du dôme, effacent au fur et à mesure les failles et fissures nouvellement formées.

g et h - Il y a environ **3 000 ans**, un nouvel édifice volcanique se forme dans l'alignement de la chaine des Mathématiciens directement sur l'axe. Cet édifice, localisé entre 15°40'N et 15°47'N, marquerait le dernier volcan de cette chaîne. L'extension à l'axe va conduire à la scission de cet édifice volcanique qui forme actuellement les épaules du plateau sommital. Entre les deux épaules, une intense activité volcanique va permettre le comblement de la zone axiale en moins d'un ou deux milliers d'années [*Carlut et al.*, 2004], et la formation d'un plateau subhorizontal.

i - Vers **2 000 ± 1 000 ans**, un nouvel édifice volcanique, principalement constitué de laves en coussin se forme entre 15°48'N et 15°51'N [*Carlut et al.*, 2004], au Nord des épaules. Ce nouvel édifice, centré sur l'axe d'accrétion, est aligné avec « l'Alignement Nord » et pourrait correspondre au dernier édifice de cette chaîne.

j - Depuis 2 000 \pm 1 000 ans, l'activité magmatique reste intense le long du segment, les dernières laves émises sur le plateau sommital auraient moins de 100 ans [Carlut et al., 2004]. Les analyses géochimiques réalisées à l'axe, indiquent que l'interaction entre le point chaud et la dorsale est toujours d'actualité (Figure VIII-14). Certaines laves émises présentent en effet une signature très peu radiogénique en plomb qui serait directement issue du point chaud [*Mougel*, 2013]. Entre 15°36'N et 15°53'N, l'analyse des relations de chronologie relative entre les coulées et les failles et fissures révèle que l'activité magmatique, bien qu'intense le long de segment, conduit à des morphologies du plancher très contrastées :

• Ainsi, entre 15°45,5'N et 15°51'N, les failles et grabens suggèrent que de nombreuses intrusions ont eu lieu sous le plateau sommital sur une largeur de 400 à 1000 m, conduisant à l'élargissement et approfondissent du fossé sommital.

• Au Sud et au Nord de cette zone, l'activité volcanique se produit le long de deux ASTs parallèles et contigus. Bien qu'un de ces deux ASTs apparaisse actuellement comme moins actif que l'autre d'un point de vue volcanique, notre étude révèle que ces deux ASTs, ont, ou ont eu, une activité synchrone.



Figure VIII-13 : Reconstitution de l'histoire du segment et de son interaction avec le point chaud des Mathématiciens depuis les 800 000 dernières années. Les édifices volcaniques des deux alignements sont localisés en noir. Les marches liées à la surélévation du plateau sont localisées en rouge. Les failles des plaines abyssales sont indiquées en gris et les fronts de coulées hors axe à l'Ouest du dôme en pointillé. L'axe 1 est indiqué en bleu, l'axe 2 en vert et l'axe actuel (axe 3) en rose. L'axe d'accrétion actif est indiqué en gras. L'image est décrite dans le texte.



Figure VIII-14 : Bloc 3D illustrant l'interaction de la dorsale avec le point chaud à l'état actuel. La surface est réalisée à partir de données à 180 m et 40 m de résolution à l'axe. La structure en profondeur est interprétée sans tenir compte des profondeurs réelles.

L'objectif principal de cette étude était dans un premier temps, d'étudier les processus tectoniques et volcaniques à partir de données haute résolution. Puis de regarder l'influence du point chaud des Mathématiciens sur ces processus, afin de mieux comprendre l'action du point chaud sur les processus d'accrétion de l'échelle décimétrique à kilométrique.

Cette étude s'est principalement basée sur l'analyse détaillée de cartes bathymétriques à 40 m, 10 m et 1 m de résolution et de cartes des pentes, ainsi que de photos et vidéos de douze plongées Nautile. Des données de gravimétrie, magnétisme et de sismique réflexion [e.g., *Weiland et Macdonald*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000; *Shah et Buck*, 2006], ainsi que des données de géochimie [*Donnelly*, 2002; *Mougel*, 2013] d'études antérieures ont été utilisées pour appuyer nos propos.

L'analyse conjointe des cartes micro-bathymétriques (1 m de résolution) et des vidéos des plongées Nautile a permis de réaliser une étude morpho-structurale détaillée du plateau sommital du segment entre 15°36'N et 15°53'N. Les plongées Nautile apportent notamment des vérités terrain permettant : 1/ d'associer une texture du plancher à un faciès volcanique donné (e.i., laves en coussin, laves lobées ou laves en nappe), 2/ de cartographier les limites de coulées et d'étudier la chronologie des contacts là où les observations micro-bathymétriques ne suffisent pas, et 3/ d'étudier la relation entre la géométrie des failles et la présence ou non de laves sur les plans de failles. Nos observations ont ainsi abouti à la réalisation d'une carte de géologie structurale et d'une carte de chronologie relative des évènements ayant eu lieu sur la partie centrale du segment. L'analyse conjointe de données à haute résolution (< 1 m) a ainsi servi à améliorer la connaissance de l'histoire récente (<3000 ans) de ce segment.

Nos observations sur la structuration du plancher ainsi que sur la géométrie et la morphologie des coulées apportent également des informations clés sur l'étude des processus d'accrétion. Entre 15°36'N et 15°53'N, l'analyse de la distribution et la géométrie des failles et fissures révèle que la déformation associée aux failles localisées dans la partie centrale du plateau est découplée de celle des failles localisées en bordure du plateau (essentiellement sur ses épaules). En effet, à l'axe les failles sont généralement associées aux sources d'éruptions et se seraient formées par le biais des intrusions de dykes. Celles localisées en bordure du plateau, essentiellement sur ses épaules seraient directement issues de la déformation cassante, dont les premiers témoins apparaissent à 750 m de l'axe. Cette distribution des structures tectoniques apparait directement liée à la structure profonde du segment (épaisseur de la couche 2A et largeur de la chambre magmatique). Les structures tectoniques résultant de la déformation cassante s'initient au-delà de la zone d'accumulation de la couche 2A et se développent plus fortement alors que la couche 2A s'épaissit (sous la bordure du dôme) pour former

des grabens abyssaux. Ceux-ci sont globalement plus étroits et moins longs que ceux observés sur d'autres segments de dorsales rapides et au-delà de la zone d'interaction du point chaud, suggérant que la présence du point chaud induit une lithosphère plus chaude, et donc une couche fragile moins épaisse qui limiterait le développement des failles.

A l'axe, la zone structurée par les intrusions de dykes est particulièrement large (jusqu'à 1100 m), les failles limitant souvent au moins deux fossés sommitaux éruptifs parallèles. Cette structuration de l'axe suggère une faible localisation des intrusions, confirmée par la présence de fissures éruptives localisées jusqu'à 1,5 km de l'axe. Cette large zone volcanique active est probablement directement liée à la présence d'une large chambre magmatique à l'axe, localement secondée par une chambre magmatique plus étroite et plus profonde sous la partie Ouest du plateau. Le long de l'axe, la largeur et la profondeur du fossé sommital sont particulièrement variables. Cette variabilité est directement reliée à l'activité volcanique. Ainsi, les fossés étroits marquent les lieux des dernières éruptions, alors que les fossés plus larges marquent les lieux où l'intrusion continue de dykes en profondeur n'a pas conduit à des éruptions en surface. Ces variations dans la géométrie des fossés sommitaux coïncident avec des variations de la distribution des faciès volcaniques le long de l'axe et des changements de largeur, de profondeur ou des interruptions de la lentille magmatique. Elles marquent donc la segmentation 3^{ème} ordre du système éruptif. Cette segmentation, plus importante que sur d'autres dorsales, et les variations de morphologie des fossés le long de l'axe, suggèrent une plus grande variabilité spatiale et temporelle de l'activité magmatique le long du segment 16°N que sur d'autres segments de la dorsale. Cette grande variabilité et l'organisation de ce système en échelon, arquée en direction du point chaud, révèlent l'impact direct de la présence du point chaud des Mathématiciens sur son développement.

L'un des points principaux de cette thèse est l'analyse des coulées et de la dynamique des éruptions. L'étude morphologique des coulées a conduit au développement d'un modèle théorique de mise en place des coulées sur un plancher subhorizontal, reliant les paramètres géométriques, rhéologiques et mécaniques des laves. Ce modèle a été appliqué aux coulées d'inflation, qu'elles soient constituées de laves en nappe, ou de laves en coussin. En effet, ces structures peu observées jusqu'alors à l'axe des dorsales en raison de la nécessité d'un plancher subhorizontal ont très peu été étudiées. Les résultats du modèle montrent que ces coulées se mettent en place en deux temps. Tout d'abord la formation d'une coulée de quelques décimètres d'épaisseur en quelques heures. Une couche viscoélastique et une couche fragile se développeraient alors à la surface de la coulée en raison du refroidissement. La coulée subirait une inflation qui pourrait durer plus d'une dizaine de jours jusqu'à la fin de l'éruption. Ce modèle suggère que près d'un tiers des coulées sont issues d'éruptions relativement longues. Si le modèle théorique est appliqué aux coulées d'inflation en nappe et en coussin individuellement les unes des autres, nos observations suggèrent que ces deux faciès volcaniques opposés peuvent être issus d'une même éruption. En effet, les coulées d'inflation en

nappe semblent quasi-systématiquement surplomber les coulées de laves en coussin. Les laves en nappe marqueraient alors les dernières laves émises. Les différences de viscosité et du taux d'extrusion impliquées par un tel changement de faciès sont difficilement explicables par une évolution normale de ces paramètres aux cours d'une éruption (ei. augmentation de la viscosité et diminution du taux d'extrusion). Nous avons donc proposé un modèle conceptuel de mise en place de ces laves aux cours d'une même éruption dans lequel l'accumulation de lave au cœur de la coulée de laves en coussin permettrait une augmentation de la pression sous le toit de la coulée. La surpression induirait alors une rupture du toit de la coulée et une augmentation ponctuelle du taux d'extrusion, permettant ainsi la mise en place de lave en nappe. La présence de ces coulées d'inflation sur 30 km de long au centre du segment, alors qu'elles sont absentes ou rares sur les dorsales ne serait uniquement due qu'au plancher anormalement peu penté du segment 16°N. En effet, l'analyse comparative des données géochimiques avec celles du segment 9°N de l'EPR ne révèle pas de différences significatives qui pourraient être à l'origine de viscosité et donc de morphologies de laves contrastées. Ce plateau subhorizontal est directement lié à la présence du point chaud et du volcan scindé en deux qui marque les épaules du plateau. En effet, ces épaules limitent l'écoulement des laves vers les plaines abyssales favorisant ainsi leur accumulation sur les bords du plateau qui devient plus horizontal.

Nos observations mettent ainsi en évidence l'influence du point chaud à la fois sur la morphologie générale du segment, mais également sur les processus d'accrétion. En effet, le point chaud des Mathématiciens responsable d'une ou deux chaînes volcaniques (chaîne des Mathématiciens et « Alignement Nord ») induit une augmentation de la production magmatique, et probablement du flux thermique à l'axe de la dorsale. Ceci a induit une surélévation du plancher, des sauts d'axe en direction du point chaud et une augmentation du volume de la dorsale déjà observés lors d'études antérieures. Les travaux de cette thèse montrent que la présence du point chaud serait responsable de la faible largeur et longueur des grabens abyssaux adjacents à l'axe. Il aurait également un impact direct sur la segmentation du système éruptif qui, organisée en échelon accommode la forme globalement arquée du segment vers le point chaud. Enfin, bien qu'il ne semble pas avoir un impact direct sur les paramètres rhéologiques des laves, il est à l'origine de la formation d'un plateau subhorizontal, luimême à l'origine de la formation de nombreuses coulées d'inflation notamment des coulées d'inflation en nappe uniquement observées à l'axe de la dorsale des Galápagos et dans la caldeira du Volcan Axial à Juan de Fuca.

Cette étude n'est pas complète et ouvre de nombreuses perspectives. La datation de certains échantillons notamment sur les coulées transverses à l'axe permettrait notamment de confirmer la chronologie des éruptions proposée et d'étudier une possible périodicité des éruptions. L'âge de ces laves variant de l'actuel à 3000 ans, une méthode de datation par paléointensité pourrait être envisagée. Du point de vue de la géochimie, d'autres analyses en éléments en trace notamment

seraient à envisager, notamment l'analyse des échantillons de la plongée 25 au niveau de l'édifice le plus superficiel de la dorsale (à ~15°50'N). Ces analyses permettraient de déterminer si cet édifice est formé par des laves directement issues du point chaud ou issues d'un mélange avec le magma sous la dorsale. Concernant la structuration du segment, une étude plus complète et systématique des failles des plaines abyssales à partir des données à 40 m de résolution serait intéressante. Elle permettrait de quantifier la différence de structuration de part et d'autre des marches marquant le début de l'interaction avec le point chaud. Cette étude du plateau surélevé devra être complétée par l'analyse des plongées Nautile hors axe. Lors de ces travaux, les sites hydrothermaux observés lors des plongées Nautile ont été localisés et décrits en détails, mais aucune étude n'a été réalisée. Il serait intéressant de mettre en relation l'activité de ces sites avec la segmentation de l'axe et l'activité éruptive. Enfin, l'un des points principaux de cette thèse était l'analyse des coulées d'inflation, il est nécessaire de poursuivre l'analyse de ces coulées, afin de mieux comprendre les processus à leur origine, à la fois du point de vue de leur morphologie via de nouvelles plongées par submersible qui permettraient de mieux observer ces structures de leur base au sommet, mais également par le biais d'analyses géochimiques qui permettraient peut-être d'aider à déterminer les relation entre les coulées d'inflation en coussin et en nappe.

RÉFÉRENCES

- Ackermann, R. V., et R. W. Schlische (1997), Anticlustering of small normal faults around larger faults, Geology, 25(12), 1127–1130.
- Ackermann, R. V., R. W. Schlische, et 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, J. Struct. Geol., 23(11), 1803–1819.
- Alexander, R. T., et K. C. Macdonald (1996), Sea Beam, SeaMARC II and ALVIN-based studies of faulting on the East Pacific Rise 9°20' N–9°50' N, Mar. Geophys. Res., 18(5), 557–587, doi:10.1007/BF00310069.
- Allen, R. M. et al. (2002), Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques, J. Geophys. Res. Solid Earth, 1978–2012, 107(B12), ESE–3.
- Anderson, S. W., E. R. Stofan, S. E. Smrekar, J. E. Guest, et B. Wood (1999), Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement, Earth Planet. Sci. Lett., 168(1), 7–18.
- Anderson, S. W., E. R. Stofan, S. E. Smrekar, J. E. Guest, et B. Wood (2000), Reply to: Self et al. discussion of "Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement", Earth Planet. Sci. Lett., 179(2), 425–428.
- Anderson, S. W., S. E. Smrekar, et E. R. Stofan (2012), Tumulus development on lava flows; insights from observations of active tumuli and analysis of formation models, Bull. Volcanol., 74(4), 931–946.
- Appelgate, B., et R. W. Embley (1992), Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, Bull. Volcanol., 54(6), 447–458.
- Asimow, P. D., et M. S. Ghiorso (1998), Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations, Am. Mineral., 83, 1127–1132.
- Atwater, T. (1979), Constraints from the Famous area concerning the structure of the oceanic section, Deep Drill. Results Atl. Ocean Ocean Crust, 33–42.
- Auzende, J.-M., V. Ballu, R. Batiza, D. Bideau, M. H. Cormier, Y. Fouquet, P. Geistdoerfer, Y. Lagabrielle, J. Sinton, et P. Spadea (1994), Activité magmatique, tectonique et hydrothermale actuelle sur la Dorsale Est Pacifique entre17-et 19 S (campagne NAUDUR), Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II, 319(7), 811–818.
- Auzende, J.-M. et al. (1996), Recent tectonic, magmatic, and hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 17°S and 19°S: Submersible observations, J. Geophys. Res. Solid Earth, 101(B8), 17995–18010, doi:10.1029/96JB01209.
- Bäcker, H., J. Lange, et V. Marchig (1985), Hydrothermal activity and sulphide formation in axial valleys of the East Pacific Rise crest between 18 and 22°S, Earth Planet. Sci. Lett., 72(1), 9– 22, doi:10.1016/0012-821X(85)90113-X.
- Bailey, J. E., A. J. Harris, J. Dehn, S. Calvari, et S. K. Rowland (2006), The changing morphology of an open lava channel on Mt. Etna, Bull. Volcanol., 68(6), 497–515.
- Baker, E. T., et C. R. German (2004), On the Global Distribution of Hydrothermal Vent Fields, in

Mid-Ocean Ridges, edited by C. R. German, J. Lin, and L. M. Parson, pp. 245–266, American Geophysical Union.

- Baker, E. T., M.-H. Cormier, C. H. Langmuir, et K. Zavala (2001), Hydrothermal plumes along segments of contrasting magmatic influence, 15°20′–18°30′N, East Pacific Rise: Influence of axial faulting, Geochem. Geophys. Geosystems, 2(9), 1051, doi:10.1029/2000GC000165.
- Baker, E. T. et al. (2002), Hydrothermal venting along Earth's fastest spreading center: East Pacific Rise, 27.5°–32.3°, J. Geophys. Res. Solid Earth, 107(B7), EPM 2–1, doi:10.1029/2001JB000651.
- Baker, E. T., R. M. Haymon, J. A. Resing, S. M. White, S. L. Walker, K. C. Macdonald, et K. Nakamura (2008), High-resolution surveys along the hot spot–affected Galápagos Spreading Center: 1. Distribution of hydrothermal activity, Geochem. Geophys. Geosystems, 9(9).
- Ballard, R. D., et T. H. van Andel (1977), Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge, Geol. Soc. Am. Bull., 88(4), 507–530.
- Ballard, R. D., R. T. Holcomb, et T. H. Andel (1979), The Galapagos Rift at 86 W: 3. Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the rift valley, J. Geophys. Res. Solid Earth, 1978–2012, 84(B10), 5407–5422.
- Ballard, R. D., J. Francheteau, T. Juteau, C. Rangan, et W. Normark (1981), East Pacific Rise at 21 N: The volcanic, tectonic, and hydrothermal processes of the central axis, Earth Planet. Sci. Lett., 55(1), 1–10.
- Ballard, R. D., T. H. Andel, et R. T. Holcomb (1982), The Galapagos Rift at 86° W: 5. Variations in volcanism, structure, and hydrothermal activity along a 30-kilometer segment of the Rift Valley, J. Geophys. Res. Solid Earth, 87(B2), 1149–1161.
- Baloga, S., et D. Pieri (1986), Time-dependent profiles of lava flows, J. Geophys. Res. Solid Earth, 1978–2012, 91(B9), 9543–9552.
- Baloga, S. M., P. J. Mouginis-Mark, et L. S. Glaze (2003), Rheology of a long lava flow at Pavonis Mons, Mars, J. Geophys. Res. Planets, 1991–2012, 108(E7).
- Baragar, W. R. A., M. B. Lambert, N. Baglow, et I. Gibson (1987), Sheeted dykes of the Troodos ophiolite, Cyprus, Mafic Dyke Swarms, Geol Assoc Can. Spec Pap, 34, 257–272.
- Baragar, W. R. A., M. B. Lambert, N. Baglow, et I. L. Gibson (1989), Sheeted dikes from CY-4 and surface sections: Troodos ophiolite, Cyprus Crustal Study Proj. Initial Rep. CY-4 Geol. Surv. Can. Pap., 88–9.
- Barmin, A., O. Melnik, et R. S. J. Sparks (2002), Periodic behavior in lava dome eruptions, Earth Planet. Sci. Lett., 199(1–2), 173–184, doi:10.1016/S0012-821X(02)00557-5.
- Barth, G. A., et J. C. Mutter (1996), Variability in oceanic crustal thickness and structure: Multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise, J Geophys Res, 101, 17951–17975, doi:10.1029/96JB00814.
- Barth, G. A., M. C. Kleinrock, et R. T. Helz (1994), The magma body at Kilauea Iki lava lake: Potential insights into mid-ocean ridge magma chambers, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B4), 7199–7217.
- Batiza, R. (1982), Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes, Earth Planet. Sci. Lett., 60(2), 195–206. 365
- Bédard, J. H., R. S. J. Sparks, R. Renner, M. J. Cheadle, et M. A. Hallworth (1988), Peridotite sills and

metasomatic gabbros in the Eastern Layered Series of the Rhum complex, J. Geol. Soc., 145(2), 207-224.

- Benedicto, A., R. A. Schultz, and R. Soliva (2003), Layer thickness and the shape of faults, Geophys. Res. Lett., 30(20).
- Bergman, E. A., et S. C. Solomon (1984), Source mechanisms of earthquakes near mid-ocean ridges from body waveform Inversion: Implications for the early evolution of oceanic lithosphere, J. Geophys. Res. Solid Earth, 89(B13), 11415–11441.
- Beyer, R. A., A. S. Mcewen, et R. L. Kirk (2003), Meter-scale slopes of candidate MER landing sites from point photoclinometry: Mars exploration rover mission and landing sites, J. Geophys. Res., 108(E12), ROV26–1.
- Bicknell, J. D., J.-C. Sempere, et K. C. Macdonald (1988), Tectonics of a fast spreading center; a deep-tow and sea beam survey on the East Pacific Rise at 19°30'S, Mar. Geophys. Res., 9(1), 25–45.
- Blake, S. (1990), Viscoplastic models of lava domes, in Lava flows and domes, pp. 88-126, Springer.
- Blake, S., et B. C. Bruno (2000), Modelling the emplacement of compound lava flows, Earth Planet. Sci. Lett., 184(1), 181–197.
- Bohnenstiehl, D. R., et S. M. Carbotte (2001), Faulting patterns near 19 30' S on the East Pacific Rise: Fault formation and growth at a superfast spreading center, Geochem. Geophys. Geosystems, 2(9).
- Bohnenstiehl, D. R., et R. P. Dziak (2009), Mid-Ocean Ridge Seismicity, in Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition), edited by Editors-in-Chief: John H. Steele, Karl K. Turekian, and Steve A. Thorpe, pp. 837–851, Academic Press, Oxford.
- Bohnenstiehl, D. R., et M. C. Kleinrock (1999), Faulting and fault scaling on the median valley floor of the trans-Atlantic geotraverse (TAG) segment, 26° N on the Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res. Solid Earth, 1978–2012, 104(B12), 29351–29364.
- Bohnenstiehl, D. R., et M. C. Kleinrock (2000), Evidence for spreading-rate dependence in the displacement-length ratios of abyssal hill faults at mid-ocean ridges, Geology, 28(5), 395–398, doi:10.1130/0091-7613(2000)28
- Boillot, G., P. Huchon, Y. Lagabrielle, et J. Boutler (2008), Introduction à la géologie-4ème édition-La dynamique de la Terre: La dynamique de la Terre, Dunod.
- Bonatti, E., et C. G. A. Harrison (1988), Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: Effect of magma temperature and viscosity, J. Geophys. Res. Solid Earth, 93(B4), 2967–2980.
- Bonnet, E., O. Bour, N. E. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, et B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, Rev. Geophys., 39(3), 347–383.
- Boudier, F., A. Nicolas, et B. Ildefonse (1996), Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom, Earth Planet. Sci. Lett., 144(1), 239–250.
- Bowles, J., J. S. Gee, D. V. Kent, M. R. Perfit, S. A. Soule, et D. J. Fornari (2006), Paleointensity applications to timing and extent of eruptive activity, 9°-10°N East Pacific Rise: EAST PACIFIC RISE, 9°-10°N, Geochem. Geophys. Geosystems, 7(6), 366, doi:10.1029/2005GC001141.
- Bretar, F., M. Arab-Sedze, J. Champion, M. Pierrot-Deseilligny, E. Heggy, et S. Jacquemoud (2013), An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: Application to volcanic

terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island, Remote Sens. Environ., 135, 1–11.

- Briais, A., M. Maia, P. Gente, et J. Dyment (2001), Influence of the Reunion/Rodrigues Hotspot on the Structure of the Central Indian Ridge Near 19°S, in AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1, p. 0945.
- Brigham, W. T. (1909), The Volcanoes of Kilauea and Mauna Loa on the Island of Hawaii: Their Variously Recorded History to the Present Time, 4, Bishop Museum Press.
- Bryan, W. B. (1983), Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications, Contrib. Mineral. Petrol., 83(1-2), 62–74, doi:10.1007/BF00373080.
- Bryan, W. B., et J. G. Moore (1977), Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat 36°49′ N, Geol. Soc. Am. Bull., 88(4), 556–570.
- Buck, W. R., P. Einarsson, et B. Brandsdóttir (2006), Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975–1984 Krafla rifting episode, J. Geophys. Res., 111(B12), doi:10.1029/2005JB003879.
- Bullard, E. C. (1952), Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean, Bullard, E. C. (1963), The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean: Roy. Soc. London, Phil Trans Ser A, 222, 408.
- Bullard, E. C., A. E. Maxwell, et R. Revelle (1956), Heat flow through the deep sea floor, Adv. Geophys., 3, 153–181.
- Butler, J. B., S. N. Lane, et J. H. Chandler (2001), Characterization of the structure of river-bed gravels using two-dimensional fractal analysis, Math. Geol., 33(3), 301–330.
- Byers, C. D., M. O. Garcia, et D. W. Muenow (1986), Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 21 N: Implications for MORB sources and submarine lava flow morphology, Earth Planet. Sci. Lett., 79(1), 9–20.
- Byrnes, J. M., et D. A. Crown (2001), Relationships between pahoehoe surface units, topography, and lava tubes at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii, J. Geophys. Res. Solid Earth, 106(B2), 2139–2151.
- Canales, J. P., R. S. Detrick, D. R. Toomey, et W. S. D. Wilcock (2003), Segment-scale variations in the crustal structure of 150-300 kyr old fast spreading oceanic crust (East Pacific Rise,8°15'N-10°5'N) from wide-angle seismic refraction profiles, Geophys. J. Int., 152, 766–794, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01885.x.
- Canales, J. P., S. C. Singh, R. S. Detrick, S. M. Carbotte, A. Harding, G. M. Kent, J. B. Diebold, J. Babcock, et M. R. Nedimović (2006), Seismic evidence for variations in axial magma chamber properties along the southern Juan de Fuca Ridge, Earth Planet. Sci. Lett., 246(3–4), 353–366, doi:10.1016/j.epsl.2006.04.032.
- Canales, J. P., H. Carton, S. M. Carbotte, J. C. Mutter, M. R. Nedimović, M. Xu, O. Aghaei, M. Marjanović, et K. Newman (2012), Network of off-axis melt bodies at the East Pacific Rise, Nat. Geosci., 5(4), 279–283.
- Cannat, M. (1990), Mécanismes de l'accrétion et mise à l'affleurement de péridotites et de gabbros à l'axe des dorsales océaniques, Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne occidentale, Brest.
- Cannat, M. et al. (1995), Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22–24 N), Geology, 23(1), 49–52.
- Cannat, M. et al. (1999), Mid-Atlantic Ridge-Azores hotspot interactions: along-axis migration of a

hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago, Earth Planet. Sci. Lett., 173(3), 257–269.

- Cannat, M., J. Cann, et J. Maclennan (2004), Some hard rock constraints on the supply of heat to midocean ridges, -Ocean Ridges, 111–149.
- Cannat, M., D. Sauter, J. Escartín, L. Lavier, et S. Picazo (2009), Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges, Earth Planet. Sci. Lett., 288(1), 174–183.
- Cann, J. R. (1974), A model for oceanic crystal structure developed, Geophys. J. Int., 39(1), 169–187.
- Cann, J. R., et D. K. Smith (2005), Evolution of volcanism and faulting in a segment of the Mid-Atlantic Ridge at 25°N, Geochem. Geophys. Geosystems, 6(9).
- Carbotte, S. M. (2001), Mid-ocean Ridge Seismic Structure, in Encyclopedia of Ocean Sciences, edited by John H. Steele, pp. 1788–1798, Academic Press, Oxford.
- Carbotte, S. M., et K. C. Macdonald (1992), East Pacific Rise 8°-10°30'N: Evolution of ridge segments and discontinuities from SeaMARC II and three-dimensional magnetic studies, J. Geophys. Res., 97, 6959–6982.
- Carbotte, S. M., et K. C. Macdonald (1994), Comparison of seafloor tectonic fabric at intermediate, fast, and super fast spreading ridges: Influence of spreading rate, plate motions, and ridge segmentation on fault patterns, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B7), 13609–13631, doi:10.1029/93JB02971.
- Carbotte, S. M., C. Z. Mutter, J. C. Mutter, M. Spiegelman, G. Correa, M. McNutt, et V. Bhat (1996), Influence of spreading rate and magma supply on crustal magma bodies: results from a recent seismic study of the shallow East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, RIDGE Events, 7, 1–4.
- Carbotte, S. M., J. C. Mutter, et L. Xu (1997), Contribution of volcanism and tectonism to axial and flank morphology of the southern East Pacific Rise, 17°10'-17°40'S, from a study of layer 2A geometry, J. Geophys. Res., 102(B5), 10165–10184, doi:10.1029/96JB03910.
- Carbotte, S. M., C. Mutter, J. C. Mutter, et G. Ponce-Correa (1998), Influence of magma supply and spreading rate on crustal magma bodies and emplacement of the extrusive layer; insights from the East Pacific Rise at lat 16°N, Geol. Boulder, 26(5), 455–458, doi:10.1130/0091-7613
- Carbotte, S. M., A. Solomon, et G. Ponce-Correa (2000), Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'–17°N, J. Geophys. Res. Solid Earth, 105(B2), 2737–2759, doi:10.1029/1999JB900245.
- Carbotte, S. M., W. B. F. Ryan, W. Jin, M.-H. Cormier, E. Bergmanis, J. Sinton, et S. White (2003), Magmatic subsidence of the East Pacific Rise (EPR) at 18°14'S revealed through fault restoration of ridge crest bathymetry, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(1), doi:10.1029/2002GC000337.
- Carbotte, S. M., R. S. Detrick, A. Harding, J. P. Canales, J. Babcock, G. Kent, E. Van Ark, M. R. Nedimovic, et J. Diebold (2006), Rift topography linked to magmatism at the intermediate spreading Juan de Fuca Ridge, Geol. Boulder, 34(3), 209–212, doi:10.1130/G21969.1.
- Caress, D. W., M. S. Burnett, et J. A. Orcutt (1992), Tomographic image of the axial low-velocity zone at 12 50' N on the East Pacific Rise, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 97(B6), 9243–9263.
- Carlson, R. L. (1998), Seismic velocities in the uppermost oceanic crust: Age dependence and the fate

of layer 2A, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 103(B4), 7069–7077.

- Carlut, J., M.-H. Cormier, D. V. Kent, K. E. Donnelly, et C. H. Langmuir (2004), Timing of volcanism along the northern East Pacific Rise based on paleointensity experiments on basaltic glasses, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 109(B4).
- Cartwright, J. A., B. D. Trudgill, et C. S. Mansfield (1995), Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah, J. Struct. Geol., 17(9), 1319–1326.
- Cashman, K., H. Pinkerton, et J. Stephenson (1998), Introduction to special section: Long lava flows, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 103(B11), 27281–27289.
- Cashman, K. V., et J. P. Kauahikaua (1997), Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows, Geology, 25(5), 419–422.
- Castillo, P. R., E. Klein, J. Bender, C. Langmuir, S. Shirey, R. Batiza, et W. White (2000), Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45' N to 15°00' N segment of the East Pacific Rise, Geochem. Geophys. Geosystems, 1(11).
- Cattermole, P. (1987), Sequence, rheological properties, and effusion rates of volcanic flows at Alba Patera, Mars, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 92(B4), E553–E560.
- Cavalli, M., P. Tarolli, L. Marchi, et G. Dalla Fontana (2008), The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology, Catena, 73(3), 249–260.
- Chadwick, W. W. (2003), Quantitative constraints on the growth of submarine lava pillars from a monitoring instrument that was caught in a lava flow, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 108(B11).
- Chadwick, W. W., et R. W. Embley (1998), Graben formation associated with recent dike intrusions and volcanic eruptions on the mid-ocean ridge, J. Geophys. Res., 103(B5), 9807–9825, doi:10.1029/97JB02485.
- Chadwick, W. W., R. W. Embley, et T. M. Shank (1998), The 1996 Gorda Ridge eruption: Geologic mapping, sidescan sonar, and SeaBeam comparison results, Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., 45(12), 2547–2569.
- Chadwick, W. W., T. K. Gregg, et R. W. Embley (1999), Submarine lineated sheet flows: A unique lava morphology formed on subsiding lava ponds, Bull. Volcanol., 61(3), 194–206.
- Chadwick, W. w. et al. (2013), The 1998 eruption of Axial Seamount: New insights on submarine lava flow emplacement from high-resolution mapping, Geochem. Geophys. Geosystems, doi:10.1002/ggge.20202.
- Chen, Y. J. (1992), Oceanic crustal thickness versus spreading rate, Geophys. Res. Lett., 19(8), 753-756.
- Chen, Y., et W. J. Morgan (1990), A nonlinear rheology model for mid-ocean ridge axis topography, J. Geophys. Res. Solid Earth, 1978–2012, 95(B11), 17583–17604.
- Chitwood, L. A. (1994), Inflated basaltic lava; examples of processes and landforms from central and Southeast Oregon, Or. Geol., 56(1), 11–20.
- Choukroune, P., J. Francheteau, et R. Hekinian (1985), Carte géologique de la ride Est-Pacifique à 12° 50' N, Bull Soc Géol Fr, 8, 145–148.
- Christeson, G. L., G. M. Purdy, et G. J. Fryer (1994), Seismic constraints on shallow crustal emplacement processes at the fast spreading East Pacific Rise, J. Geophys. Res. Solid Earth

1978-2012, 99(B9), 17957-17973.

- Christeson, G. L., G. M. Kent, G. M. Purdy, et R. S. Detrick (1996), Extrusive thickness variability at the East Pacific Rise, 9–10°N: Constraints from seismic techniques, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 101(B2), 2859–2873.
- Cigolini, C., A. Borgia, et L. Casertano (1984), Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica, J. Volcanol. Geotherm. Res., 20(1), 155–176.
- Clague, D. A. et al. (2013), Geologic history of the summit of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge, Geochem. Geophys. Geosystems, 14(10), 4403–4443.
- Cochran, J. R., D. J. Fornari, B. J. Coakley, R. Herr, and M. A. Tivey (1999), Continuous near-bottom gravity measurements made with a BGM-3 gravimeter in DSV Alvin on the East Pacific Rise crest near 9°31'N and 9°50'N, J. Geophys. Res. Solid Earth, 104(B5), 10841–10861, doi:10.1029/1999JB900049.
- Collier, J. S., et S. C. Singh (1997), Detailed structure of the top of the melt body beneath the East Pacific Rise at 9°40'N from waveform inversion of seismic reflection data, J. Geophys. Res. Solid Earth, 102(B9), 20287–20304, doi:10.1029/97JB01514.
- Collier, J. S., et M. C. Sinha (1992), Seismic mapping of a magma chamber beneath the Valu Fa Ridge, Lau Basin, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 97(B10), 14031–14053.
- Colman, A. et al. (2012), Effects of variable magma supply on mid-ocean ridge eruptions: Constraints from mapped lava flow fields along the Galápagos Spreading Center: GSC VOLCANIC ERUPTIONS, Geochem. Geophys. Geosystems, 13(8), doi:10.1029/2012GC004163.
- Combier, V. (2007), Mid-ocean ridges processes: insights from 3D reflection seismic at the 9° N OSC on the East Pacific Rise, and the Lucky Strike volcano on the Mid-Atlantic Ridge, Paris, Institut de physique du globe.
- Cormier, M.-H., et K. C. Macdonald (1994), East Pacific Rise 18–19°S: Asymmetric spreading and ridge reorientation by ultrafast migration of axial discontinuities, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 99(B1), 543–564.
- Cormier, M.-H., K. C. Macdonald, et D. S. Wilson (1995), A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18° to 21°30'S, J. Geophys. Res., 100(B5), 8063–8082, doi:10.1029/95JB00243.
- Cormier, M.-H., D. S. Scheirer, et K. C. Macdonald (1996), Evolution of the East Pacific Rise at 16°–19°S since 5 Ma: Bisection of overlapping spreading centers by new, rapidly propagating ridge segments, Mar. Geophys. Res., 18(1), 53–84, doi:10.1007/BF00286203.
- Cormier, M. H., S. M. Carbotte, et K. Gans (1998), Magnetic and Gravity study of the East Pacific Rise and its Flanks at 12°-15°30'N: Ridge Propagation, Melt Supply, and Gravity Rolls, Eos Trans AGU, 79(S225).
- Cormier, M.-H., W. B. F. Ryan, A. K. Shah, W. Jin, A. M. Bradley, et D. R. Yoerger (2003), Waxing and waning volcanism along the East Pacific Rise on a millennium time scale, Geol. Boulder, 31(7), 633–636, doi:10.1130/0091-7613
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse, et J. Stock (2003), Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 205(3), 295–308.
- Cowie, P. A. (1998), Normal Fault Growth in Three-Dimensions in Continental and Oceanic Crust, Faulting Magmat. -Ocean Ridges, 325–348.
- Cowie, P. A., et C. H. Scholz (1992a), Displacement-length scaling relationship for faults: data

synthesis and discussion, J. Struct. Geol., 14(10), 1149–1156.

- Cowie, P. A., et C. H. Scholz (1992b), Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model, J. Struct. Geol., 14(10), 1133–1148.
- Cowie, P. A., C. Vanneste, et D. Sornette (1993), Statistical physics model for the spatiotemporal evolution of faults, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 98(B12), 21809–21821.
- Cowie, P. A., A. Malinverno, W. B. Ryan, et M. H. Edwards (1994), Quantitative fault studies on the East Pacific Rise: A comparison of sonar imaging techniques, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 99(B8), 15205–15218.
- Cowie, P. A., D. Sornette, et C. Vanneste (1995), Multifractal scaling properties of a growing fault population, Geophys. J. Int., 122(2), 457–469.
- Cowie, P. A., S. Gupta, et N. H. Dawers (2000), Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model, Basin Res., 12(3-4), 241–261.
- Crane, K., et R. D. Ballard (1981), Volcanics and structure of the FAMOUS narrow gate rift: evidence for cyclic evolution: AMAR 1, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 86(B6), 5112–5124.
- Crane, K., F. Aikman, R. Embley, S. Hammond, A. Malahoff, et J. Lupton (1985), The distribution of geothermal fields on the Juan de Fuca Ridge, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 90(B1), 727–744.
- Crawford, W. C., S. C. Webb, et J. A. Hildebrand (1999), Constraints on melt in the lower crust and Moho at the East Pacific Rise, 9 48' N, using seafloor compliance measurements, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 104(B2), 2923–2939.
- Crisp, J., et S. Baloga (1990), A model for lava flows with two thermal components, J. Geophys. Res. Solid Earth, 95(B2), 1255–1270, doi:10.1029/JB095iB02p01255.
- Crough, S. T. (1978), Thermal origin of mid-plate hot-spot swells, Geophys. J. Int., 55(2), 451-469.
- Crough, S. T., et D. M. Jurdy (1980), Subducted lithosphere, hotspots, and the geoid, Earth Planet. Sci. Lett., 48(1), 15–22.
- Crowder, L. K., et K. C. Macdonald (2000), New constraints on the width of the zone of active faulting on the East Pacific Rise 8°30'N–10°00'N from Sea Beam Bathymetry and SeaMARC II Side-scan Sonar, Mar. Geophys. Res., 21(6), 513–527.
- Daly, R. A. (1914), Igneous rocks and their origin, McGraw-Hill book company, inc.
- Davaille, A., E. Stutzmann, G. Silveira, J. Besse, and V. Courtillot (2005), Convective patterns under the Indo-Atlantic «box», Earth Planet. Sci. Lett., 239(3–4), 233–252, doi:10.1016/j.epsl.2005.07.024.
- Deschamps, A., M. Tivey, R. W. Embley, et W. W. Chadwick (2007), Quantitative study of the deformation at Southern Explorer Ridge using high-resolution bathymetric data, Earth Planet. Sci. Lett., 259(1-2), 1–17, doi:10.1016/j.epsl.2007.04.007.
- Deschamps, A., M. A. Tivey, W. W. Chadwick, et R. W. Embley (2013), Waning magmatic activity along the Southern Explorer Ridge revealed through fault restoration of rift topography, Geochem. Geophys. Geosystems, 14(5), 1609–1625, doi:10.1002/ggge.20110.
- Deschamps, A., C. Grigné, M. Le Saout, A. Soule, P. Allemand, B. Van Vliet Lanoe, et F. Floc'h (2014), Morphology and dynamics of inflated subaqueous basaltic lava flows, Geochem. Geophys. Geosystems, doi:10.1002/2014GC005274.

- Detrick, R. S., P. Buhl, E. Vera, J. Mutter, J. Orcutt, J. Madsen, et T. Brocher (1987), Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, Nature, 326(6108), 35–41, doi:10.1038/326035a0.
- Detrick, R. S., A. J. Harding, G. M. Kent, J. A. Orcutt, J. C. Mutter, et P. Buhl (1993), Seismic structure of the southern East Pacific Rise, Science, 259(5094), 499–503.
- Devey, C. W. et al. (1997), The Foundation Seamount Chain: a first survey and sampling, Mar. Geol., 137(3), 191–200.
- Dewey, J. F., et W. S. F. Kidd (1977), Geometry of plate accretion, Geol. Soc. Am. Bull., 88(7), 960–968.
- Dietz, R. S. (1961), Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, Nature, 190(4779), 854–857.
- Donnelly, K. (2002), The genesis of E-MORB: extensions and limitations of the hot spot model, Columbia University.
- Dragoni, M. (1989), A dynamical model of lava flows cooling by radiation, Bull. Volcanol., 51(2), 88–95.
- Dragoni, M., et A. Tallarico (1994), The effect of crystallization on the rheology and dynamics of lava flows, J. Volcanol. Geotherm. Res., 59(3), 241–252, doi:10.1016/0377-0273(94)90098-1.
- Dugas, D. P. (1998), Late Quaternary variations in the level of paleo-Lake Malheur, eastern Oregon, Quat. Res., 50(3), 276–282.
- Duncan, A. M., J. E. Guest, E. R. Stofan, S. W. Anderson, H. Pinkerton, et S. Calvari (2004), Development of tumuli in the medial portion of the 1983 aa flow-field, Mount Etna, Sicily, J. Volcanol. Geotherm. Res., 132(2–3), 173–187, doi:10.1016/S0377-0273(03)00344-5.
- Duncan, R. A., et M. A. Richards (1991), Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander, Rev. Geophys., 29(1), 31–50.
- Dunn, R. A., et D. W. Forsyth (2003), Imaging the transition between the region of mantle melt generation and the crustal magma chamber beneath the southern East Pacific Rise with shortperiod Love waves, J. Geophys. Res. Solid Earth, 108(B7), doi:10.1029/2002JB002217.
- Dunn, R. A., et D. R. Toomey (1997), Seismological evidence for three-dimensional melt migration beneath the East Pacific Rise, Nature, 388, 259–262, doi:10.1038/40831.
- Dunn, R. A., D. R. Toomey, et S. C. Solomon (2000), Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9°30'N, J Geophys Res, 105, 23537–23555, doi:10.1029/2000JB900210.
- Dunn, R. A., D. R. Toomey, R. S. Detrick, et W. S. D. Wilcock (2001), Continuous mantle melt supply beneath an overlapping spreading center on the East Pacific Rise, Science, 291, 1955– 1958, doi:10.1126/science.1057683.
- Duraiswami, R. A., N. R. Bondre, G. Dole, V. M. Phadnis, et V. S. Kale (2001), Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India, Bull. Volcanol., 63(7), 435–442.
- Dutton, C. E. (1884), Hawaiian volcanoes, US Geol Surv, 4th Annu. Rep., 75-219.
- Dyment, J. (1998), Evolution of the Carlsberg ridge between 60 and 45 Ma: Ridge propagation, spreading asymmetry, and the Deccan-reunion hotspot, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 103(B10), 24067–24084.

- Dyment, J., J. Lin, et E. T. Baker (2007), Ridge-hotspot interactions; what mid-ocean ridges tell us about deep Earth processes, Oceanogr. Wash. DC, 20(1), 102–115.
- Dziak, R. P., et C. G. Fox (1999), The January 1998 Earthquake swarm at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge: Hydroacoustic evidence of seafloor volcanic activity, Geophys. Res. Lett., 26(23), 3429–3432, doi:10.1029/1999GL002332.
- Dziak, R. P., C. G. Fox, et A. E. Schreiner (1995), The June-July 1993 seismo-acoustic event at CoAxial segment, Juan de Fuca Ridge: Evidence for a lateral dike injection, Geophys. Res. Lett., 22(2), 135–138.
- Einarsson, Á. (1991), Lífríki í 2000 ár, Náttúra Myvatns Hid Íslenska Náttúrufra Edifélag Reykjavík, 320–336.
- Einarsson, Á., G. Stefánsdóttir, H. Jóhannesson, J. S. Ólafsson, G. M. Gíslason, I. Wakana, G. Gudbergsson, et A. Gardarsson (2004), The ecology of Lake Myvatn and the River Laxá: variation in space and time, Aquat. Ecol., 38(2), 317–348.
- Ely, L. L. et al. (2012), Owyhee River intracanyon lava flows: Does the river give a dam?, Geol. Soc. Am. Bull., 124(11-12), 1667–1687.
- Embley, R. W., et W. W. Chadwick (1994), Volcanic and hydrothermal processes associated with a recent phase of seafloor spreading at the northern Cleft Segment; Juan de Fuca Ridge, J. Geophys. Res., 99(B3), 4741–4760, doi:10.1029/93JB02038.
- Emerson, O. H. (1926), The formation of aa and pahoehoe, Am. J. Sci., (68), 109–114. Engels, J. L., M. H. Edwards, D. J. Fornari, M. R. Perfit, et J. R. Cann (2003), A new model for submarine volcanic collapse formation, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(9).
- Escartin, J., P. A. Cowie, R. C. Searle, S. Allerton, N. C. Mitchell, C. J. MacLeod, et A. P. Slootweg (1999), Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29° N, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 104(B5), 10421–10437.
- Escartín, J., S. A. Soule, D. J. Fornari, M. A. Tivey, H. Schouten, et M. R. Perfit (2007), Interplay between faults and lava flows in construction of the upper oceanic crust: The East Pacific Rise crest 9°25′–9°58′N, Geochem. Geophys. Geosystems, 8(6), doi:10.1029/2006GC001399.
- Evans, J. G. (1991), Geologic map of the lower Owyhee Canyon Wilderness Study Area, Malheur County, Oregon, US Geol. Surv. Misc. Field Stud., Map MF-2167, sheet 1, scale 1:48,000.
- Finch, R. H., et G. A. Macdonald (1950), The June 1950 eruption of Mauna Loa, Part I, Volcano Lett, 508, 1–12.
- Fink, J. H., et R. W. Griffiths (1990), Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust, J. Fluid Mech., 221, 485–509.
- Fink, J. H., et R. W. Griffiths (1992), A laboratory analog study of the surface morphology of lava flows extruded from point and line sources, J. Volcanol. Geotherm. Res., 54(1), 19–32.
- Fink, J. H., et R. W. Griffiths (1998), Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models, J. Geophys. Res. Solid Earth, 103(B1), 527–545, doi:10.1029/97JB02838.
- Fink, J. H., et J. R. Zimbelman (1986), Rheology of the 1983 Royal Gardens basalt flows, Kilauea volcano, Hawaii, Bull. Volcanol., 48(2-3), 87–96.
- Flahaut, J., J. F. Mustard, C. Quantin, H. Clenet, P. Allemand, et P. Thomas (2011), Dikes of distinct composition intruded into Noachian-aged crust exposed in the walls of Valles Marineris, Geophys. Res. Lett., 38(15).

- Fornari, D. et al. (2004), Submarine Lava Flow Emplacement at the East Pacific Rise 9°50'N: Implications for Uppermost Ocean Crust Stratigraphy and Hydrothermal Fluid Circulation, in Mid-Ocean Ridges, edited by C. R. German, J. Lin, et L. M. Parson, pp. 187–217, American Geophysical Union.
- Fornari, D. J., R. M. Haymon, M. R. Perfit, T. K. P. Gregg, et M. H. Edwards (1998), Axial summit trough of the East Pacific Rise 9° -10°N; geological characteristics and evolution of the axial zone on fast spreading mid-ocean ridges, J. Geophys. Res., 103(B5), 9827–9855, doi:10.1029/98JB00028.
- Forsyth, D., et S. Uyeda (1975), On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion, Geophys. J. Int., 43(1), 163–200, doi:10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x.
- Fox, C. G., K. M. Murphy, et R. W. Embley (1988), Automated display and statistical analysis of interpreted deep-sea bottom photographs, Mar. Geol., 78(3), 199–216.
- Fox, C. G., W. W. J. Chadwick, et R. W. Embley (2001), Direct observation of a submarine volcanic eruption from a sea-floor instrument caught in a lava flow, Nat. August 16 2001, 412(6848), 727–729.
- Francheteau, J., et R. D. Ballard (1983), The East Pacific Rise near 21 N, 13 N and 20 S: Inferences for along-strike variability of axial processes of the mid-ocean ridge, Earth Planet. Sci. Lett., 64(1), 93–116.
- Francheteau, J., T. Juteau, et C. Rangin (1979), Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean floor, Nature, 281(5728), 209–211.
- Francheteau, J., R. Armijo, J. L. Cheminee, R. Hekinian, P. Lonsdale, et N. Blum (1990), 1 Ma East Pacific Rise oceanic crust and uppermost mantle exposed by rifting in Hess Deep (equatorial Pacific Ocean), Earth Planet. Sci. Lett., 101(2), 281–295.
- Fundis, A. T., S. A. Soule, D. J. Fornari, et M. R. Perfit (2010), Paving the seafloor: Volcanic emplacement processes during the 2005-2006 eruptions at the fast spreading East Pacific Rise, 9°50'N, Geochem. Geophys. Geosystems, 11(8), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GC003058.
- Gaddis, L. R., P. J. Mouginis-Mark, et J. N. Hayashi (1990), Lava flow surface textures-SIR-B radar image texture, field observations, and terrain measurements,
- Gardner, J. E., M. Rutherford, S. Carey, et H. Sigurdsson (1995), Experimental constraints on preeruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St Helens volcano, Bull. Volcanol., 57(1), 1–17.
- Garel, E. (2001), Structure et tectonique des dorsales océaniques en dôme: approche cartographique et modèles analogiques.
- Garel, E., O. Dauteuil, et Y. Lagabrielle (2002), Deformation processes at fast to ultra-fast oceanic spreading axes; mechanical approach, Tectonophysics, 346(3-4), 223–246, doi:10.1016/S0040-1951(01)00280-3.
- Garmany, J. (1989), Accumulations of melt at the base of young oceanic crust, Nature, 340, 628–632, doi:10.1038/340628a0.
- Gente, P. (1995), Segmentation et formation des reliefs des dorsales, implication sur les processus d'accrétion, Habilitation, Université de Bretagne occidentale, Brest.
- Gente, P., J. M. Auzende, V. Renard, Y. Fouquet, et D. Bideau (1986), Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near 13°N, Earth Planet. Sci. Lett., 78(2–3), 224–236, doi:10.1016/0012-821X(86)90063-4.

- Gente, P., R. A. Pockalny, C. Durand, C. Deplus, M. Maia, G. Ceuleneer, C. Mével, M. Cannat, et C. Laverne (1995), Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20 N and 24 N during the last 10 million years, Earth Planet. Sci. Lett., 129(1), 55–71.
- Gente, P., J. Dyment, M. Maia, et J. Goslin (2003), Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hot spot during the last 85 Myr: Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(10), doi:10.1029/2003GC000527.
- German, C. R., et L. M. Parson (1998), Distributions of hydrothermal activity along the Mid-Atlantic Ridge: interplay of magmatic and tectonic controls, Earth Planet. Sci. Lett., 160(3–4), 327–341, doi:10.1016/S0012-821X(98)00093-4.
- Gillespie, T. (1983), The effect of aggregation and particle size distribution on the viscosity of Newtonian suspensions, J. Colloid Interface Sci., 94(1), 166–173.
- Goldstein, S. J., M. R. Perfit, R. Batiza, D. J. Fornari, et M. T. Murrell (1994), Off-axis volcanism at the East Pacific Rise detected by uranium-series dating of basalts, Nature, 367(6459), 157–159.
- Goslin, J., J.-L. Thirot, O. Noël, et J. Francheteau (1998), Slow-ridge/hotspot interactions from global gravity, seismic tomography and 87Sr/86Sr isotope data, Geophys. J. Int., 135(2), 700–710.
- Goss, A. R., M. R. Perfit, W. I. Ridley, K. H. Rubin, G. D. Kamenov, S. A. Soule, A. Fundis, et D. J. Fornari (2010), Geochemistry of lavas from the 2005–2006 eruption at the East Pacific Rise, 9°46'N–9°56'N: Implications for ridge crest plumbing and decadal changes in magma chamber compositions, Geochem. Geophys. Geosystems, 11(5), doi:10.1029/2009GC002977.
- Grandin, R., E. Jacques, A. Nercessian, A. Ayele, C. Doubre, A. Socquet, D. Keir, M. Kassim, A. Lemarchand, et G. C. P. King (2011), Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia), Geochem. Geophys. Geosystems, 12(4), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GC003434.
- Greeley, R. (1982), The Snake River Plain, Idaho: representative of a new category of volcanism, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 87(B4), 2705–2712.
- Greeley, R. (1987), The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes, Gregg, T. K., et W. W. Chadwick (1996), Submarine lava-flow inflation: A model for the formation of lava pillars, Geology, 24(11), 981–984.
- Gregg, T. K., et J. H. Fink (1996), Quantification of extraterrestrial lava flow effusion rates through laboratory simulations, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 101(E7), 16891–16900.
- Gregg, T. K., et J. H. Fink (2000), A laboratory investigation into the effects of slope on lava flow morphology, J. Volcanol. Geotherm. Res., 96(3), 145–159.
- Gregg, T. K., et D. K. Smith (2003), Volcanic investigations of the Puna Ridge, Hawai' i: relations of lava flow morphologies and underlying slopes, J. Volcanol. Geotherm. Res., 126(1), 63–77.
- Gregg, T. K., D. J. Fornari, M. R. Perfit, W. I. Ridley, et M. D. Kurz (2000), Using submarine lava pillars to record mid-ocean ridge eruption dynamics, Earth Planet. Sci. Lett., 178(3), 195–214.
- Gregg, T. K. P., et J. H. Fink (1995a), Lava effusion rates, eruption frequencies and eruptiondurations along mid-ocean ridges, Int. Union Geod. Geophys. Gen. Assem., 21, Week A, 473–473.
- Gregg, T. K. P., et J. H. Fink (1995b), Quantification of extraterrestrial lava flows through analog experiments, Abstr. Pap. Submitt. Lunar Planet. Sci. Conf., 26, Part 1, 507–508.
- Gregg, T. K. P., et J. H. Fink (1995c), Quantification of submarine lava-flow morphology through

analog experiments, Geol. Boulder, 23(1), 73-76, doi:10.1130/0091-7613

- Gregg, T. K. P., et D. J. Fornari (1998), Long submarine lava flows: Observations and results from numerical modeling, J. Geophys. Res. Solid Earth, 103(B11), 27517–27531, doi:10.1029/98JB02465.
- Gregg, T. K. P., D. J. Fornari, M. R. Perfit, R. M. Haymon, et J. H. Fink (1996), Rapid emplacement of a mid-ocean ridge lava flow on the East Pacific Rise at 9° 46'–51'N, Earth Planet. Sci. Lett., 144(3–4), E1–E7, doi:10.1016/S0012-821X(96)00179-3.
- Griffiths, R. W. (1986), The differing effects of compositional and thermal buoyancies on the evolution of mantle diapirs, Phys. Earth Planet. Inter., 43(4), 261–273.
- Griffiths, R. W., et J. H. Fink (1992), Solidification and morphology of submarine lavas: A dependence on extrusion rate, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 97(B13), 19729–19737.
- Griffiths, R. W., et J. H. Fink (1993), Effects of surface cooling on the spreading of lava flows and domes, J. Fluid Mech., 252, 667–702, doi:10.1017/S0022112093003933.
- Grindlay, N. R., J. A. Madsen, C. Rommevaux-Jestin, et J. Sclater (1998), A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15 30' E to 25 E), Earth Planet. Sci. Lett., 161(1), 243–253.
- Grohmann, C. H., M. J. Smith, et C. Riccomini (2011), Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Midland Valley, Scotland, Geosci. Remote Sens. IEEE Trans. On, 49(4), 1200–1213.
- Guba, I., et H. Mustafa (1988), Structural control of young basaltic fissure eruptions in the plateau basalt area of the Arabian Plate, northeastern Jordan, J. Volcanol. Geotherm. Res., 35(4), 319–334.
- Gudmundsson, A. (1995), Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland, J. Volcanol. Geotherm. Res., 64(1), 1–22.
- Gudmundsson, A., et S. L. Brenner (2005), On the conditions of sheet injections and eruptions in stratovolcanoes, Bull. Volcanol., 67(8), 768–782.
- Guest, J. E., C. R. J. Kilburn, H. Pinkerton, et A. M. Duncan (1987), The evolution of lava flowfields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily, Bull. Volcanol., 49(3), 527–540.
- Guest, J. E., A. M. Duncan, E. R. Stofan, et S. W. Anderson (2012), Effect of slope on development of pahoehoe flow fields: Evidence from Mount Etna, J. Volcanol. Geotherm. Res., 219–220, 52– 62, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.006.
- Guilbaud, M.-N., S. Blake, T. Thordarson, et S. Self (2007), Role of syn-eruptive cooling and degassing on textures of lavas from the ad 1783–1784 Laki eruption, south Iceland, J. Petrol., 48(7), 1265–1294.
- Gupta, A., et C. H. Scholz (2000a), A model of normal fault interaction based on observations and theory, J. Struct. Geol., 22(7), 865–879.
- Gupta, A., et C. H. Scholz (2000b), Brittle strain regime transition in the Afar depression: Implications for fault growth and seafloor spreading, Geology, 28(12), 1087–1090.
- Handschumacher, D. W. (1976), Post-Eocene Plate Tectonics of the Eastern Pacific, Wiley Online Library.

- Haneberg, W. C., A. L. Creighton, E. W. Medley, et D. A. Jonas (2005), Use of LiDAR to assess slope hazards at the Lihir gold mine, Papua New Guinea, in Proceedings, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, British Columbia.
- Harding, A. J., J. A. Orcutt, M. E. Kappus, E. E. Vera, J. C. Mutter, P. Buhl, R. S. Detrick, et T. M. Brocher (1989), Structure of young oceanic crust at 13 N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 94(B9), 12163–12196.
- Harding, A. J., G. M. Kent, J. Orcutt, et others (1993), A multichannel seismic investigation of upper crustal structure at 9 N on the East Pacific Rise: Implications for crustal accretion, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 98(B8), 13925–13944.
- Harpp, K. S., D. J. Fornari, D. J. Geist, et M. D. Kurz (2003), Genovesa Submarine Ridge: A manifestation of plume-ridge interaction in the northern Galápagos Islands, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(9).
- Harris, A. J., et S. Rowland (2001), FLOWGO: a kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel, Bull. Volcanol., 63(1), 20–44.
- Harris, A. J., J. Dehn, et S. Calvari (2007), Lava effusion rate definition and measurement: a review, Bull. Volcanol., 70(1), 1–22.
- Hart, W. K., J. L. Aronson, et S. A. Mertzman (1984), Areal distribution and age of low-K, high alumina olivine tholeiite magmatism in the northwestern Great Basin, Geol. Soc. Am. Bull., 95(2), 186–195.
- Haymon, R. M., et S. M. White (2004), Fine scale segmentation of volcanic/hydrothermal systems along fast-spreading ridge crests, Earth Planet. Sci. Lett., 226(3-4), 367–382, doi:10.1016/j.epsl.2004.08.002.
- Haymon, R. M., D. J. Fornari, M. H. Edwards, S. Carbotte, D. Wright, et K. C. Macdonald (1991a), Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'-54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges, Earth Planet. Sci. Lett., 104(2-4), 513-534, doi:10.1016/0012-821X(91)90226-8.
- Haymon, R. M. et al. (1993), Volcanic eruption of the mid-ocean ridge along the East Pacific Rise crest at 9°45-52'N; direct submersible observations of seafloor phenomena associated with an eruption event in April, 1991, Earth Planet. Sci. Lett., 119(1-2), 85–101.
- Head, J. W., et L. Wilson (2002), Mars: a review and synthesis of general environments and geological settings of magma-H2O interactions, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 202(1), 27–57.
- Head, J. W., L. Wilson, et D. K. Smith (1996), Mid-ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: Evidence for dike widths, eruption rates, and evolution of eruptions and axial volcanic ridges, J. Geophys. Res. Solid Earth, 101(B12), 28265–28280, doi:10.1029/96JB02275.
- Head, J. W., L. Wilson, et K. L. Mitchell (2003), Generation of recent massive water floods at Cerberus Fossae, Mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer groundwater release, Geophys. Res. Lett., 30(11).
- Hébert, H. (1998), Etudes géophysiques d'une dorsale naissante (dorsale d'Aden à l'Ouest de 46° E) et d'une dorsale fossile (dorsale de Wharton): implications sur les processus de l'accrétion océanique, et la déformation intrplaqued el'Océan Indien, Paris 7.

Heezen, B. C. (1960), The rift in the ocean floor, Sci. Am., 203, 98-110.

Heezen, B. C. (1969), The world rift system: an introduction to the symposium, Tectonophysics, 8(4),

269-279.

Hékinian, R., et N. Binard (2008), Le feu des abysses, Editions Quae.

- Hekinian, R., J. G. Moore, et W. B. Bryan (1976), Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36° 49' N, Contrib. Mineral. Petrol., 58(1), 83–110.
- Hekinian, R. et al. (1983), Intense hydrothermal activity at the axis of the east pacific rise near 13° N: Sumbersible witnesses the growth of sulfide chimney, Mar. Geophys. Res., 6(1), 1–14.
- Hekinian, R., R. Hebert, R. C. Maury, et E. T. Berger (1985), Orthopyroxene-bearing gabbroic xenoliths in basalts from the East Pacific Rise axis near 12 50'N, Bull. Minéralogie, 108(5), 691–698.
- Hekinian, R., G. Thompson, et D. Bideau (1989), Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12°35'N–12°51'N and 11°26'N–11°30'N, J. Geophys. Res. Solid Earth, 94(B12), 17437–17463, doi:10.1029/JB094iB12p17437.
- Heliker, C., et T. N. Mattox (2003), The first two decades of the Pu'u "O"o-Kupaianaha eruption: chronology and selected bibliography, US Geol Surv Prof Pap, 1676, 1–28.
- Henstock, T. J., A. W. Woods, et R. S. White (1993), The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion, J. Geophys. Res., 98(B3), 4143, doi:10.1029/92JB02661.
- Hess, H. H. (1962), History of the ocean basins, Petrological Studies: A Volume in Honor of AF Buddington, AEJ Engel Al, 599.
- Hey, R. (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, Geol. Soc. Am. Bull., 88(10), 1404–1420.
- Hiesinger, H., J. W. Head, et G. Neukum (2007), Young lava flows on the eastern flank of Ascraeus Mons: Rheological properties derived from High Resolution Stereo Camera (HRSC) images and Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, J. Geophys. Res. Planets, 112(E5), E05011, doi:10.1029/2006JE002717.
- Hoblitt, R. P., T. R. Orr, C. Heliker, R. P. Denlinger, K. Hon, et P. F. Cervelli (2012), Inflation rates, rifts, and bands in a pāhoehoe sheet flow, Geosphere, 8(1), 179–195.
- Hobson, R. D. (1967), FORTRAN IV programs to determine surface roughness in topography for the CDC 3400 computer, University of Kansas.
- Holcomb, R. T. (1981), Kilauea volcano, Hawaii: chronology and morphology of the surficial lava flows,
- Hon, K., et J. Kauahikaua (1991), The importance of inflation in the formation of pahoehoe sheet flows, Eos Trans AGU, 72, 557.
- Hon, K., J. Kauahikaua, R. Denlinger, et K. Mackay (1994), Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows; observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, Geol. Soc. Am. Bull., 106(3), 351–370, doi:10.1130/00167606
- Hooft, E. E. E., H. Schouten, et R. S. Detrick (1996), Constraining crustal emplacement processes from the variation in seismic layer 2A thickness at the East Pacific Rise, Earth Planet. Sci. Lett., 142(3–4), 289–309, doi:10.1016/0012-821X(96)00101-X.
- Hooft, E. E. R. S. Detrick, et G. M. Kent (1997), Seismic structure and indicators of magma budget along the Southern East Pacific Rise, J. Geophys. Res. Solid Earth, 102(B12), 27319–27340, doi:10.1029/97JB02349.

Hooper, P. R. (1982), The Columbia river basalts, Science, 215(4539), 1463-1468.

- Hooper, P. R. (2000), Chemical discrimination of Columbia River basalt flows, Geochem. Geophys. Geosystems, 1(6).
- Huang, P. Y., et S. C. Solomon (1988), Centroid depths of mid-ocean ridge earthquakes: Dependence on spreading rate, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 93(B11), 13445–13477.
- Hughes, S. S., R. P. Smith, W. R. Hackett, et S. R. Anderson (1999), Mafic volcanism and environmental geology of the eastern Snake River Plain, Idaho, Guideb. Geol. East. Ida. Ida. Mus. Nat. Hist., 143–168.
- Hulme, G. (1974), The Interpretation of Lava Flow Morphology, Geophys. J. Int., 39(2), 361–383, doi:10.1111/j.1365-246X.1974.tb05460.x.
- Hulme, G. (1976), The determination of the rheological properties and effusion rate of an Olympus Mons lava, Icarus, 27(2), 207–213.
- Hulme, G. (1982), A review of lava flow processes related to the formation of lunar sinuous rilles, Geophys. Surv., 5(3), 245–279.
- Hurst, S. D., J. A. Karson, et K. L. Verosub (1994), Paleomagnetism of tilted dikes in fast spread oceanic crust exposed in the Hess Deep Rift: Implications for spreading and rift propagation, Tectonics, 13(4), 789–802.
- Hussenoeder, S. A., J. A. Collins, G. M. Kent, et R. S. Detrick (1996), Seismic analysis of the axial magma chamber reflector along the southern East Pacific Rise from conventional reflection profiling, J. Geophys. Res. Solid Earth, 101(B10), 22087–22105, doi:10.1029/96JB01907.
- Ito, G., et R. A. Dunn (2009), Mid-Ocean Ridges: Mantle Convection and Formation of the Lithosphere, in Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition), edited by Editors-in-Chief: John H. Steele, Karl K. Turekian, et Steve A. Thorpe, pp. 867–880, Academic Press, Oxford.
- Ito, G., J. Lin, et D. Graham (2003), Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction, Rev. Geophys., 41(4), doi:10.1029/2002RG000117.
- Iverson, R. M. (1990), Lava domes modeled as brittle shells that enclose pressurized magma, with application to Mount St. Helens, in Lava Flows and Domes, pp. 47–69, Springer.
- James, M. R., N. Bagdassarov, K. Müller, et H. Pinkerton (2004), Viscoelastic behaviour of basaltic lavas, J. Volcanol. Geotherm. Res., 132(2–3), 99–113, doi:10.1016/S0377-0273(03)00340-8.
- Jeffrey, D. J., et A. Acrivos (1976), The rheological properties of suspensions of rigid particles, AIChE J., 22(3), 417–432.
- Jeffreys, H. (1925), Lxxxiv. the flow of water in an inclined channel of rectangular section, Lond. Edinb. Dublin Philos. Mag. J. Sci., 49(293), 793–807.
- Jokat, W., O. Ritzmann, M. C. Schmidt-Aursch, S. Drachev, S. Gauger, et J. Snow (2003), Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge, Nature, 423(6943), 962–965.
- Jones, J. G. (1968), Pillow lava and pahoehoe, J. Geol., 485-488.
- Juteau, T., et R. C. Maury (2008), La croûte océanique: pétrologie et dynamique endogènes, Vuibert.
- Juteau, T. et al. (1980), Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers, Oceanol. Acta, 3(4).

- Kahle, A. B., A. R. Gillespie, E. A. Abbott, M. J. Abrams, R. E. Walker, G. Hoover, et J. P. Lockwood (1988), Relative dating of Hawaiian lava flows using multispectral thermal infrared images: A new tool for geologic mapping of young volcanic terranes, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978– 2012, 93(B12), 15239–15251.
- Kappel, E. S., et W. B. F. Ryan (1986), Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along Northeast Pacific spreading centers; evidence from Sea MARC I, J. Geophys. Res., 91(B14), 13, doi:10.1029/JB091iB14p13925.
- Karson, J. A. (1999), Geological investigation of a lineated massif at the Kane Transform Fault: Implications for oceanic core complexes, Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Eng. Sci., 357(1753), 713–740.
- Karson, J. A. et al. (1987), Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area, Karson, J. A. et al. (2002), Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: Implications for subaxial processes at the East Pacific Rise, Geochem. Geophys. Geosystems, 3(1).
- Kastens, K. A., W. B. F. Ryan, et P. J. Fox (1986), Structural and volcanic expression of a fast slipping Ridge-Transform-Ridge-Plate Boundary: Sea MARC I and photographic surveys at the Clipperton Transform Fault, J. Geophys. Res., 91(B3), 3469, doi:10.1029/JB091iB03p03469.
- Katsumata, K., T. Sato, J. Kasahara, N. Hirata, R. Hino, N. Takahashi, M. Sekine, S. Miura, S. Koresawa, et N. Wada (2001), Microearthquake seismicity and focal mechanisms at the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean using ocean bottom seismometers, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 106(B12), 30689–30699.
- Katz, R. F. (2010), Porosity-driven convection and asymmetry beneath mid-ocean ridges, Geochem. Geophys. Geosystems, 11(11), Q0AC07, doi:10.1029/2010GC003282.
- Kauahikaua, J., K. V. Cashman, T. N. Mattox, C. C. Heliker, K. A. Hon, M. T. Mangan, et C. R. Thornber (1998), Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island of Hawai'i, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 103(B11), 27303–27323.
- Kearey, P., et F. J. Vine (1990), Global Tectonics, 302, Blackwell Sci., Cambridge, Mass.
- Kelemen, P. B., et E. Aharonov (1998), Periodic Formation of Magma Fractures and Generation of Layered Gabbros in the Lower Crust Beneath Oceanic Spreading Ridges, in Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges, edited by W. R. Buck, P. T. Delaney, J. A. Karson, et Y. Lagabrielle, pp. 267–289, American Geophysical Union.
- Kelemen, P. B., G. Hirth, N. Shimizu, M. Spiegelman, et H. J. Dick (1997), A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges, Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Eng. Sci., 355(1723), 283–318.
- Kent, G. M. (2000), Evidence from three-dimensional seismic reflectivity images for enhanced melt supply beneath mid-ocean-ridge discontinuities, Nature, 406, 614–618, doi:10.1038/35020543.
- Kent, G. M., A. J. Harding, et J. A. Orcutt (1990), Evidence for a smaller magma chamber beneath the East Pacific Rise at 9°30' N, Nature, 344(6267), 650–653, doi:10.1038/344650a0.
- Kent, G. M., A. J. Harding, et J. A. Orcutt (1993), Distribution of magma beneath the East Pacific Rise between the Clipperton Transform and the 9°17'N Deval from forward modeling of common depth point data, J. Geophys. Res., 98(B8), 13, doi:10.1029/93JB00705.
- Kent, G. M., A. J. Harding, J. A. Orcutt, R. S. Detrick, J. C. Mutter, et P. Buhl (1994), Uniform

- accretion of oceanic crust south of the Garrett transform at 14°15'S on the East Pacific Rise, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B5), 9097–9116, doi:10.1029/93JB02872.
- Keszthelyi, L., et R. Denlinger (1996), The initial cooling of pahoehoe flow lobes, Bull. Volcanol., 58(1), 5–18.
- Keszthelyi, L., T. Thordarson, A. McEwen, H. Haack, M.-N. Guilbaud, S. Self, et M. J. Rossi (2004), Icelandic analogs to Martian flood lavas, Geochem. Geophys. Geosystems, 5(11).
- Key, K., S. Constable, L. Liu, et A. Pommier (2013), Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern East Pacific Rise, Nature, 495(7442), 499–502, doi:10.1038/nature11932.
- Kidd, R. G. W. (1977), A model for the process of formation of the upper oceanic crust, Geophys. J. Int., 50(1), 149–183.
- Kilburn, C. R., et R. Lopes (1988), The growth of aa lava flow fields on Mount Etna, Sicily, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 93(B12), 14759–14772.
- Kilburn, C. R., et H. Sigurdsson (2000), Lava flows and flow fields, Encycl. Volcanoes, 291–305.
- Klitgord, K. D., et J. Mammerickx (1982), Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework, J. Geophys. Res. Solid Earth, 87(B8), 6725–6750, doi:10.1029/JB087iB08p06725.
- Kreith, F., M. S. Bohn, et R. D. Ulrich (1997), Principles of heat transfer, Boston, 5th ed.
- Kreslavsky, M. A., et J. W. Head (2000), Kilometer-scale roughness of Mars: Results from MOLA data analysis, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 105(E11), 26695–26711.
- Kuntz, M. A., D. E. Champion, E. C. Spiker, R. H. Lefebre, et L. A. McBroome (1982), The Great Rift and the evolution of the Craters of the Moon lava field, Idaho, Ida. Bur. Mines Geol. Bull., 423–437.
- Kuntz, M. A., H. R. Covington, et L. J. Schorr (1992), An overview of basaltic volcanism of the eastern Snake River Plain, Idaho, Reg. Geol. East. Ida. West. Wyo. Geol Soc Am Mem 179, 227–267.
- Kurras, G. J., D. J. Fornari, M. H. Edwards, M. R. Perfit, et M. C. Smith (2000), Volcanic Morphology of the East Pacific Rise Crest 9°49′–52′: Implications for volcanic emplacement processes at fast-spreading mid-ocean ridges, Mar. Geophys. Res., 21(1-2), 23–41, doi:10.1023/A:1004792202764.
- Lagabrielle, Y. (2005), La dorsale est-Pacifique entre 10° et 20° S. Alternance du volcanisme et de la tectonique le long de la zone active axiale, Géomorphologie Relief Process. Environ., (2/2005), 105–120, doi:10.4000/geomorphologie.281.
- Lagabrielle, Y., et M.-H. Cormier (1999), Formation of large summit troughs along the East Pacific Rise as collapse calderas: An evolutionary model, J. Geophys. Res. Solid Earth, 104(B6), 12971–12988, doi:10.1029/1999JB900015.
- Lagabrielle, Y., E. Garel, O. Dauteuil, et M.-H. Cormier (2001), Extensional faulting and caldera collapse in the axial region of fast spreading ridges; analog modeling, J. Geophys. Res., 106(B2), 2005–2015, doi:10.1029/2000JB900266.
- Langmuir, C. H., J. F. Bender, et R. Batiza (1986), Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N, Nature, 322, 422–429, doi:10.1038/322422a0.
- Langmuir, C. H., J. F. Bender, S. B. Shirey, V. L. 2 S. Team, et others (1990), A trace element enriched province on the East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, Eos Trans

- Langmuir, C. H., J. Bender, K. Donnelly, S. Shirey, M. H. Cormier, E. Baker, P. Team, et al. (1998), Petrology of the East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, Eos Trans AGU, 79, 45.
- Larsen, G., K. Groenvold, et S. Thorarinsson (1979), Volcanic eruption through a geothermal borehole at Namafjall, Iceland, Nat. Lond., 278(5706), 707–710.
- Leeman, W. P. (1982), Evolved and hybrid lavas from the Snake River Plain, Idaho, Cenozoic Geol. Ida. Ida. Bur. Mines Geol. Bull., 26, 193–202.
- Lenat, J.-F., P. Bachelery, et F. Desmulier (2001), Genese du champ de lave de l'Enclos Fouque; une eruption d'envergure exceptionnelle du Piton de la Fournaise (Reunion) au 18 e siecle, Bull. Société Géologique Fr., 172(2), 177–188.
- Leroy, S., E. d' Acremont, C. Tiberi, C. Basuyau, J. Autin, F. Lucazeau, et H. Sloan (2010), Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: implications for plume-ridge interaction, Earth Planet. Sci. Lett., 293(1), 140–153.
- Le Saout, M. (2010), Etude des relation tectonique/volcanisme à partir de donnée ultra-haute résolution le long de la dorsale médio-atlantique au segment Lucky Strike (Açores), Master 1, Université de Bretagne occidentale, Brest.
- Le Saout, M., A. Deschamps, J. Escartin, M. Cannat, et J. Carlut (2011), Along-axis variations of the tectono-magmatic processes at Lucky-Strike segment, Mid-Atlantic Ridge, in AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1, p. 2427.
- Le Saout, M., A. Deschamps, S. A. Soule, et P. Gente (2014), Segmentation and eruptive activity along the East Pacific Rise at 16°N, in relation with the nearby Mathematician hotspot, Geochem. Geophys. Geosystems, doi:10.1002/2014GC005560.
- Lillesand, T. M., R. W. Kiefer, J. W. Chipman, et al. (2004), Remote sensing and image interpretation., Ed. 5, John Wiley & Sons Ltd.
- Lin, J. (1998), Hitting the hotspots, Ocean. Woods Hole, 41(2), 34–37. Lin, J., G. M. Purdy, H. Schouten, J. C. Sempere, et C. Zervas (1990), Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge, Nature, 344(6267), 627–632.
- Lipman, Pw., et N. G. Banks (1987), AA flow dynamics, Mauna Loa 1984, US Geol Surv Prof Pap, 1350, 1527–1567.
- Lister, C. R. B. (1970), Measurement of in situ sediment conductivity by means of a Bullard-type probe, Geophys. J. Int., 19(5), 521–532.
- Lister, C. R. B. (1972), On the thermal balance of a mid-ocean ridge, Geophys. J. Int., 26(5), 515–535.
- Lonsdale, P. (1977), Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: The East Pacific Rise near 3 25' S, Mar. Geophys. Res., 3(3), 251–293.
- Lonsdale, P. (1985), Nontransform offsets of the Pacific-Cocos plate boundary and their traces on the rise flank, Geol. Soc. Am. Bull., 96(3), 313–327.
- Lonsdale, P., et K. D. Klitgord (1978), Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, Geol. Soc. Am. Bull., 89(7), 981–999.
- Luyendyk, B. P., et K. C. Macdonald (1985), A geological transect across the crest of the East Pacific Rise at 21 N latitude made from the deep submersible Alvin, Mar. Geophys. Res., 7(4), 467–488.

- Luyendyk, B. P., B. R. Laws, R. Day, et T. B. Collinson (1982), Paleomagnetism of the Samail Ophiolite, Oman: 1. the sheeted dike complex at Ibra, J. Geophys. Res. Solid Earth, 87(B13), 10883–10902, doi:10.1029/JB087iB13p10883.
- Macdonald, G. A. (1953), Pahoehoe, aa, and block lava, Am. J. Sci., 251(3), 169–191, doi:10.2475/ajs.251.3.169.
- Macdonald, G. A., et R. H. Finch (1950), The June 1950 eruption of Mauna Loa, Part II, Volcano Lett, 509, 1–6.
- Macdonald, K. C. (1982), Mid-ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 155.
- Macdonald, K. C. (1986), The crest of the Mid-Atlantic Ridge: Models for crustal generation processes and tectonics, Geol. N. Am., 1000, 51–68.
- Macdonald, K. C. (1998), Linkages between faulting, volcanism, hydrothermal activity and segmentation on fast spreading centers, Geophys. Monogr., 106, 27–58.
- Macdonald, K. C. (2001), Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology, in Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition), edited by Editors-in-Chief: John H. Steele, Karl K. Turekian, et Steve A. Thorpe, pp. 852–866, Academic Press, Oxford.
- Macdonald, K. C., et P. J. Fox (1983), Overlapping spreading centres: New accretion geometry on the East Pacific Rise,
- Macdonald, K. C., et P. J. Fox (1988), The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions, Earth Planet. Sci. Lett., 88(1), 119–131.
- Macdonald, K. C., J.-C. Sempere, et P. J. Fox (1984), East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones; along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers, J. Geophys. Res., 89(B7), 6049–6069, doi:10.1029/JB089iB07p06049.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, L. J. Perram, M. F. Eisen, R. M. Haymon, S. P. Miller, S. M. Carbotte, M. H. Cormier, et A. N. Shor (1988), A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge-axis discontinuities, Nat. Lond., 335(6187), 217–225.
- Macdonald, K. C., D. S. Scheirer, et S. M. Carbotte (1991), Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks, Science, 253(5023), 986–994.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, et D. Scheirer (1992), The East Pacific Rise and its flanks 8–18 N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies, Mar. Geophys. Res., 14(4), 299–344.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, R. T. Alexander, R. Pockalny, et P. Gente (1996), Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills, Nature, 380(6570), 125–129.
- Macdougall, J. D., et G. W. Lugmair (1986), Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity, Earth Planet. Sci. Lett., 77(3–4), 273–284, doi:10.1016/0012-821X(86)90139-1.
- Maclennan, J., T. Hulme, et S. C. Singh (2005), Cooling of the lower oceanic crust, Geology, 33(5), 357–366, doi:10.1130/G21207.1.
- MacLeod, C. J., et D. A. Rothery (1992), Ridge axial segmentation in the Oman ophiolite: evidence from along-strike variations in the sheeted dyke complex, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 60(1),

39-63, doi:10.1144/GSL.SP.1992.060.01.03.

- MacLeod, C. J., et G. Yaouancq (2000), A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges, Earth Planet. Sci. Lett., 176(3–4), 357–373, doi:10.1016/S0012-821X(00)00020-0.
- Madsen, J. A., D. J. Fornari, M. H. Edwards, D. G. Gallo, et M. R. Perfit (1992), Kinematic framework of the Cocos-Pacific Plate Boundary from 13° N to the Orozco transform fault: results from an extensive magnetic and seamarc II survey, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 97(B5), 7011–7024.
- Maia, M., P. Gente, et C. Hemond (2000a), Foundation Hotspot-Pacific-Antarctic Ridge interaction; the case of a ridge approaching a hotspot, Int. Geol. Congr. Abstr. Congr. Geol. Int. Resumes, 31.
- Maia, M. et al. (2000b), The Pacific-Antarctic Ridge-Foundation Hotspot interaction; a case study of a ridge approaching a hotspot, Mar. Geol., 167(1-2), 61–84.
- Maia, M., C. Hémond, et P. Gente (2001), Contrasted interactions between plume, upper mantle, and lithosphere: Foundation chain case, Geochem. Geophys. Geosystems, 2(7), doi:10.1029/2000GC000117.
- Malin, M. C. (1980), Lengths of Hawaiian lava flows, Geology, 8(7), 306-308, doi:10.1130/0091-7613
- Mammerickx, J. (1984), The morphology of propagating spreading centers: New and old, J. Geophys. Res. Solid Earth, 89(B3), 1817–1828, doi:10.1029/JB089iB03p01817.
- Mammerickx, J., et K. D. Klitgord (1982), Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present, J. Geophys. Res. Solid Earth, 87(B8), 6751–6759, doi:10.1029/JB087iB08p06751.
- Mammerickx, J., et D. Sandwell (1986), Rifting of old oceanic lithosphere, J. Geophys. Res., 91(B2), 1975–1988, doi:10.1029/JB091iB02p01975.
- Marks, K. M., et J. M. Stock (1994), Variations in ridge morphology and depth-age relationships on the Pacific-Antarctic Ridge, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B1), 531–541, doi:10.1029/93JB02760.
- Mastin, L. G., et D. D. Pollard (1988), Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo Craters, Long Valley, California, J. Geophys. Res., 93(B11), 13, doi:10.1029/JB093iB11p13221.
- Mattsson, H. B., et Á. Höskuldsson (2005), Eruption reconstruction, formation of flow-lobe tumuli and eruption duration in the 5900 BP Helgafell lava field (Heimaey), south Iceland, J. Volcanol. Geotherm. Res., 147(1), 157–172.
- McAllister, E., et J. R. Cann (1996), Initiation and evolution of boundary-wall faults along the Mid-Atlantic Ridge, 25–29° N, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 118(1), 29–48.
- McBirney, A. R., et T. Murase (1984), Rheological properties of magmas, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 12, 337.
- McClinton, J. T., S. M. White, et J. M. Sinton (2012), Neuro-fuzzy classification of submarine lava flow morphology, Photogramm. Eng. Remote Sens., 78(6), 605–616.
- McClinton, T., S. M. White, A. Colman, et J. M. Sinton (2013), Reconstructing lava flow emplacement processes at the hot spot-affected Galápagos Spreading Center, 95°W and 92°W, Geochem. Geophys. Geosystems, n/a–n/a, doi:10.1002/ggge.20157.

- McKenzie, D., D. N. Barnett, et D.-N. Yuan (2002), The relationship between Martian gravity and topography, Earth Planet. Sci. Lett., 195(1), 1–16.
- McSween, H. Y. (2002), The rocks of Mars, from far and near, Meteorit. Planet. Sci., 37(1), 7–25.
- Le Mée, L., J. Girardeau, et C. Monnier (2004), Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge, Nature, 432(7014), 167–172.
- Mège, D., A. C. Cook, E. Garel, Y. Lagabrielle, et M.-H. Cormier (2003), Volcanic rifting at Martian grabens, J. Geophys. Res. Planets, 108(E5), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JE001852.
- Menard, H. W. (1967), Sea floor spreading, topography, and the second layer, Science, 157(3791), 923-924.
- Mendes-Simão, N. (2009), Sismicité de la Dorsale Médio-Atlantique dans la région MoMAR à l'échelle régionale, observé par des hydrophones autonomes, Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Mével, C., M. Cannat, P. Gente, E. Marion, J. M. Auzende, et J. A. Karson (1991), Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23°N), Tectonophysics, 190(1), 31–53.
- Meyer, J. D., et S. M. White (2007), Lava morphology mapping by expert system classification of high-resolution side-scan sonar imagery from the East Pacific Rise, 9–10 N, Mar. Geophys. Res., 28(2), 81–93.
- Michaut, C. (2011), Dynamics of magmatic intrusions in the upper crust: Theory and applications to laccoliths on Earth and the Moon, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 116(B5).
- Minshull, T. A., M. R. Muller, et R. S. White (2006), Crustal structure of the Southwest Indian Ridge at 66 E: Seismic constraints, Geophys. J. Int., 166(1), 135–147.
- Mittelstaedt, E., et G. Ito (2005), Plume-ridge interaction, lithospheric stresses, and the origin of nearridge volcanic lineaments, Geochem. Geophys. Geosystems, 6(6), doi:10.1029/2004GC000860.
- Mittelstaedt, E., G. Ito, et M. D. Behn (2008a), Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism, Earth Planet. Sci. Lett., 266(3-4), 256–270, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.055.
- Mittelstaedt, E., G. Ito, et J. van Hunen (2008b), Repeated ridge jumps associated with plume-ridge interaction and melt migration, Eos Trans. Am. Geophys. Union, 89(53, Suppl.), AbstractV41B–2089.
- Mittelstaedt, E., G. Ito, et J. van Hunen (2011), Repeat ridge jumps associated with plume-ridge interaction, melt transport, and ridge migration, J. Geophys. Res. Solid Earth, 116(B1), doi:10.1029/2010JB007504.
- Mittelstaedt, E. L. (2008), Plume-ridge interaction; shaping the geometry of mid-ocean ridges, United States, 1 January.
- Moore, H. J. (1987), The 1984 Mauna Loa Eruption and Planetary Lava Flows, in Lunar and Planetary Science Conference, vol. 18, p. 659.
- Moore, H. J., D. W. G. Arthur, et G. G. Schaber (1978), Yield strengths of flows on the Earth, Mars, and Moon, in Lunar and planetary science conference proceedings, vol. 9, pp. 3351–3378.

Moore, J. G. (1975), Mechanism of formation of pillow lava, Am. Sci., 63(3), 269-277.

Moore, J. G., et J. P. Lockwood (1978), Spreading cracks on pillow lava, J. Geol., 661-671.

- Moore, R. B., R. T. Helz, D. Dzurisin, G. P. Eaton, R. Y. Koyanagi, P. W. Lipman, J. P. Lockwood, et G. S. Puniwai (1980), The 1977 eruption of Kilauea volcano, Hawaii, J. Volcanol. Geotherm. Res., 7(3), 189–210.
- Morgan, J. P., et Y. J. Chen (1993), The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow, J. Geophys. Res., 98(B4), 6283, doi:10.1029/92JB02650.
- Morgan, W. J. (1971), Convection plumes in the lower mantle,
- Morgan, W. J. (1972), Deep mantle convection plumes and plate motions, AAPG Bull., 56(2), 203-213.
- Morgan, W. J. (1978), Rodriguez, Darwin, Amsterdam,.., a second type of hotspot island, J. Geophys. Res., 83(B11), 5355–5360, doi:10.1029/JB083iB11p05355.
- Morgan, W. J. (1981), 13. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans, Sea Ideas Obs. Prog. Study Seas, 7, 443–487.
- Morris, A. R., F. S. Anderson, P. J. Mouginis-Mark, A. F. C. Haldemann, B. A. Brooks, et J. Foster (2008), Roughness of Hawaiian volcanic terrains, J. Geophys. Res. Planets, 113(E12), E12007, doi:10.1029/2008JE003079.
- Mougel, B. (2013), Variabilité géochimique du manteau à très petite échelle sous la dorsale Est-Pacifique (15°37'-15°47'N), Université de Bretagne occidentale, Brest.
- Mougel, B., A. Agranier, C. Hemond, et P. Gente (2014), A highly unradiogenic lead isotopic signature revealed by volcanic rocks from the East Pacific Rise, Nat. Commun., 5, doi:10.1038/ncomms5474.
- Mougel, B., Moreira, M., et Agranier, A., (2015). A "high 4He/3He" mantle material detected under the East Pacific Rise (15°4'N). Geophys. Res. Lett. 2014GL062921. doi:10.1002/2014GL062921
- Muller, M. R., T. A. Minshull, et R. S. White (1999), Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge, Geology, 27(10), 867–870.
- Mutter, J. C., S. M. Carbotte, W. Su, L. Xu, P. Buhl, R. S. Detrick, G. M. Kent, J. A. Orcutt, et A. J. Harding (1995), Seismic Images of Active Magma Systems Beneath the East Pacific Rise Between 17°05' and 17°35'S, Science, 268(5209), 391–395, doi:10.1126/science.268.5209.391.
- Nicholas, A. (1989), Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere: Norwell, Massachusetts, Kluwer Academic.
- Nichols, R. L. (1939), Viscosity of lava, J. Geol., 290–302.
- Nicolas, A. (1997), Sea floor spreading: a viewpoint from ophiolites, Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes, 324(1), 1–8.
- Nicolas, A., I. Reuber, et K. Benn (1988), A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite, Tectonophysics, 151(1), 87–105.
- Nicolas, A., F. Boudier, et B. Ildefonse (1996), Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: implication for oceanic crust, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 101(B8), 17941– 17950.
- Nur, A. (1982), The origin of tensile fracture lineaments, J. Struct. Geol., 4(1), 31-40.
- Orem, C. A. (2010), Lacustrine sediment record of multiple quaternary lava dams on the Owyhee

River, Southeastern Oregon, Central Washington University.

- Pallister, J. S. (1981), Structure of the sheeted dike complex of the Samail Ophiolite near Ibra, Oman, J. Geophys. Res. Solid Earth, 86(B4), 2661–2672, doi:10.1029/JB086iB04p02661.
- Pan, Y., et R. Batiza (2003), Magmatic processes under mid-ocean ridges: A detailed mineralogic study of lavas from East Pacific Rise 9° 30' N, 10° 30' N, and 11° 20' N, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(11).
- Parmentier, E. M., et J. P. Morgan (1990), Spreading rate dependence of three-dimensional structure in oceanic spreading centers, Nature, 348, 325–328, doi:10.1038/348325a0.
- Parsons, B., et J. G. Sclater (1977), An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, J. Geophys. Res., 82(5), 803–827.
- Patrick, M. R., J. Dehn, et K. Dean (2004), Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis, J. Geophys. Res. Solid Earth, 109(B3), B03202, doi:10.1029/2003JB002537.
- Pedersen, G. B. M., J. W. Head, et L. Wilson (2010), Formation, erosion and exposure of Early Amazonian dikes, dike swarms and possible subglacial eruptions in the Elysium Rise/Utopia Basin Region, Mars, Earth Planet. Sci. Lett., 294(3), 424–439.
- Perfit, M. R. (1994), Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes, Geology, 22, 375–379, doi:10.1130/0091-7613(1994)022
- Perfit, M. R. (2001), Mid-Ocean Ridge Geochemistry and Petrology, in Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition), edited by Editors-in-Chief: John H. Steele, Karl K. Turekian, et Steve A. Thorpe, pp. 815–825, Academic Press, Oxford.
- Perfit, M. R., et W. W. Chadwick (1998), Magmatism at mid-ocean ridges; constraints from volcanological and geochemical investigations, Geophys. Monogr., 106, 59–115.
- Perfit, M. R., et J. P. Davidson (2000), Plate tectonics and volcanism, Academic Press, San Diego.
- Peterson, D. W., et R. I. Tilling (1980), Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors, J. Volcanol. Geotherm. Res., 7(3–4), 271–293, doi:10.1016/0377-0273(80)90033-5.
- Phipps Morgan, J., E. M. Parmentier, et J. Lin (1987), Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries, J. Geophys. Res. Solid Earth, 92(B12), 12823–12836, doi:10.1029/JB092iB12p12823.
- Pieri, D. C., et S. M. Baloga (1986), Eruption rate, area, and length relationships for some Hawaiian lava flows, J. Volcanol. Geotherm. Res., 30(1), 29–45.
- Pinkerton, H., et R. S. J. Sparks (1976), The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field, J. Volcanol. Geotherm. Res., 1(2), 167–182.
- Pinkerton, H., et R. S. J. Sparks (1978), Field measurements of the rheology of lava, Nature, 276, 383–385, doi:10.1038/276383a0.
- Pinkerton, H., et R. J. Stevenson (1992), Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures, J. Volcanol. Geotherm. Res., 53(1), 47–66.
- Pinkerton, H., et L. Wilson (1994), Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows, Bull. Volcanol., 56(2), 108–120, doi:10.1007/BF00304106.

- Plescia, J. B. (2003), Cerberus Fossae, Elysium, Mars: A source for lava and water, Icarus, 164(1), 79–95.
- Pockalny, R. A., P. J. Fox, D. J. Fornari, K. C. Macdonald, et M. R. Perfit (1997), Tectonic reconstruction of the Clipperton and Siqueiros Fracture Zones: Evidence and consequences of plate motion change for the last 3 Myr, J. Geophys. Res. Solid Earth, 102(B2), 3167–3181, doi:10.1029/96JB03391.
- Pollard, D. D., et G. Holzhausen (1979), On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the earth's surface, Tectonophysics, 53(1), 27–57.
- Pollard, D. D., P. T. Delaney, W. A. Duffield, E. T. Endo, et A. T. Okamura (1983), Surface deformation in volcanic rift zones, Tectonophysics, 94(1-4), 541–584.
- Pomerol, C., M. Renard, et Y. Lagabrielle (2005), Eléments de géologie, Édition : 13e édition., Dunod, Paris.
- Pontbriand, C. W., S. A. Soule, R. A. Sohn, S. E. Humphris, C. Kunz, H. Singh, K. Nakamura, M. Jakobsson, et T. Shank (2012), Effusive and explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, 85° E, Geochem. Geophys. Geosystems, 13(10).
- Putirka, K. D., M. Perfit, F. J. Ryerson, et M. G. Jackson (2007), Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, et active vs. passive upwelling, Chem. Geol., 241(3), 177– 206.
- Qin, R., et W. R. Buck (2008), Why meter-wide dikes at oceanic spreading centers?, Earth Planet. Sci. Lett., 265(3-4), 466–474, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.044.
- Quick, J. E., et R. P. Denlinger (1993), Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 98(B8), 14015–14027.
- Rabinowicz, M., et A. Briais (2002), Temporal variations of the segmentation of slow to intermediate spreading mid-ocean ridges 2. A three-dimensional model in terms of lithosphere accretion and convection within the partially molten mantle beneath the ridge axis, J. Geophys. Res. Solid Earth, 107(B6), ECV 2–1, doi:10.1029/2001JB000343.
- Renard, V., R. Hekinian, J. Francheteau, R. D. Ballard, et H. Backer (1985), Submersible observations at the axis of the ultra-fast-spreading East Pacific Rise (17 30' to 21 30' S), Earth Planet. Sci. Lett., 75(4), 339–353.
- Reynolds, J. R., C. H. Langmuir, J. F. Bender, K. A. Kastens, et W. B. Ryan (1992), Spatial and temporal variability in the geochemistry of basalts from the East Pacific Rise, Nature, 359(6395), 493–499.
- Richardson, R. M. (1992), Ridge forces, absolute plate motions, et the intraplate stress field, J. Geophys. Res. Solid Earth, 97(B8), 11739–11748, doi:10.1029/91JB00475.
- Rochette, P., L. Jenatton, C. Dupuy, F. Boudier, et I. Reuber (1991), Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry, in Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, pp. 55–82, Springer.
- Roeder, P. L., et Rf. Emslie (1970), Olivine-liquid equilibrium, Contrib. Mineral. Petrol., 29(4), 275–289.
- Romano, R., et C. Sturiale (1982), The historical eruptions of Mt. Etna (volcanological data), Mem. Soc. Geol. Ital., 23, 75–97.
- Rossi, M. J., et A. Gudmundsson (1996), The morphology and formation of flow-lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., 72(3), 291–308.
- Rowland, S. K., et G. P. Walker (1990), Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure, Bull. Volcanol., 52(8), 615–628.
- Rowland, S. K., A. J. Harris, et H. Garbeil (2004), Effects of Martian conditions on numerically modeled, cooling-limited, channelized lava flows, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 109(E10).
- Rubin, A. M. (1990), A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii, Bull. Volcanol., 52(4), 302–319.
- Rubin, A. M. (1992), Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones, J. Geophys. Res., 97(B2), 1839–1858, doi:10.1029/91JB02170.
- Rubin, A. M., et D. D. Pollard (1988), Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar, Geol. Boulder, 16(5), 413–417, doi:10.1130/0091-7613(1988)016
- Russell, J. K., et J. Nicholls (1987), Early crystallization history of alkali olivine basalts, Diamond Craters, Oregon, Geochim. Cosmochim. Acta, 51(1), 143–154.
- Ryan, W. B. F. et al. (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis: Global Multiresolution Topography Synthesis, Geochem. Geophys. Geosystems, 10(3), doi:10.1029/2008GC002332.
- Saemundsson, K. (1991), Jardfr\a edi Kröflukerfisins, Náttúra Myvatns Hid Íslenska Náttúrufra Edifélag Reykjavík, 24–95.
- Sakimoto, S. E., et T. K. Gregg (2001), Channeled flow: Analytic solutions, laboratory experiments, and applications to lava flows, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 106(B5), 8629–8644.
- Salisbury, J. W., et D. M. D'Aria (1994), Emissivity of terrestrial materials in the 3–5 μm atmospheric window, Remote Sens. Environ., 47(3), 345–361.
- Sansone, F. (1990), Lava meets the sea: Honolulu, LavaVideo Prod., 27.
- Sauter, D., L. Parson, V. Mendel, C. Rommevaux-Jestin, O. Gomez, A. Briais, C. Mével, K. Tamaki, et F. S. Team, others (2002), TOBI sidescan sonar imagery of the very slow-spreading Southwest Indian Ridge: Evidence for along-axis magma distribution, Earth Planet. Sci. Lett., 199(1), 81–95.
- Scheirer, D. S., et K. C. Macdonald (1993), Variation in cross-sectional area of the axial ridge along the East Pacific Rise; evidence for the magmatic budget of a fast spreading center, J. Geophys. Res., 98(B5), 7871–7885, doi:10.1029/93JB00015.
- Schilling, J.-G. (1973), Iceland Mantle Plume; Geochemical Study of Reykjanes Ridge, Nat. Lond., 242(5400), 565–571.
- Schilling, J.-G., et H. Sigurdsson (1979), Thermal minima along the axis of the Mid-Atlantic Ridge, Nature 282, 370–375, doi:10.1038/282370a0
- Schlische, R. W., S. S. Young, R. V. Ackermann, et A. Gupta (1996), Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults, Geology, 24(8), 683–686.
- Schouten, H., K. D. Klitgord, et J. A. Whitehead (1985), Segmentation of mid-ocean ridges, Nature, 317, 225–229, doi:10.1038/317225a0.
- Schouten, H., M. A. Tivey, D. J. Fornari, et J. R. Cochran (1999), Central anomaly magnetization high: constraints on the volcanic construction and architecture of seismic layer 2A at a fast spreading mid-ocean ridge, the EPR at 9°30′–50′ N, Earth Planet. Sci. Lett., 169(1), 37–50.
- Schultz, R. A. (1996), Relative scale and the strength and deformability of rock masses, J. Struct.

Geol., 18(9), 1139–1149.

- Sclater, J. G., R. N. Anderson, et M. L. Bell (1971), Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific, J. Geophys. Res., 76(32), 7888–7915.
- Scott, D. H., et M. H. Carr (1978), Geologic map of Mars, Map 1-1083, US Geol Surv Rest. Va.
- Scott, D. R., et D. J. Stevenson (1989), A self-consistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978– 2012, 94(B3), 2973–2988.
- Searle, R. (1984), GLORIA survey of the East Pacific Rise near 3.5 S: Tectonic and volcanic characteristics of a fast spreading mid-ocean rise, Tectonophysics, 101(3), 319–344.
- Searle, R. (2013), Mid-Ocean Ridges, Cambridge University Press.
- Searle, R. C., et J. Escartin (2004), The rheology and morphology of oceanic lithosphere and ocean ridges, Ocean Ridges, 63–93.
- Searle, R. C., P. A. Cowie, N. C. Mitchell, S. Allerton, C. J. MacLeod, J. Escartin, S. M. Russell, P. A. Slootweg, et T. Tanaka (1998), Fault structure and detailed evolution of a slow spreading ridge segment: The Mid-Atlantic Ridge at 29°N, Earth Planet. Sci. Lett., 154(1), 167–183.
- Searle, R. C. et al. (2010), Structure and development of an axial volcanic ridge: Mid-Atlantic Ridge, 45 N, Earth Planet. Sci. Lett., 299(1), 228–241.
- Self, S., T. Thordarson, L. Keszthelyi, G. P. L. Walker, K. Hon, M. T. Murphy, P. Long, et S. Finnemore (1996), A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated Pahoehoe Lava Flow Fields, Geophys. Res. Lett., 23(19), 2689–2692, doi:10.1029/96GL02450.
- Self, S., T. Thordarson, et L. Keszthelyi (1997), Emplacement of continental flood basalt lava flows, Large Igneous Prov. Cont. Ocean. Planet. Flood Volcanism, 381–410.
- Self, S., L. Keszthelyi, et T. Thordarson (1998), The importance of pahoehoe, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 26(1), 81–110.
- Sempere, J.-C., et K. C. Macdonald (1986), Deep-tow studies of the overlapping spreading centers at 9°03'N on the East Pacific Rise, Tectonics, 5, 881–900.
- Sempéré, J.-C., G. M. Purdy, et H. Schouten (1990), Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N,
- Shah, A. K., et W. R. Buck (2006), The rise and fall of axial highs during ridge jumps, J. Geophys. Res. Solid Earth, 111(B8), doi:10.1029/2005JB003657.
- Shapiro, N. M., et M. H. Ritzwoller (2004), Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica, Earth Planet. Sci. Lett., 223(1), 213–224.
- Shaw, H. R. (1969), Rheology of basalt in the melting range, J. Petrol., 10(3), 510–535.
- Shaw, H. R., T. L. Wright, D. L. Peck, et R. Okamura (1968), The viscosity of basaltic magma; an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii, Am. J. Sci., 266(4), 225–264.
- Shaw, P. R., et J. Lin (1993), Causes and consequences of variations in faulting style at the Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 98(B12), 21839–21851.
- Shepard, M. K., B. A. Campbell, M. H. Bulmer, T. G. Farr, L. R. Gaddis, et J. J. Plaut (2001), The roughness of natural terrain: A planetary and remote sensing perspective, J. Geophys. Res.

Planets 1991-2012, 106(E12), 32777-32795.

- Sherrod, D. R., D. E. Champion, et J. P. McGeehin (2012), Age and duration of volcanic activity at Diamond Craters, southeastern Oregon, J. Volcanol. Geotherm. Res., 247, 108–114.
- Sheth, H. C. (2006), The emplacement of pahoehoe lavas on Kilauea and in the Deccan Traps, J. Earth Syst. Sci., 115(6), 615–629, doi:10.1007/s12040-006-0007-x.
- Shorttle, O., J. Maclennan, et S. M. Jones (2010), Control of the symmetry of plume-ridge interaction by spreading ridge geometry, Geochem. Geophys. Geosystems, 11(7), doi:10.1029/2009GC002986.
- Sigmarsson, O., M. Condomines, K. Grönvold, et T. Thordarson (1991), Extreme magma homogeneity in the 1783–84 Lakagigar eruption: Origin of a large volume of evolved basalt in Iceland, Geophys. Res. Lett., 18(12), 2229–2232.
- Sims, K. W. W. et al. (2003), Aberrant youth: Chemical and isotopic constraints on the origin of off axis lavas from the East Pacific Rise, 9°–10°N, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(10), 8621, doi:10.1029/2002GC000443.
- Singh, S. C., G. M. Kent, J. S. Collier, A. J. Harding, et J. A. Orcutt (1998), Melt to mush variations in crustal magma properties along the ridge crest at the southern East Pacific Rise, Nature, 394(6696), 874–878.
- Singh, S. C., J. S. Collier, A. J. Harding, G. M. Kent, et J. A. Orcutt (1999), Seismic evidence for a hydrothermal layer above the solid roof of the axial magma chamber at the southern East Pacific Rise, Geology, 27(3), 219–222, doi:10.1130/0091-7613(1999)027
- Singh, S. C., W. C. Crawford, H. Carton, T. Seher, V. Combier, M. Cannat, J. P. Canales, D. Düsünür, J. Escartin, et J. M. Miranda (2006), Discovery of a magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field, Nature, 442(7106), 1029–1032.
- Sinton, J., R. Detrick, J. P. Canales, G. Ito, et M. Behn (2003), Morphology and segmentation of the western Galápagos Spreading Center, 90.5°–98°W: Plume-ridge interaction at an intermediate spreading ridge, Geochem. Geophys. Geosystems, 4(12), doi:10.1029/2003GC000609.
- Sinton, J. M., et R. S. Detrick (1992), Mid-ocean ridge magma chambers, J. Geophys. Res., 97(B1), 197–216, doi:10.1029/91JB02508.
- Sinton, J. M., S. M. Smaglik, J. J. Mahoney, et K. C. Macdonald (1991), Magmatic processes at superfast spreading mid-ocean ridges: Glass compositional variations along the East Pacific Rise 13–23 S, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 96(B4), 6133–6155.
- Sloan, H. (1991), Temporal evolution of overlapping spreading centers at 16°20'N on the East Pacific Rise, Mar. Geol., 97(3–4), 315–324, doi:10.1016/0025-3227(91)90123-L.
- Small, C. (1995), Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean, J. Geophys. Res., 100(B9), 17, doi:10.1029/95JB01377.
- Small, C. (1998), Global systematics of mid-ocean ridge morphology, Faulting Magmat. –Ocean Ridges, 1–25.
- Smith, D. K., et J. R. Cann (1990), Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24–30 N,
- Smith, D. K., et J. R. Cann (1993), Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge, Nature, 365(6448), 707–715.
- Smith, D. K., et J. R. Cann (1999), Constructing the upper crust of the Mid-Atlantic Ridge: A

reinterpretation based on the Puna Ridge, Kilauea Volcano, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 104(B11), 25379–25399.

- Smith, D. K. et al. (1995), Mid-Atlantic Ridge volcanism from deep-towed side-scan sonar images, 25–29 N, J. Volcanol. Geotherm. Res., 67(4), 233–262.
- Sohn, R. A., S. C. Webb, et J. A. Hildebrand (2004), Fine-scale seismic structure of the shallow volcanic crust on the East Pacific Rise at 9 50' N, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 109(B12).
- Soliva, R., et A. Benedicto (2005), Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults, J. Struct. Geol., 27(2), 317–325.
- Soliva, R., R. A. Schultz, et A. Benedicto (2005), Three-dimensional displacement-length scaling and maximum dimension of normal faults in layered rocks, Geophys. Res. Lett., 32(16).
- Solomon, S. C., P. Y. Huang, et L. Meinke (1988), The seismic moment budget of slowly spreading ridges, Nature, 334(6177), 58–60.
- Soule, A., et K. Cashman (2003), Shear Rate Dependence of the Pahoehoe toAa Transition, in AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 1, p. L04.
- Soule, S. A., D. J. Fornari, M. R. Perfit, M. A. Tivey, W. I. Ridley, et H. Schouten (2005), Channelized lava flows at the East Pacific Rise crest, 9°-10°N; the importance of off-axis lava transport in developing the architecture of young oceanic crust, Geochem. Geophys. Geosystems - G Super 3, 6(8), doi:10.1029/2005GC000912.
- Soule, S. A., D. J. Fornari, M. R. Perfit, et K. H. Rubin (2007), New insights into mid-ocean ridge volcanic processes from the 2005–2006 eruption of the East Pacific Rise, 9°46'N–9°56'N, Geology, 35(12), 1079, doi:10.1130/G23924A.1.
- Soule, S. A., J. Escartin, et D. J. Fornari (2009), A record of eruption and intrusion at a fast spreading ridge axis; axial summit trough of the East Pacific Rise at 9-10°N, Geochem. Geophys. Geosystems G Super 3, 10(10), doi:10.1029/2008GC002354.
- Spera, F. J. (2000), Physical properties of magma, Encycl. Volcanoes, 171–190.
- Spera, F. J., A. Borgia, J. Strimple, et M. Feigenson (1988), Rheology of melts and magmatic suspensions: 1. Design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolitic magma, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 93(B9), 10273–10294.
- Spiess, F. N. et al. (1980), East Pacific Rise: Hot Sprin and Geophysical Experimer, Science, 207, 28. Spudis, P., et R. Greeley (1977), Volcanism In Cratered Uplands Of Mars Preliminary Viking View, in Transactions-American Geophysical Union, vol. 58, pp. 1182–1182, Amer. Geophysical Union, 2000 Florida Avenue, Washington, Dc 20009.
- Stasiuk, M. V., et C. Jaupart (1997), Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions, J. Volcanol. Geotherm. Res., 78(1), 31–50.
- Stasiuk, M. V., C. Jaupart, R. Stephen, et J. Sparks (1993), Influence of cooling on lava-flow dynamics, Geology, 21(4), 335–338, doi:10.1130/0091-7613(1993)021
- Stein, C. A., et S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, Nature, 359(6391), 123–129.
- Stolper, E. (1980), A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis, Contrib. Mineral. Petrol., 74(1), 13–27.
- Stout, M. Z., J. Nicholls, et M. A. Kuntz (1994), Petrological and Mineralogical Variations in 2500-

2000 yr B.P. Lava Flows, Craters of the Moon Lava Field, Idaho, J. Petrol., 35(6), 1681–1715, doi:10.1093/petrology/35.6.1681.

- Swanson, D. A., et R. T. Holcomb (1990), Lava Flows and Domes, Emplace. Hazard Implic. Ed Fink JH, 3–24.
- Swanson, D. A., W. A. Duffield, D. B. Jackson, et D. W. Peterson (1979), Chronological Narrative of the 1969-71 Mauna Ulu Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: Description of the Longest, Most Voluminous, and Most Varied Flank Eruption in Kilauea's Recorded History. Sykes, L. R. (1970), Earthquake swarms and sea-floor spreading, J. Geophys. Res., 75(32), 6598–6611.
- Teagle, D. A., B. Ildefonse, et P. Blum (2012), IODP Expedition 335: Deep Sampling in ODP Hole 1256D, Sci. Drill., (13), 28–34.
- Theilig, E., et R. Greeley (1986), Lava flows on Mars: Analysis of small surface features and comparisons with terrestrial analogs, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 91(B13), E193–E206.
- Thibaud, R., P. Gente, et M. Maia (1998a), A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N; constraints of the thermal structure, J. Geophys. Res., 103(B10), 24, doi:10.1029/97JB02934.
- Thibaud, R., P. Gente, et M. Maia (1998b), A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N: Constraints of the thermal structure, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 103(B10), 24223–24243.
- Thordarson, T., et A. Hoskuldsson (2002), Iceland: Classic Geology in Europe, Terra UK., 3, 200 pp.
- Thordarson, T., et S. Self (1993), The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783–1785, Bull. Volcanol., 55(4), 233–263.
- Thordarson, T., et S. Self (1996), Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA, J. Volcanol. Geotherm. Res., 74(1), 49–73.
- Tilling, R. I., R. L. Christiansen, W. A. Duffield, E. T. Endo, et R. T. Holcomb (1987), Volcanism in Hawaii, US Geol. Surv. Prof. Pap., 1(1350), 405.
- Tolstoy, M. et al. (2006), A Sea-Floor Spreading Event Captured by Seismometers, Science, 314(5807), 1920–1922, doi:10.1126/science.1133950.
- Toomey, D. R., G. M. Purdy, S. C. Solomon, et W. S. D. Wilcock (1990), The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N, Nature, 347, 639–645, doi:10.1038/347639a0.
- Toomey, D. R., S. C. Solomon, et G. M. Purdy (1994), Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9 30' N, J. Geophys. Res. Solid Earth, 99(B12), 24135–24157.
- Toomey, D. R., D. Jousselin, R. A. Dunn, W. S. D. Wilcock, et R. S. Detrick (2007), Skew of mantle upwelling beneath the East Pacific Rise governs segmentation, Nature, 446(7134), 409–414, doi:10.1038/nature05679.
- Toplis, M. J., et D. B. Dingwell (2004), Shear viscosities of CaO-Al2O3-SiO2 and MgO-Al2O3-SiO2 liquids: Implications for the structural role of aluminium and the degree of polymerisation of synthetic and natural aluminosilicate melts, Geochim. Cosmochim. Acta, 68(24), 5169–5188, doi:10.1016/j.gca.2004.05.041.
- Toplis, M. J., D. B. Dingwell, et T. Lenci (1997), Peraluminous viscosity maxima in Na2O-Al2O3-

SiO2 liquids: The role of triclusters in tectosilicate melts, Geochim. Cosmochim. Acta, 61(13), 2605–2612, doi:10.1016/S0016-7037(97)00126-9.

- Tréhu, A. M. (1975), Depth versus (age) ½ : A perspective on mid-ocean rises, Earth Planet. Sci. Lett., 27(2), 287–304.
- Tucholke, B. E., et J. Lin (1994), A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 99(B6), 11937–11958.
- Turcotte, D. L. (1992), Fractals, chaos, self-organized criticality and tectonics, Terra Nova, 4(1), 4–12.
- Turcotte, D. L., et G. Schubert (1982), Geodynamics: Applications of continuum mechanics to geological problems, N. Y.
- Turcotte, D. L., R. Shcherbakov, B. D. Malamud, et A. B. Kucinskas (2001), Analyses of Mars Topography, Gravity and Aroid: Implications for Tharsis and Hellas, in Lunar and Planetary Science Conference, vol. 32, p. 1006.
- Turner, S., C. Beier, Y. Niu, et C. Cook (2011), U-Th-Ra disequilibria and the extent of off-axis volcanism across the East Pacific Rise at 9°30'N, 10°30'N, and 11°20'N, Geochem. Geophys. Geosystems, 12(7), Q0AC12, doi:10.1029/2010GC003403.
- Vaucher, J. (2007), Processus géophysiques de surface des plaines de lave de la province volcanique de Cerberus, Mars, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Vaucher, J., D. Baratoux, M. J. Toplis, P. Pinet, N. Mangold, et K. Kurita (2009), The morphologies of volcanic landforms at Central Elysium Planitia: Evidence for recent and fluid lavas on Mars, Icarus, 200(1), 39–51, doi:10.1016/j.icarus.2008.11.005.
- Vera, E. E., et J. B. Diebold (1994), Seismic imaging of oceanic layer 2A between 9°30' N and 10°N on the East Pacific Rise from two-ship wide-aperture profiles, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 99(B2), 3031–3041.
- Vera, E. E., J. C. Mutter, P. Buhl, J. A. Orcutt, A. J. Harding, M. E. Kappus, R. S. Detrick, et T. M. Brocher (1990), The structure of 0-to 0.2-my-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 95(B10), 15529–15556.
- Vine, F. J., et D. H. Matthews (1963), Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges, Nature, 199, 947– 949, doi:10.1038/199947a0.
- Vogt, P. R. (1976), Plumes, subaxial pipe flow, et topography along the mid-oceanic ridge, Earth Planet. Sci. Lett., 29(2), 309–325.
- Walker, G. P. (1991), Structure, et origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii, Bull. Volcanol., 53(7), 546–558.
- Walker, G. P. L. (1971), Compound and simple lava flows and flood basalts, Bull. Volcanol., 35(3), 579–590.
- Walker, G. P. L. (2009), The endogenous growth of pahoehoe lava lobes and morphology of lava-rise edges, Stud. Volcanol. Leg. George Walk. Spec. Publ. IAVCEI No 2 Geol Soc, 17–32.
- Walker, G. P. L., A. T. Huntingdon, A. T. Sanders, et J. L. Dinsdale (1973), Lengths of lava flows [and discussion], Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci., 274(1238), 107–118.
- Wang, X., et J. R. Cochran (1993), Gravity anomalies, isostasy, and mantle flow at the East Pacific Rise crest, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 98(B11), 19505–19531.

- Wang, X., J. R. Cochran, et G. A. Barth (1996), Gravity anomalies, crustal thickness, and the pattern of mantle flow at the fast spreading East Pacific Rise, 9°-10°N; evidence for three-dimensional upwelling, J. Geophys. Res., 101(B8), 17, doi:10.1029/96JB00194.
- Warner, N. H., et T. K. Gregg (2003), Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 108(E10).
- Weiland, C. M., et K. C. Macdonald (1996), Geophysical study of the East Pacific Rise 15°N-17°N; an unusually robust segment, J. Geophys. Res., 101(B9), 20, doi:10.1029/96JB01756.
- Weissel, J. K., et D. E. Hayes (1974), The Australian-Antarctic Discordance: New results and implications, J. Geophys. Res., 79(17), 2579–2587.
- Wentworth, C. K., et G. A. Macdonald (1953), Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii, U. S. Govt. Print. Off., 994, 98 pp.
- White, S. M., K. C. Macdonald, et R. M. Haymon (2000), Basaltic lava domes, lava lakes, and volcanic segmentation on the southern East Pacific Rise, J. Geophys. Res., 105(B10), 23, doi:10.1029/2000JB900248.
- White, S. M., R. M. Haymon, D. J. Fornari, M. R. Perfit, et K. C. Macdonald (2002), Correlation between volcanic and tectonic segmentation of fast-spreading ridges; evidence from volcanic structures and laval flow morphology on the East Pacific Rise at 9°-10°N, J. Geophys. Res., 107(B8), doi:10.1029/2001JB000571.
- Wiens, D. A., et S. Stein (1983), Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 88(B8), 6455–6468.
- Wiens, D. A., et S. Stein (1984), Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 89(B13), 11442–11464.
- Wilkens, R. H., G. J. Fryer, et J. Karsten (1991), Evolution of porosity and seismic structure of upper oceanic crust: Importance of aspect ratios, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 96(B11), 17981–17995.
- Williams, C. M., M. A. Tivey, H. Schouten, et D. J. Fornari (2008), Central anomaly magnetization high documentation of crustal accretion along the East Pacific Rise (9°55'-9°25' N), Geochem. Geophys. Geosystems, 9(4).
- Wilson, L., et J. W. Head (1983), A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, lo and Venus, Nat. Lond., 302, 663–669.
- Wilson, L., et J. W. Head (1994), Mars: Review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms, Rev. Geophys., 32(3), 221–263.
- Wilson, L., E. D. Scott, et J. W. Head (2001), Evidence for episodicity in the magma supply to the large Tharsis volcanoes, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 106(E1), 1423–1433.
- Wilson, L., A. S. Bargery, et D. Burr (2009), Dynamics of fluid flow in Martian outflow channels, in EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 11, p. 7122.
- Wilson, M. F., B. O'Connell, C. Brown, J. C. Guinan, et A. J. Grehan (2007), Multiscale terrain analysis of multibeam bathymetry data for habitat mapping on the continental slope, Mar. Geod., 30(1-2), 3–35.
- Wood, C. A., et J. Kienle (1992), Volcanoes of North America: United States and Canada, Cambridge University Press.
- Wright, D. J., R. M. Haymon, et K. C. MacDonald (1995a), Breaking new ground: Estimates of crack

depth along the axial zone of the East Pacific Rise (9 12'-54' N), Earth Planet. Sci. Lett., 134(3), 441-457.

- Wright, D. J., R. M. Haymon, and D. J. Fornari (1995b), Crustal fissuring and its relationship to magmatic and hydrothermal processes on the East Pacific Rise crest (9°12' to 54'N), J. Geophys. Res., 100(B4), 6097–6120, doi:10.1029/94JB02876.
- Wright, T. J., C. Ebinger, J. Biggs, A. Ayele, G. Yirgu, D. Keir, and A. Stork (2006), Magmamaintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode, Nature, 442(7100), 291–294.
- Xu, M., J. P. Canales, B. E. Tucholke, et D. L. DuBois (2009), Heterogeneous seismic velocity structure of the upper lithosphere at Kane oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge, Geochem. Geophys. Geosystems, 10(10).
- Yeo, I., R. C. Searle, K. L. Achenbach, T. P. Le Bas, and B. J. Murton (2012), Eruptive hummocks: Building blocks of the upper ocean crust, Geology, 40(1), 91–94.
- Yeo, I. A., D. A. Clague, J. F. Martin, J. B. Paduan, and D. W. Caress (2013), Preeruptive flow focussing in dikes feeding historical pillow ridges on the Juan de Fuca and Gorda Ridges, Geochem. Geophys. Geosystems, doi:10.1002/ggge.20210.
- Zimbelman, J. R. (1985a), Estimates of rheologic properties for flows on the Martian volcano Ascraeus Mons, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 90(S01), 157–162.
- Zimbelman, J. R. (1985b), Estimates of rheologic properties for six martian lava flows, in Lunar and Planetary Science Conference, vol. 16, pp. 932–933.
- Zimbelman, J. R., and T. K. Gregg (2000), Environmental effects on volcanic eruptions: from deep oceans to deep space, Springer Science & Business Media.
- Zuber, M. T. et al. (2000), Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity, Science, 287(5459), 1788–1793.

ANNEXES

Annexe I.

Tableaux de géochimie et localisation des échantillons

Nom	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	К2О	P2O5	Total	Morphologie des laves
10PUB13-05	50,7	1,55	15,3	10	0,184	7,49	11,8	3	0,23	0,154	100,4	lobée
10PUB13-07	50,3	1,81	14,2	11,2	0,2	6,5	10,8	3	0,29	0,35	100	lobée
10PUB14-03	50,5	1,84	14,1	11,4	0,21	6,5	10,8	3	0,27	0,2	100	lobée
10PUB14-04	50	1,5	14,6	9,8	0,16	7,3	11,6	2,8	0,24	0,31	99,4	lobée
10PUB14-06	50,1	1,81	14,2	11,1	0,2	6,6	11,1	3	0,29	0,37	99,9	lobée
10PUB16-10	51,5	1,29	16,2	9	0,15	7,9	9,7	3	0,13	0,13	100	lobée
10PUB16-11	50,5	1,83	14,3	11,3	0,2	6,5	10,8	3,1	0,3	0,25	100,3	lobée
10PUB17-07	50,3	1,79	14,2	11,2	0,2	6,6	10,6	3	0,28	0,24	99,8	lobée
10PUB17-08	50,3	1,8	14,4	11,1	0,2	6,6	10,7	3	0,29	0,25	99,8	lobée
10PUB18-08	50,8	1,68	14,8	11	0,2	7	11,1	2,9	0,25	0,18	101,2	lobée
10PUB19-02	51,6	1,28	16,4	8,9	0,15	8	9,8	3	0,1	0,11	100,3	lobée
10PUB19-10	50,8	1,81	14,3	11,3	0,2	6,6	10,6	3	0,26	0,19	100,4	lobée
10PUB20-02	50,7	1,79	14,1	11,1	0,2	6,5	10,9	3	0,29	0,36	100,3	lobée
10PUB20-03	50,5	1,53	15	9,9	0,18	7,4	11,4	2,9	0,24	0,21	100,4	lobée
10PUB20-04	50,9	1,63	14,7	10	0,18	7	10,8	3	0,24	0,21	99,8	lobée
10PUB20-07	51	1,57	14,7	10	0,18	7,1	11,1	2,9	0,24	0,3	100,1	lobée
10PUB20-09	50,6	1,8	14	11,3	0,2	6,5	10,8	3	0,29	0,34	100,1	lobée
10PUB20-12	50	1,81	14,3	11	0,2	6,5	10,4	3,1	0,29	0,25	99	lobée
10PUB21-02	50,5	1,82	14,2	11,4	0,21	6,5	10,7	3	0,29	0,36	100,2	lobée
10PUB21-04	50,8	1,83	14,2	11,4	0,21	6,6	10,9	3	0,29	0,36	100,8	lobée
10PUB21-05	51	1,81	14,3	11,5	0,21	6,7	11	3	0,28	0,2	101,3	lobée
10PUB22-04	51,2	1,45	15,5	9,9	0,17	7,5	10,5	2,9	0,18	0,24	100,7	lobée
10PUB22-05	51,3	1,78	14,2	11,4	0,21	6,7	11,2	2,9	0,28	0,33	101,6	lobée
10PUB22-08	51,8	1,26	16,4	9	0,15	8,1	9,9	3	0,12	0,18	100,9	lobée
10PUB22-09	50,9	1,46	15,5	9,9	0,17	7,4	10,2	3	0,19	0,18	100,1	lobée
10PUB22-10	51	1,56	15,2	10,3	0,18	7	10,4	3	0,21	0,19	100,2	lobée
10PUB22-13	51,4	1,28	16,3	8,9	0,15	7,8	9,7	3	0,13	0,13	99,8	lobée
10PUB23-10	50,5	1,85	14,2	11,4	0,21	6,5	10,7	3,1	0,3	0,25	100,2	lobée
10PUB24-03	50,9	1,68	15,2	11	0,19	7	10,4	3,2	0,27	0,18	101,3	lobée
10PUB24-05	50,3	1,61	15,2	10,3	0,18	7,4	10,7	2,9	0,22	0,17	100,1	lobée
10PUB24-07	50,2	1,76	14,3	11	0,2	6,6	10,8	2,9	0,26	0,18	99,6	lobée
10PUB24-08	50,2	1,77	14,4	10,9	0,19	6,7	10,6	3	0,26	0,18	99,5	lobée
10PUB06-01	50	1,34	15,9	9,3	0,171	8,12	11,5	2,71	0,19	0,143	99,4	nappe-drapée
10PUB08-09	51,3	1,78	14,5	10,8	0,199	6,78	11,1	3,09	0,268	0,188	100	nappe-drapée
10PUB11-07	51	1,73	14,7	10,6	0,199	6,85	11,3	3,06	0,355	0,198	100	nappe-drapée
10PUB13-04	51,4	1,55	15,4	10	0,189	7,52	11,8	3	0,236	0,155	101,2	nappe-drapée
10PUB14-07	50,3	1,81	14,2	11,3	0,2	6,6	10,9	3	0,29	0,35	100,4	nappe-drapée
10PUB15-01	50,7	1,8	14,3	11,5	0,21	6,7	11,1	3	0,27	0,19	101	nappe-drapée
10PUB15-04	50,5	1,76	14,2	11,4	0,21	6,7	11	2,9	0,28	0,34	100,5	nappe-drapée
10PUB16-03	51	1,33	16	9,2	0,15	7,7	10	3	0,15	0,15	99,7	nappe-drapée
10PUB17-10	50,6	1,7	14,6	11,2	0,2	6,9	10,7	3	0,26	0,23	100,6	nappe-drapée
10PUB18-05	51,6	1,85	14,6	11,7	0,21	6,7	11,1	3,1	0,28	0,2	102,7	nappe-drapée
10PUB19-06	50,8	1,7	14,7	10,9	0,2	6,9	10,9	2,9	0,24	0,17	100,6	nappe-drapée
10PUB24-09	51,2	1,48	15,9	9,5	0,16	7,9	10,3	2,9	0,18	0,14	100,7	nappe-drapée
10PUB19-03	50,7	1,8	14,2	11,4	0,21	6,7	11	3	0,28	0,19	100,6	nappe-inflation
10PUB19-07	50,6	1,71	14,8	11,1	0,2	6,8	10,9	3	0,25	0,18	100,7	nappe-inflation
10PUB19-09	50,4	1,71	14,7	10,9	0,2	6,8	10,7	3	0,26	0,24	100,1	nappe-inflation
10PUB19-11	50,6	1,83	14,4	11,3	0,2	6,5	10,5	3	0,28	0,19	100,1	nappe-inflation
10PUB19-12	50.3	1.69	14.3	10.9	0.2	6.8	10.6	2.9	0.24	0.17	99.4	nappe-inflation

Annexe I-1 : Tableau des compositions des laves en éléments majeurs en fonction du faciès volcanique (1/2). Les compositions chimiques sont issues des travaux de thèse de Mougel [2013].

Nom	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	К2О	P2O5	Total	Morphologie des laves
10PUB02-01	50,7	1,89	14	11,3	0,207	6,37	10,4	3,08	0,257	0,196	98,4	pillow
10PUB02-04	50,7	1,69	14,5	10,7	0,196	6,82	11,1	3,04	0,222	0,174	99,1	pillow
10PUB02-07	51,3	3,05	12,2	14,9	0,262	3,59	7,4	3,64	0,629	0,52	97,5	pillow
10PUB03-01	50,9	1,47	15,3	9,9	0,176	7,43	11,2	2,86	0,185	0,157	99,5	pillow
10PUB03-03	50,3	1,48	15,3	9,9	0,181	7,79	11,4	2,77	0,2	0,154	99,5	pillow
10PUB03-05	50,2	1,47	15,2	9,9	0,179	7,68	11,5	2,74	0,199	0,159	99,1	pillow
10PUB08-01	50,2	1,63	17	8,8	0,161	7,8	11,3	2,98	0,554	0,232	100,7	pillow
10PUB08-02	49,7	1,63	17,2	8,8	0,163	7,91	11,3	3,02	0,557	0,234	100,6	pillow
10PUB08-03	50,5	0,88	16	8,5	0,158	9,34	13,2	2,24	0,048	0,077	101	pillow
10PUB08-04	50,5	0,88	16,1	8,4	0,159	9,32	13,1	2,26	0,051	0,073	100,7	pillow
10PUB08-07	52,4	1,16	14,6	10,1	0,189	7,62	11,8	2,64	0,073	0,098	100,6	pillow
10PUB09-03	50,4	1,44	15,1	9,8	0,178	7,39	11,5	2,92	0,228	0,155	99	pillow
10PUB09-04	50,4	1,44	15,3	9,9	0,161	7,54	11,7	2,88	0,223	0,154	99,7	pillow
10PUB09-06	50,2	1,43	15,3	9,9	0,18	7,49	12	2,85	0,221	0,152	99,6	pillow
10PUB09-08	50,7	1,53	14,8	10,1	0,182	7,12	11,6	2,96	0,233	0,163	99,3	pillow
10PUB09-10	50,2	1,52	15,4	9,9	0,181	7,54	11,9	2,95	0,208	0,162	99,8	pillow
10PUB09-11	50,9	1,55	15,6	10	0,183	7,56	11,9	3,04	0,23	0,156	101,2	pillow
10PUB11-01	51,1	1,62	14,8	10,2	0,19	6,97	11,7	2,99	0,249	0,162	100	pillow
10PUB11-02	51,6	1,45	14,9	10	0,186	7,34	12,1	2,87	0,233	0,147	100,8	pillow
10PUB11-03	51,5	1,81	14,2	11,6	0,213	6,4	11	3,2	0,296	0,191	100,4	pillow
10PUB11-06	51,4	1,6	14,6	10,8	0,198	6,97	11,6	2,96	0,235	0,161	100,6	pillow
10PUB13-01	51,3	1,53	15,3	9,9	0,182	7,54	11,6	2,97	0,227	0,154	100,7	pillow
10PUB13-02	50,9	1,54	15,5	9,9	0,183	7,5	11,9	3	0,227	0,153	100,8	pillow
10PUB13-03	50,8	1,55	15,4	9,9	0,184	7,54	11,8	3,05	0,231	0,155	100,7	pillow
10PUB13-06	51,4	1,49	15,3	10,3	0,187	7,67	11,8	2,74	0,221	0,152	101,2	pillow
10PUB14-01	51,2	1,46	15,4	10	0,18	7,7	11,5	2,8	0,21	0,15	101,7	pillow
10PUB14-02	50,9	1,83	14,3	11,3	0,2	6,6	10,8	3	0,28	0,19	100,6	pillow
10PUB14-05	50,6	1,57	15	10,2	0,18	7,2	11	2,9	0,22	0,17	100,1	pillow
10PUB15-05	51,2	1,32	15,8	9,6	0,17	8,2	11,2	2,7	0,16	0,12	101,6	pillow
10PUB15-07	50,9	1,38	16,2	9,6	0,18	8,2	12,2	2,7	0,23	0,15	102,7	pillow
10PUB15-08	51	1,33	16	9,5	0,17	8,2	11,4	2,8	0,18	0,13	101,7	pillow
10PUB15-09	50,9	1,59	15	10,9	0,2	7,3	11,2	2,9	0,24	0,17	101,6	pillow
10PUB16-04	50,5	1,28	16,3	9	0,15	7,8	9,6	3	0,15	0,13	99	pillow
10PUB16-05	51,1	1,26	16,4	8,8	0,14	7,9	9,7	3	0,12	0,13	99,5	pillow
10PUB17-02	51,4	1,82	14,4	11,5	0,21	6,7	11	3	0,27	0,2	101,9	pillow
10PUB21-07	50,6	1,81	14,2	11,4	0,21	6,6	11	3	0,28	0,19	100,5	pillow
10PUB21-10	50,7	1,79	14,3	11,4	0,2	6,7	11	3	0,28	0,2	100,8	pillow
10PUB21-11	51	1,65	14,9	10,6	0,19	7,2	11,1	2,9	0,25	0,18	101	pillow
10PUB21-12	51	1,58	15	10,4	0,18	7,1	11	2,8	0,22	0,16	100,6	pillow
10PUB22-07	50,6	1,25	16	9,2	0,16	8,1	10,8	2,7	0,16	0,22	100,1	pillow
10PUB23-09	49,8	1,37	15,7	9,1	0,17	7,9	11,2	2,8	0,24	0,28	99,7	pillow
10PUB24-02	49,8	1,46	15	9,7	0,18	7,7	11,9	2,8	0,24	0,31	100,1	pillow
10PUB24-10	50,3	1,81	14,2	11,2	0,2	6,5	10,6	3	0,27	0,19	99,5	pillow

Annexe I- 2 : Tableau des compositions des laves en éléments majeurs en fonction du faciès volcanique (2/2). Les compositions chimiques sont issues des travaux de thèse de Mougel [2013].



Annexe I- 3Carte micro-bathymétrique localisant les échantillons du profil axial et les sept zooms (C1 à C7 représenté sur les annexes I-5 I-10) sur lesquels sont précisés la position et le nom des échantillons. Issue de Mougel [2013].



Annexe I-4 : Zoom C1 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I-5: Zoom C2 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I- 6: Zoom C3 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I-7: Zoom C4 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I- 8: Zoom C5 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I- 9: Zoom C6 de la carte micro-bathymétrique. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I- 10:Zoom C7 de la carte microbathymétrique, 1m de résolution. Isocontours 4m. Issue de Mougel [2013].



Annexe I- 11: Carte bathymétrique à 40m de résolution localisant les échantillons du profil transversal. issue de Mougel [2013].

Annexe II.

Etude de la rhéologie des laves martiennes : cas des coulées de la plaine Centrale d'ElysiumPlanitia

1. Nature et rhéologie des laves martiennes

La composition des laves martiennes n'est pas aussi facile d'accès que celle des laves terrestres. Elle a été estimée par de nombreuses approches. 1/ La densité moyenne de Mars a permis d'estimer que le manteau martien a une composition basique à ultrabasique, enrichie en fer [*McGetchin et Smith*, 1978; *Goettel*, 1981]. 2/ Les données de télédétection et les analyses en laboratoire révèlent l'existence d'unités d'albédo contrastées [*Soderblom et al.*, 1978; *Arvidson et al.*, 1982] interprétées comme des basaltes marqués par plusieurs degrés d'oxydation [e.g., *Adams et McCord*, 1969; *Arvidson et al.*, 1982; *McCord et al.*, 1982]. Cela a été confirmé par les analyses spectroscopiques [e.g., *Bandfield et al.*, 2000; *Bibring et al.*, 2005].3/ Les analyses chimiques des sols ont montré que les roches martiennes sont des parents des roches de compositions basaltiques [*Clark et al.*, 1982]. 4/ La morphologie des coulées sur les volcans boucliers, et l'interprétation des propriétés rhéologiques des laves suggèrent que les seuils de contrainte et les viscosités correspondent aux basaltes mafiques[*Hulme*, 1976; *Moore et al.*, 1978; *Cattermole*, 1987] et aux andésites basaltiques [*Zimbelman*, 1985a, 1985b]. 5/ Les météorites SNC (Shergottites, Nakhlites et Chassignites), interprétées comme étant des roches martiennes [e.g., *Wood et Ashwal*, 1981], présentent des compositions similaires aux roches basaltiques, ultra-mafiques et komatitiques terrestres [e.g., *Baird et Clark*, 1981].

Ces études antérieures [*Zuber et al.*, 2000; *Turcotte et al.*, 2001; *McKenzie et al.*, 2002; *McSween*, 2002], suggèrent que la densité du manteau martien est de 3300 kg/m³, celle de la croute de 2900 kg/m³, et celle des laves de 2600 kg/m³. La gravité martienne serait d'environ 3,73 m/s , avec une température moyenne de -50°C et une pression moyenne de 750 Pa à la surface. Les laves martiennes consisteraient en des laves basiques à ultrabasiques, enrichies en fer (~18% de la concentration en roche total) [e.g., *Adams et McCord*, 1969; *Arvidson et al.*, 1982]. Cette forte concentration en FeO, 2 à 3 fois plus importante que celle des basaltes terrestres [e.g., *Wilson et Head*, 1994], serait à l'origine d'une viscosité relativement faible qui expliquerait la longueur des coulées martiennes qui sont 6 fois plus longues que celles observées sur Terre [*Vaucher*, 2007].

2. Données et méthodes

2.1. La plaine Centrale d'ElysiumPlanitia

La plaine Centrale d'ElysiumPlanitia (CEP) (Annexe II-1), anciennement appelée plaine de Cerberus, est située au Sud de Elysium Mons, et s'étend de 150°E à 180°E et de 2°S à 12°N [*Vaucher et al.*, 2009]. C'est une région relativement lisse, subhorizontale, avec une pente régionale de l'ordre de 0,01° (ex. 200 m de dénivelé vertical en 920 km [*Plescia*, 2003]). Elle correspond à la plus jeune province volcanique de Mars[e.g., *Tanaka*, 1986; *Greeley et Guest*, 1987; *Plescia*, 2003; *Vaucher et al.*, 2009]. A partir du nombre de cratères d'impact (~15000), *Vaucher et al.* [2009] suggèrent que certaines des structures volcaniques seraient extrêmement récentes (~2 Ma) et que l'activité volcanique se serait produite durant au moins 250 Ma.



Annexe II-1 : Cartes de localisation des zones d'étude dans la plaine Centrale d'Elysium Planitia A/ Vue topographique de Mars réalisée à partir de données MOLA (Mars Orbiter Lazer Altimeter). La carte B est localisée par un encadré rouge. Issue de http://svs.gsfc.nasa.gov ;B/ Image thermique à 100 m de résolution de la plaine Centrale d'Elysium Planitia. L'image est acquise de jour par la caméra THEMIS (THermal EMission Imaging System), fixée sur le satellite Mars Odyssey. Les deux zones d'étude sont localisées par des encadrés jaunes. Issue de http://jmars.mars.asu.edu/.

La plaine CEP est caractérisée par la présence de deux types de sources : 1/ des sources ponctuelles à l'origine de volcans boucliers de faibles amplitudes (au maximum 100 m de haut pour 100 km de diamètre), souvent formés par l'accumulation de laves de forte viscosité et/ou de faible taux d'extrusion [*Plescia*, 2003; *Sakimoto et Gregg*, 2004], et marqués par des cratères sommitaux bien localisés et des coulées étroites et courtes sur leurs flancs [e.g., *Scott et Tanaka*, 1986; *Greeley*, 1987; *Plescia*, 1990, 2003; *Vaucher et al.*, 2005, 2009; *Baratoux et al.*, 2009] et 2/ des fissures éruptives linéaires, à l'origine de coulées plus étendues [e.g., *Berman et Hartmann*, 2002; *Plescia*, 2003; *Lanagan*, 2004; *Vaucher et al.*, 2009]. Ces coulées atteignent généralement une épaisseur de 20 à 50 m au niveau de leur front [*Berman et Hartmann*, 2002; *Lanagan*, 2004; *Vaucher*, 2007]. Ce sont ces coulées, mises en place au niveau du système de fractures de la plaine CEP que nous cherchons à modéliser.

Le système de fractures nommé « Cerberus Fossae », est orienté N100-N110°E et s'étend entre 6,2°N/175°E et 12°N/154°E [*Plescia*, 2003] sur une distance excédant 1200 km au travers de la plaine CEP. Il est constitué d'une série de fractures linéaires et grabens en échelon disposés en deux segments subparallèles nommés : Northern Cerberus Fossae (NCF) et Southern Cerberus Fossae (SCF) (Annexe II-1).

L'origine de ces fractures et grabens est encore débattue. *Vetterlein et Roberts* [2010], suggèrent qu'ils correspondraient à des failles de dilatation [*Mège et al.*, 2003; *Ferrill et al.*, 2004] qui se seraient développées par glissement progressif durant plusieurs millions d'années. Cependant, la plupart des auteurs

considèrent que ces grabens seraient l'expression en surface de l'intrusion de dykes, à l'origine de sortie de laves et d'eau à la surface dans les derniers millions d'années de l'histoire de Mars [e.g., *Tanaka et al.*, 1992; *Scott et Chapman*, 1995; *McEwen et Malin*, 1998; *Keszthelyi et al.*, 2000; *Head et al.*, 2003; *Plescia*, 2003]. En outre, sur Terre, des systèmes de fractures similaires sont connus pour être des lieux de remontée magmatique [e.g., *Pinter*, 1995; *Conway et al.*, 1997; *Burr et al.*, 2002a]

L'association de l'activité magmatique et fluviatile sur une courte échelle de temps et d'espace suggère que les dykes pourraient servir de connexion entre la surface et des aquifères profonds, via la fusion ou la fracturation de la cryosphère [*McKenzie et Nimmo*, 1999; *Gaidos*, 2001]. *Head et al.* [2003] proposent que l'intrusion d'un dyke en sub-surface induit une fracturation de la cryosphère saturée en eau qui constitue la partie supérieure de la croûte des plaines CEP [*Clifford*, 1993] (Annexe II-2). Cette intrusion entrainerait la remontée et la mise en place du magma à la surface. Les fissures à l'aplomb du dyke permettraient la remontée de l'eau sous pression confinée sous la cryosphère. L'intrusion du dyke dans la cryosphère serait également responsable de la fusion de la glace entrainant : 1/ le drainage des matériaux adjacents au dyke, 2/l'effondrement du plancher à l'aplomb de la zone de fusion, et 3/ la formation de fossé irrégulier et la modification de la morphologie d'origine du graben et des coulées à proximité de leur source. D'après *Head et al.* [2003], ces évènements peuvent se produire durant une intrusion et une éruption unique, ou durant des périodes d'intrusions multiples comme il a souvent été observé sur Terre [e.g., *Rubin*, 1992].

D'autres modèles suggèrent que la mise en place de laves à la surface a lieu après l'échappement d'eau. Par exemple, dans la région d'Athabasca Valles, l'intrusion de dykes, aurait conduit à la fusion de la



Annexe II-2: Modèle théorique de mise en place d'eau et de laves à la surface de Mars, en raison de l'intrusion d'un dyke. A/ La cryosphère est fracturée lors de la mise en place du dyke. L'eau sous pression remonte vers la surface à travers une fissure formée à l'aplomb du dyke, et s'écoule le long de la pente. B/ Eruption de lave sur le plancher. C/ La fusion de la cryosphère adjacente au dyke conduit à la subsidence et à l'effondrement de la région située à l'aplomb du dyke et parfois à l'exposition du sommet du dyke. Issue de Head et al. [2003]. glace en sub-surface et à l'écoulement d'une importante quantité d'eau formant des chenaux fluviatiles [*Keszthelyi et al.*, 2007]. Ces chenaux auraient par la suite été recouverts par des laves de relativement faible viscosité issues de Cerberus Fossae [*Jaeger et al.*, 2007].

Enfin, *Plescia* [2003] note qu'en raison des volumes d'eau et de lave émis, si ces fluides se sont mis en place au même moment à partir du même conduit, des dépôts pyroclastiques importants seraient à prévoir, notamment à proximité des zones sources. Ainsi, *Plescia* [2003] propose deux modèles simples expliquant la remontée de l'eau sans association avec des éruptions volcaniques. Soit 1/ l'eau sous pression des aquifères souterrains serait simplement libérée par la fracturation de l'encaissant durant un évènement géologique unique, soit 2/ la pression croissante dans l'aquifère conduirait la remontée de l'eau à travers des zones de faiblesse préexistantes (ie. grabens) sans structuration tectonique associée. Dans les deux modèles, l'eau s'écoulerait jusqu'à la vidange de l'aquifère, ou sa fermeture pour re-congélation. Ces évènements uniques dans le temps éliminent la nécessité de recharger l'aquifère et le postulat nécessitant des réchauffements et fusions répétés de l'aquifère pour produire de l'eau.

2.2. Les Modèles Numériques de Terrain

L'étude des dimensions et des paramètres rhéologiques des coulées martiennes est basée sur l'analyse d'images CTX et HIRISE. La caméra CTX est située à bord de Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), et acquière des images de Mars en échelle de gris à une résolution de 5,95 m/pixel. Chaque image couvre une surface de 9,39 km . La caméra HIRISE également située à bord de MRO, acquière des images à une résolution de 0,25 m/pixel. Les images CTX et HIRISE permettent une bonne compréhension de l'histoire tectonique, volcanique et fluviale de Mars en raison du détail qu'elles apportent. Ces images ont, en effet, une résolution suffisante pour identifier la source et les fronts des coulées et délimiter les contacts entre différentes coulées. Elles permettent également d'identifier des traces de chenaux à la surface des coulées, apportant ainsi des indications sur les directions d'écoulement. Enfin, elles permettent d'étudier les relations entre les coulées de laves, les écoulements d'eau et les fractures [e.g., *Jaeger et al.*, 2007].

Nous avons sélectionné deux régions de la plaine CEP. Elles sont localisées là où 1/ les coulées, associées à des fissures éruptives, ont des fronts bien marqués, et peuvent être cartographiées en détail et 2/ des couples d'images CTX viables permettent de réaliser des Modèles Numériques de Terrain (MNT) de haute résolution (résolution 20 m) afin d'étudier la géométrie 3D des coulées. Au total, trois couples d'images ont été retenus (Annexe II-3). Les MNTs ont été réalisés par Pascal Allemand de l'Université de Lyon.

Zone 1	P06_003320_1876_XI_07N192W	P17_007513_1885_XI_08N191W
Zone 2 coulée A	P04_002516_1899_XN_09N203W	B01_009847_1902_XN_10N203W
Zone 2 coulée B	P03_002226_1895_XI_09N203W	P06_003294_1895_XI_09N203W

Annexe II-3 : Couples d'images CTX retenues pour la réalisation des MNT. Les images sont issues du site http://global-data.mars.asu.edu.

2.3. Dimensions des coulées

Les coulées analysées lors de cette étude sont typiques des coulées issues de sources fissurales et sont composées de différents lobes superposés similaires aux coulées de laves lobées mises en place de part et d'autre d'un graben axial par exemple. Elles couvrent des surfaces d'environ 1,6 km pour les plus petites coulées à environ 750 km pour les plus étendues. Les fronts des coulées en forme de lobe, sont hauts de 10 à 20 m.

2.3.1. Zone 1 : Est de la NFC

La zone 1 est localisée sur la partie Est de NCF (Annexe II-4). Le plancher est couvert par une coulée dont la source se situe au niveau d'un graben aux bords abrupts, de 48 à 150 mètres de large et d'environ 13 km de long. La coulée s'est écoulée vers le Nord et le Sud du graben sur des distances d'environ 15 et 8 km, respectivement. Elle atteint une épaisseur de 15 à 20 m à son front (Annexe II-5). Cette coulée a une surface d'environ 409 km², soit un volume d'environ 8,18 km³. Ce vo&lume est dérivé du produit entre la surface de la coulée et son épaisseur au front. En bordure du graben éruptif, la coulée est marquée par des zones



Annexe II-4 : Carte structurale de la zone 1 superposé à une image CTX. Les fronts des coulées sont indiqués par un trait noir. Les chenaux et rides sont soulignés de traits fins noirs.

effondrées, aux bords abrupts, atteignant 5 à 10 m de profondeur (Annexe II-6-B). Ces régions effondrées peuvent être à la fois dues au retrait des laves dans la fissure éruptive ou au drainage de la lave vers les pentes les plus basses, comme observées dans les coulées de laves lobées à l'axe des dorsales par exemple, et à de l'érosion induite par l'échappement d'eau via le graben source.

La coulée apparait relativement lisse à l'échelle du kilomètre, mais dans le détail, elle est constituée de plusieurs lobes, caractérisés par une surface bosselée. Sur une distance de 8 km de part et d'autre du graben éruptif, la coulée est parcourue par des chenaux de laves qui indiquent la direction de mise en place des laves. Au-delà de 8 km, la partie Nord de la coulée est marquée par des rides de plusieurs kilomètres de long, parallèles à la direction de l'écoulement. Ces rides sont interprétées par *Keszthelyi et al.* [2004] comme des structures formées lors du déplacement de la lave au-delà d'un obstacle fixe. Des structures similaires, d'environ 10m de haut et quelques centaines de mètres de long ont été observées sur des coulées martiennes de dimensions similaires [e.g., *Keszthelyi et al.*, 2000, 2004].

Cette coulée est recoupée plus au Nord par un deuxième graben subparallèle au graben éruptif et également associé à la NCF. Les chenaux et fronts des lobes continus de part et d'autre de ce deuxième graben et l'absence de structures d'effondrement et de traces d'érosion suggère que ce second graben n'est pas à l'origine de sorties de fluides (eau ou lave) à cet endroit. La relation entre le graben et les coulées indique clairement que le graben est postérieur à la mise en place des laves (Annexe II-6-A). Ce deuxième graben est clairement formé par un ensemble de segments en échelon. Les segments individuels sont interconnectés laissant visibles des extrémités abandonnées. De telles structures résultent de la croissance des failles par connexion et sont fréquemment observées à terre [e.g., *Cartwright et al.*, 1995; *Cowie*, 1998; *McLeod et al.*, 2000] et en mer, le long des dorsales [*Bohnenstiehl et Kleinrock*, 2000; *Deschamps et al.*, 2007].



Annexe II-5 : Profil topographique au niveau des fronts Nord (A) et Sud (B) de la coulée. Les deux profils sont localisés en rouge sur l'annexe II-4.



Annexe II-6Zoom d'image HIRISE au niveau des deux grabens les plus larges de la zone 1.Le graben le plus au Nord (A), formé par un ensemble de segments en échelon, recoupe clairement la coulée antérieure. La bordure du graben Sud (B) est marquée par des régions effondrées pouvant être liées au retrait des laves dans la fissure éruptive, au drainage de la lave vers les pentes les plus basses, ou à de l'érosion induit par l'échappement d'eau via le graben source. Les deux images sont localisées par un encadré rouge sur l'annexe II-4.

A l'Ouest de la coulée principale décrite ci-dessus, les laves semblent se mettre en place à partir de deux fissures plus étroites (< 20 m de large). Ces laves ne seront pas prises en considération dans le calcul.

2.3.2. Zone 2 : Ouest de la SCF

La deuxième zone d'étude est localisée sur la partie Ouest de la SCF (Annexe II-1). Elle est caractérisée par la présence de coulées issues d'au moins quatre grabens distincts (Annexe II-7).Certaines d'entre-elles ont été décrites par *Burr et al.* [2002a] à partir d'images MOC (Mars Orbiter Camera). Ici, nous nous focalisons sur la coulée la plus large, nommée coulée A et la coulée B, plus étroite, localisée quelques kilomètres plus au Nord.

La **coulée A** a pour source un graben de 350 à 550 m de large, caractérisé par une pente qui semble raide au sommet et plus douce dans sa partie inférieure. L'extension Nord Sud de la coulée est d'environ 7,5 km, et son épaisseur atteint environ 15 m à son front. Elle est composée d'une succession de lobes qui se mettent en place sur une surface d'environ 750 km², soit un volume de coulée d'environ 11,25 km³. A l'Est de la région ce qui apparait clairement comme un épanchement fluviatile prend son origine au niveau de la fracture (hors carte). Cette eau est à l'origine de chenaux vers 156°40'E. La direction des chenaux fluviaux



Annexe II-7 : Carte structurale de la zone 2 superposée à une image CTX et localisant les coulée A et B. Les fronts des coulées sont indiqués par des pointillés blancs

indiquent clairement que l'eau s'est écoulée vers le Nord-Est. L'érosion de la coulée par les l'eau indique clairement que cette écoulement d'eau est postérieures à la mise en place des laves. Cette eau serait également à l'origine de la morphologie du graben (bordures lisses, peu dentelé).

La **coulée B**, plus au Nord est associée à un graben plus étroit (10 à 75 m de large). La morphologie du graben éruptif varie sur sa longueur. Etroit à pendage abrupte (> 80°) à son extrémité Sud-Est, il devient plus large vers son extrémité Nord-Ouest, où sa morphologie devient similaire au graben source de la coulée A. La région où le graben est le plus étroit semble avoir pas ou peu subi de modifications de sa morphologie par des érosions à la différence de sa partie large. Elle pourrait ainsi représenter la largeur initiale du graben lors de sa formation. La coulée s'étend sur une distance d'environ 0,62 km de part et d'autre du graben éruptif. Sa surface atteint environ 1,62 km², pour un volume de coulée d'environ 0,243 km³.

2.3.3. Conclusion sur la morphologie des coulées

Une rapide analyse de chronologie relative montre clairement que certains grabens non éruptifs postdatent les coulées (cf. zone 1). Ainsi, certains segments de Cerberus fossae résultent de processus de fracturations plus tardifs qu'ils soient induits par l'intrusion d'un dyke non éruptif [e.g., *Tanaka et al.*, 1992; *Scott et Chapman*, 1995; *Keszthelyi et al.*, 2000; *Head et al.*, 2003; *Plescia*, 2003], ou par des failles de

dilatation [Vetterlein et Roberts, 2010].

Globalement, l'ensemble des grabens des deux zones semblent s'être élargis et avoir eu leur morphologie modifiée après leur mise en place. Seule l'extrémité Est du graben associé à la coulée B dans la zone 2 et le graben non éruptif de la zone 1 semblent avoir la morphologie originelle. Ces grabens très larges sont similaires à ceux observés dans d'autres régions de Mars ou les fractures sont associées à des sorties de lave et d'eau. De nombreux auteurs [e.g.,*Head et al.*, 2003; *Mège et al.*, 2003] ont interprété ces morphologies comme le résultat d'un stade de fusion avancé de la cryosphère adjacente au dyke et saturée en glace, du drainage de la lave et d'effondrements tardifs en bordure et sur le plancher du graben.

Les données CTX et Hirise, mettent clairement en évidence plusieurs sources de fluide et de lave au niveau du système de fractures de Cerberus (cf. coulée A zone 2). Ces images confirment ainsi les études antérieures suggérant et documentant que ce système de fractures qui est la source d'éruptions volcaniques contrôlerait également les sorties d'eau [*Plescia*, 1990; *Berman et al.*, 2001; *Burr et al.*, 2002a, 2002b]

3. Paramètres d'entrée du modèle

Outre les dimensions des coulées, notre modèle nécessite d'autres paramètres tels que la densité des laves, la densité de l'encaissant, la gravité et la largeur du dyke (cf. Chapitre VIII-1). Ces paramètres sont définis à partir de travaux antérieurs. Le modèle est appliqué pour des valeurs de densité du manteau à 3300 kg/m³, de densité de la croûte à 2900 kg/m³, de densité moyenne des magmas à 2600 kg/m³, et de gravité à 3,73 m/s [e.g., *Zuber et al.*, 2000; *Turcotte et al.*, 2001; *McKenzie et al.*, 2002; *McSween*, 2002].

Sur Terre, il est bien établi que le magma induit par la fusion du manteau tend à s'accumuler et stagner, formant des chambres magmatiques [*Ryan*, 1987, 1988] à la base de la croûte [e.g., *Andrew et Gudmundsson*, 2008], ou dans les édifices volcaniques en croissance [*Head et Wilson*, 1992; *Wilson et Head*, 1994]. Dans notre cas, les fissures éruptives ne sont pas associées à des édifices volcaniques proéminents. Nous n'observons pas non plus de calderas, généralement associées à la présence d'un réservoir magmatique peu profond[e.g., *Folch et Marti*, 2004], ni une structuration du plancher pouvant être associée à l'inflation ou la déflation d'un réservoir. Nous faisons donc l'hypothèse que le réservoir magmatique alimentant les coulées des deux zones d'étude est localisé à la base de la croûte, dont l'épaisseur est estimée variée de 8 km (sous Hellas) à 77 km (dans la région de Tharsis) [*Zuber et al.*, 2000; *Wilson et al.*, 2009], avec une épaisseur moyenne de 34-40 km [Bills et Ferrari, 1978]. Nous supposons donc la profondeur de la chambre magmatique à 30-40 km.

Le temps de résidence des magmas entre les éruptions n'étant pas connu, nos calculs sont réalisés pour excès de pression dans la chambre magmatique de 20, 50 et 100 MPa. La viscosité est choisie entre 10^5 et 10^8 Pa.s. Ces valeurs ont été choisies sur la base de travaux antérieurs sur Terre et sur Mars. La composition des magmas martiens est estimée être basaltique à andésitique. Sur Terre des viscosité de 1,4.10 à 5,6.10⁶ Pa.s sont calculées pour des basaltes Hawaiiens [e.g., *Hulme*, 1976; *Cigolini et al.*, 1984; *Moore*, 1987] et de

7,6.10⁸ à 7,6.10¹⁰ Pa.s pour des trachytes [*Zimbelman*, 1985a]. Les basaltes de Columbia Riverbasalts (Etats Unis) et du Mt Etna présentent des viscosités similaires [*Murase et McBirney*, 1973; *Pinkerton et Sparks*, 1976]. Les andésites du volcan Paracutin (Mexique), ont des viscosités de 3,6.10⁶ Pa.s, et les phonolites du volcan Teide (Tenerife) des viscosités de 4,4.10⁷ Pa.s [*Hulme*, 1976]. Sur Mars les viscosités varient de l'ordre de 10⁴ to 10⁸ Pa.s [e.g., *Hulme*, 1976; *Zimbelman*, 1985a; *Cattermole*, 1987; *Warner et Gregg*, 2003; *Hiesinger et al.*, 2007]. Par exemple, les viscosités des différentes coulées de Acraeus Mons varient de 1,8.10⁴ à 4,2.10⁷ Pa.s, avec une moyenne autour de 4,1.10⁶ Pa.s [*Hiesinger et al.*, 2007]. D'autre part, en utilisant les équations de Jeffrey (cf. Chapitre I-9.3), *Vaucher et al*. [2009] calculent des viscosités de l'ordre de 10³ Pa.s pour les laves émis par les volcans boucliers et les coulées chenalisées et de 2,5.10⁵ Pa.s pour les coulées plus larges et sans levées de la plaines CEP.

4. <u>Résultats par coulée</u>

Les résultats du modèle pour les trois coulées avec des viscosités de 10⁶ à 10⁷ Pa.s et une chambre magmatique à environ 40 km de profondeur sont indiqués dans l'Annexe II-8. Dans la zone 1, la durée de mise en place est donc estimée de 2 heures à 3 jours (jusqu'à 14 jours pour une chambre à 30 km de profondeur) avec un débit par mètre de dyke de 50 à 1,4 m³/s/m et une vitesse d'avancé du front de 0,1 à 3 m/s. La différence entre l'épaisseur dynamique et l'épaisseur géométrique suggère que si la coulée n'a pas ou a peu subi d'inflation, alors la surpression à l'origine de la coulée serait proche ou supérieure à 100 MPa (Annexe II-8).

Dans la zone 2, la coulée A se serait mise en place en 1 à 12 heures avec un taux d'extrusion de 2,4 à 88 m³/s/m et une vitesse du front de inférieure à 4 m/s. La différence entre l'épaisseur calculée (épaisseur dynamique) et l'épaisseur mesurée (géométrique) suggère que la pression en excès à l'origine de cette coulée est probablement moins importante que pour la coulée de la zone 1. Elle serait strictement inférieure à 50 MPa. Au-delà, l'épaisseur dynamique estimée est supérieure à celle mesurée. La coulée B se serait mise en place en quelques dizaines de minutes à 3 h, avec un taux d'extrusion de 0,5 à 19 m³/s/m et une vitesse du front inférieure à 1,5 m/s. La différence entre l'épaisseur calculée (épaisseur dynamique) et l'épaisseur mesurée (géométrique) suggère que la pression en excès à l'origine de cette coulée a 10 MPa.

Paramètres mesurés	Zone 1	Zone 2 (A)	Zone 2 (B)					
Épaisseur de la coulée (m)	20	15	10					
Largeur de la coulée (km)	23	7,5	0,62					
Surface (km ²)	409	750	1,62					
Volume (km ³)	8,2	11,2	0,25					
Longueur hypothétique du dyke (km)	~13	~23	~5					
Résultats supposant un excès de pres	sionde 20 MPa et une viscosité de 10 ⁶ Pa.s / 10 ⁷ Pa.s							
Largeur du dyke (m)	67,9							
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~14 / 1,4	~24/ 2,4	~5,2 / 0,52					
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~9,3 / 93	~1,2 / 12	~0,32 / 3,2					
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures)	~ 5,2 / 52	~1,1/11	~0,26 / 2,6					
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~1,2 / 0,12	~1,7/0,17	~0,6 / 0,06					
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations dynamiques (m)	~11,2	~13,6	~8					
Résultats supposant un excès de pression50MPa et une viscosité de 10 ⁶ Pa.s / 10 ⁷ Pa.s								
Largeur du dyke (m)	72,4							
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~24 / 2,4	~43 / 4,3	~9 / 0,9					
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~5,2 / 52	~0,7 / 7	~0,18 /1,8					
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures)	~3,5 / 35	~0,8 / 8	~0,18 / 1,8					
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~ 1,8 / 0,2	~2,6 / 0,26	~0,9 / 0,09					
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations dynamiques (m)	~13,6	~17	~10					
Résultats supposant un excès de pression de 100MPa et une viscosité de 10 ⁶ Pa.s / 10 ⁷ Pa.s								
Largeur du dyke (m)		79,9						
Taux d'extrusion (m ³ /s) par mètre de dyke	~50 / 5	~88 / 8,8	~19/1,9					
Durée de l'éruption calculée à partir des relations géométriques (heures)	~2,5 / 25	~0,35 / 3,5	~0,08 / 0,8					
Durée de l'éruption calculée à partir des équations dynamiques (heures)	~2,2 / 22	~0,49/ 4,9	~0,1 / 1					
Vitesse du front de la coulée (m/s)	~2,9 / 0,3	~4,2/ 0,42	~1,5 / 0,15					
Hauteur de la coulée calculée à partir des équations dynamiques (m)	~17,3	~21	~12,5					

Annexe II-8 : Résultats des calculs des durées des éruptions, des taux d'extrusion, de la vitesse des fronts de coulées et de la hauteur des coulées du modèle théorique pour les coulées de la zone 1 et 2. Ces calculs sont réalisés pour des viscosités de 10⁵ Pas et 10⁸ Pa s, et un excès de pression dans la chambre magmatique de 20, 50 et 100 MPa.

5. <u>Références</u>

- Adams, J. B., and T. B. McCord (1969), Mars: Interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions, *J. Geophys. Res.*, 74(20), 4851–4856.
- Andrew, R. E., and A. Gudmundsson (2008), Volcanoes as elastic inclusions: their effects on the propagation of dykes, volcanic fissures, and volcanic zones in Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177(4), 1045–1054.
- Arvidson, R. E., E. A. Guinness, and A. P. Zent (1982), Classification of surface units in the equatorial region of Mars based on Viking Orbiter color, albedo, and thermal data, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978– 2012, 87(B12), 10149–10157.
- Baird, A. K., and B. C. Clark (1981), On the original igneous source of Martian fines, *Icarus*, 45(1), 113–123.
- Bandfield, J. L., V. E. Hamilton, and P. R. Christensen (2000), A global view of Martian surface compositions from MGS-TES, *Science*, 287(5458), 1626–1630.
- Baratoux, D., P. Pinet, M. J. Toplis, N. Mangold, R. Greeley, and A. R. Baptista (2009), Shape, rheology and emplacement times of small martian shield volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 185(1), 47–68.
- Berman, D. C., and W. K. Hartmann (2002), Recent fluvial, volcanic, and tectonic activity on the Cerberus plains of Mars, *Icarus*, *159*(1), 1–17.
- Berman, D. C., W. K. Hartmann, and D. M. Burr (2001), Marte Vallis and the Cerberus Plains: Evidence of young water flow on Mars, in *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 32, p. 1732.
- Bibring, J.-P. et al. (2005), Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations, *Science*, 307(5715), 1576–1581.
- Bohnenstiehl, D. R., and M. C. Kleinrock (2000), Evidence for spreading-rate dependence in the displacement-length ratios of abyssal hill faults at mid-ocean ridges, *Geology*, 28(5), 395–398, doi:10.1130/0091-7613
- Burr, D. M., A. S. McEwen, H. Sakimoto, and E. Susan (2002a), Recent aqueous floods from the Cerberus Fossae, Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 29(1), 13–1.
- Burr, D. M., J. A. Grier, A. S. McEwen, and L. P. Keszthelyi (2002b), Repeated aqueous flooding from the Cerberus Fossae: Evidence for very recently extant, deep groundwater on Mars, *Icarus*, 159(1), 53– 73.
- Cartwright, J. A., B. D. Trudgill, and C. S. Mansfield (1995), Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah, *J. Struct. Geol.*, *17*(9), 1319–1326.
- Cattermole, P. (1987), Sequence, rheological properties, and effusion rates of volcanic flows at Alba Patera, Mars, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 92(B4), E553–E560.
- Cigolini, C., A. Borgia, and L. Casertano (1984), Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica, J. Volcanol. Geotherm. Res., 20(1), 155–176.
- Clark, B. C., A. K. Baird, R. J. Weldon, D. M. Tsusaki, L. Schnabel, and M. P. Candelaria (1982), Chemical composition of Martian fines, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 87(B12), 10059–10067.
- Clifford, S. M. (1993), A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars, J. Geophys. Res.

Planets 1991–2012, 98(E6), 10973–11016.

- Conway, F. M., D. A. Ferrill, C. M. Hall, A. P. Morris, J. A. Stamatakos, C. B. Connor, A. N. Halliday, and C. Condit (1997), Timing of basaltic volcanism along the Mesa Butte Fault in the San Francisco Volcanic Field, Arizona, from 40Ar/39Ar dates: implications for longevity of cinder cone alignments, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 102(B1), 815–824.
- Cowie, P. A. (1998), A healing–reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults, J. Struct. *Geol.*, 20(8), 1075–1087.
- Deschamps, A., M. Tivey, R. W. Embley, and W. W. Chadwick (2007), Quantitative study of the deformation at Southern Explorer Ridge using high-resolution bathymetric data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259(1-2), 1–17, doi:10.1016/j.epsl.2007.04.007.
- Ferrill, D. A., D. Y. Wyrick, A. P. Morris, D. W. Sims, and N. M. Franklin (2004), Dilational fault slip and pit chain formation on Mars, *GsA Today*, 14(10), 4–12.
- Folch, A., and J. Marti (2004), Geometrical and mechanical constraints on the formation of ring-fault calderas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221(1), 215–225.
- Gaidos, E. J. (2001), Cryovolcanism and the recent flow of liquid water on Mars, Icarus, 153(1), 218–223.
- Goettel, K. A. (1981), Density of the mantle of Mars, Geophys. Res. Lett., 8(5), 497-500.
- Greeley, R. (1987), The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes,
- Greeley, R., and J. Guest (1987), *Geologic map of the eastern equatorial region of Mars*, US Geological Survey.
- Head, J. W., and L. Wilson (1992), Magma reservoirs and neutral buoyancy zones on Venus: Implications for the formation and evolution of volcanic landforms, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 97(E3), 3877–3903.
- Head, J. W., L. Wilson, and K. L. Mitchell (2003), Generation of recent massive water floods at Cerberus Fossae, Mars by dike emplacement, cryospheric cracking, and confined aquifer groundwater release, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11).
- Hiesinger, H., J. W. Head, and G. Neukum (2007), Young lava flows on the eastern flank of Ascraeus Mons: Rheological properties derived from High Resolution Stereo Camera (HRSC) images and Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data, J. Geophys. Res. Planets, 112(E5), E05011, doi:10.1029/2006JE002717.
- Hulme, G. (1976), The determination of the rheological properties and effusion rate of an Olympus Mons lava, *Icarus*, 27(2), 207–213.
- Jaeger, W. L., L. P. Keszthelyi, A. S. McEwen, C. M. Dundas, and P. S. Russell (2007), Athabasca Valles, Mars: A lava-draped channel system, *Science*, *317*(5845), 1709–1711.
- Keszthelyi, L., A. S. McEwen, and T. Thordarson (2000), Terrestrial analogs and thermal models for Martian flood lavas, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 105(E6), 15027–15049.
- Keszthelyi, L., T. Thordarson, A. McEwen, H. Haack, M.-N. Guilbaud, S. Self, and M. J. Rossi (2004), Icelandic analogs to Martian flood lavas, *Geochem. Geophys. Geosystems*, 5(11).
- Keszthelyi, L. P., R. P. Denlinger, D. R. H. O'Connell, and D. M. Burr (2007), Initial insights from 2.5 D hydraulic modeling of floods in Athabasca Valles, Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 34(21).

Lanagan, P. D. (2004), Geologic history of the Cerberus plains, Mars,

- McCord, T. B., R. N. Clark, and R. B. Singer (1982), Mars: Near-infrared spectral reflectance of surface regions and compositional implications, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 87(B4), 3021– 3032.
- McEwen, A. S., and M. C. Malin (1998), Layering in the upper crust of Mars seen in Valles Marineris by the Mars Orbital Camera, in *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, vol. 29, p. 1908.
- McGetchin, T. R., and J. R. Smith (1978), The mantle of Mars: Some possible geological implications of its high density, *Icarus*, *34*(3), 512–536.
- McKenzie, D., and F. Nimmo (1999), The generation of Martian floods by the melting of ground ice above dykes, *Nature*, *397*(6716), 231–233.
- McKenzie, D., D. N. Barnett, and D.-N. Yuan (2002), The relationship between Martian gravity and topography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195(1), 1–16.
- McLeod, A. E., J. R. Underhill, and others (2000), The propagation and linkage of normal faults: insights from the Strathspey–Brent–Statfjord fault array, northern North Sea, *Basin Res.*, *12*(3-4), 263–284.
- McSween, H. Y. (2002), The rocks of Mars, from far and near, Meteorit. Planet. Sci., 37(1), 7-25.
- Mège, D., A. C. Cook, E. Garel, Y. Lagabrielle, and M.-H. Cormier (2003), Volcanic rifting at Martian grabens, *J. Geophys. Res. Planets*, 108(E5), n/a-n/a, doi:10.1029/2002JE001852.
- Moore, H. J. (1987), Preliminary estimates of the rheological properties of 1984 Mauna Loa lava, US Geol Surv Prof Pap, 1350, 1569–1588.
- Moore, H. J., D. W. G. Arthur, and G. G. Schaber (1978), Yield strengths of flows on the Earth, Mars, and Moon, in *Lunar and planetary science conference proceedings*, vol. 9, pp. 3351–3378.
- Murase, T., and A. R. McBirney (1973), Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84(11), 3563–3592.
- Pinkerton, H., and R. S. J. Sparks (1976), The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1(2), 167–182.
- Pinter, N. (1995), Faulting on the volcanic tableland, Owens Valley, California, J. Geol., 73-83.
- Plescia, J. B. (1990), Recent flood lavas in the Elysium region of Mars, Icarus, 88(2), 465-490.
- Plescia, J. B. (2003), Cerberus Fossae, Elysium, Mars: A source for lava and water, Icarus, 164(1), 79-95.
- Rubin, A. M. (1992), Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones, J. Geophys. Res., 97(B2), 1839–1858, doi:10.1029/91JB02170.
- Ryan, M. P. (1987), Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems, in *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, vol. 1, pp. 259–287, Geochem. Soc. University Park, PA.
- Ryan, M. P. (1988), The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 93(B5), 4213–4248.
- Sakimoto, S. E. H., and T. K. P. Gregg (2004), Cerberus Fossae and Elysium Planitia lavas, Mars: Source vents, flow rates, edifice styles and water interactions, in *Lunar and Planetary Science Conference*,

vol. 35, p. 1851.

- Scott, D. H., and M. G. Chapman (1995), *Geologic and topographic maps of the Elysium paleolake basin, Mars*, The Survey.
- Scott, D. H., and K. L. Tanaka (1986), USGS Map I-1802-A, in XXII Lunar and Planetary Conference. Houston, Texas, pp. 865–866.
- Soderblom, L. A., K. Edwards, E. M. Eliason, E. M. Sanchez, and M. P. Charette (1978), Global color variations on the Martian surface, *Icarus*, *34*(3), 446–464.
- Tanaka, K. L. (1986), The stratigraphy of Mars, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 91(B13), E139–E158.
- Tanaka, K. L., M. G. Chapman, and D. H. Scott (1992), *Geologic map of the Elysium region of Mars*, The Survey.
- Turcotte, D. L., R. Shcherbakov, B. D. Malamud, and A. B. Kucinskas (2001), Analyses of Mars Topography, Gravity and Aroid: Implications for Tharsis and Hellas, in *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 32, p. 1006.
- Vaucher, J. (2007), Processus géophysiques de surface des plaines de lave de la province volcanique de Cerberus, Mars, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Vaucher, J., D. Baratoux, P. C. Pinet, Y. Daydou, N. Mangold, G. Neukum, and J. P. Bibring (2005), OMEGA mapping the recent volcanotectonic activity at Cerberus, Mars from HRSC and OMEGA observations, in EGU, vol. 7, pp. 1607–7962.
- Vaucher, J., D. Baratoux, M. J. Toplis, P. Pinet, N. Mangold, and K. Kurita (2009), The morphologies of volcanic landforms at Central Elysium Planitia: Evidence for recent and fluid lavas on Mars, *Icarus*, 200(1), 39–51, doi:10.1016/j.icarus.2008.11.005.
- Vetterlein, J., and G. P. Roberts (2010), Structural evolution of the northern Cerberus Fossae graben system, Elysium Planitia, Mars, J. Struct. Geol., 32(4), 394–406.
- Warner, N. H., and T. K. Gregg (2003), Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru, J. Geophys. Res. Planets 1991–2012, 108(E10).
- Wilson, L., and J. W. Head (1994), Mars: Review and analysis of volcanic eruption theory and relationships to observed landforms, *Rev. Geophys.*, 32(3), 221–263.
- Wilson, L., P. J. Mouginis-Mark, S. Tyson, J. Mackown, and H. Garbeil (2009), Fissure eruptions in Tharsis, Mars: Implications for eruption conditions and magma sources, J. Volcanol. Geotherm. Res., 185(1), 28–46.
- Wood, C. A., and L. D. Ashwal (1981), Meteorites from Mars: prospects, problems and implications, in *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 12, pp. 1197–1199.
- Zimbelman, J. R. (1985a), Estimates of rheologic properties for flows on the Martian volcano Ascraeus Mons, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 90(S01), 157–162.
- Zimbelman, J. R. (1985b), Estimates of rheologic properties for six martian lava flows, in *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 16, pp. 932–933.
- Zuber, M. T. et al. (2000), Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity, *Science*, 287(5459), 1788–1793.
Annexe III.

Article sur la dynamique de mise en place des coulées d'inflation

@AGU PUBLICATIONS



Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014GC005274

Key Points:

- Inflated lava flows are reported in
- aerial and subaqueous environments • The presence of water during flow inflation influences its final morphology
- In water, more efficient cooling and buoyancy enhances lava inflation

Correspondence to:

A. Deschamps, Anne.Deschamps@univ-brest.fr

Citation:

Deschamps, A., C. Grigné, M. Le Saout, S. A. Soule, P. Allemand, B. Van Vliet Lanoe, and F. Floc'h (2014), Morphology and dynamics of inflated subaqueous basaltic lava flows, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 2128– 2150, doi:10.1002/2014GC005274.

Received 30 JAN 2014 Accepted 26 APR 2014 Accepted article online 29 APR 2014 Published online 4 JUN 2014

Morphology and dynamics of inflated subaqueous basaltic lava flows

Anne Deschamps¹, Cécile Grigné¹, Morgane Le Saout¹, Samuel Adam Soule², Pascal Allemand³, Brigitte Van Vliet Lanoe¹, and France Floc'h¹

¹Université de Brest, UMR CNRS-6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzané, France, ²Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, USA, ³Laboratoire de Géologie de Lyon-OSU de Lyon, Université Lyon 1 et ENS-Lyon, 2 rue Raphaël Dubois, Villeurbanne, France

Abstract During eruptions onto low slopes, basaltic Pahoehoe lava can form thin lobes that progressively coalesce and inflate to many times their original thickness, due to a steady injection of magma beneath brittle and viscoelastic layers of cooled lava that develop sufficient strength to retain the flow. Inflated lava flows forming tumuli and pressure ridges have been reported in different kinds of environments, such as at contemporary subaerial Hawaiian-type volcanoes in Hawaii. La Réunion and Iceland, in continental environments (states of Oregon, Idaho, Washington), and in the deep sea at Juan de Fuca Ridge, the Galapagos spreading center, and at the East Pacific Rise (this study). These lava have all undergone inflation processes, yet they display highly contrasting morphologies that correlate with their depositional environment, the most striking difference being the presence of water. Lava that have inflated in subaerial environments display inflation structures with morphologies that significantly differ from subaqueous lava emplaced in the deep sea, lakes, and rivers. Their height is 2-3 times smaller and their length being 10-15 times shorter. Based on heat diffusion equation, we demonstrate that more efficient cooling of a lava flow in water leads to the rapid development of thicker (by 25%) cooled layer at the flow surface, which has greater yield strength to counteract its internal hydrostatic pressure than in subaerial environments, thus limiting lava breakouts to form new lobes, hence promoting inflation. Buoyancy also increases the ability of a lava to inflate by 60%. Together, these differences can account for the observed variations in the thickness and extent of subaerial and subaqueous inflated lava flows.

1. Introduction

Basaltic flows spreading through tube-fed systems form lobes that can progressively coalesce and inflate to many times their original thickness over periods of weeks or months due to the steady injection of magma beneath a cooled upper crust. Inflated basaltic lava flows forming remarkably smooth and horizontal features such as tumuli and pressure ridges have been reported in different environments, such as subaerial shield volcanoes in Hawaii, La Réunion and Iceland [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1996, 1997], in continental environments such as the US states of Oregon, Idaho, and Washington [e.g., *Hon and Kauahikaua*, 1991; *Chitwood*, 1994; *Thordarson and Self*, 1998], and in the deep sea at the Axial Volcano on the Juan de Fuca Ridge [*Appelgate and Embley*, 1992; *Chadwick et al.*, 2013], on the flat seafloor at the summit of the Galapagos spreading center, 92–95°W [*McClinton et al.*, 2013], and at the summit of the East Pacific Rise at $\sim 16^{\circ}$ N (this study). These lava flows have all undergone inflation processes, yet they display contrasting morphologies that seem to correlate with their depositional environment, the most striking difference being the presence of water.

At the summit of the East Pacific Rise at ~16°N, inflated lava form tumuli, pressure ridges and large pressure plateaus. Our morphological analysis of these lava flows is based on high-resolution bathymetric data (1 m \times 1 m gridded data) acquired using an Autonomous Underwater Vehicle (AUV) and complemented with in situ observations by submersible. Their morphology is similar to inflated lava flows emplaced in terrestrial, subaqueous settings such as lakes and rivers of the western US, or in Icelandic lakes. Their emplacement dynamics (e.g., eruption rate) is assumed to be similar to subaerial Pahoehoe flows in which inflation processes have been well documented [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1996, 1997]. However,

DESCHAMPS ET AL.

basaltic Pahoehoe lava flows that have inflated in subaerial environments such as Hawaii and La Réunion Island, display inflation structures with morphologies that significantly differ from subaqueous lava, with smaller inflation heights and larger inflation feature length scales.

This study investigates the morphology of inflated lava emplaced in subaerial and subaqueous environments. In the deep sea, our study is based on high-resolution bathymetry, photos, and videos. In the United States and Iceland, we utilize high-resolution aerial photographs and digital topographic data (e.g., airborne lidar). We also investigate the ambient conditions during their emplacement, i.e., evidence subaqueous eruption. Finally, this study addresses the role of water in lava inflation dynamics, and demonstrates that the presence of water (either in the deep seafloor or a lake or a river) during lava emplacement is a key factor controlling the final size and morphology of inflated flows.

2. Lava Flow Inflation Process

At the onset of subaerial eruptions, basaltic Pahoehoe lava initially form thin (10–20 cm) flows, which form small lobes that progressively coalesce. The single molten unit resulting from this interconnection can swell to many times its original thickness (i.e., several meters) over periods of weeks or months due to the steady injection of magma beneath a solid cooled upper crust. As the lava spreads laterally over subhorizontal ground, the flow advance eventually ceases when its crust develops sufficient "strength" and to counteract the internal hydraulic pressure [e.g., *Macdonald*, 1953; *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1998; *Kauahi-kaua et al.*, 1998; *Hoblitt et al.*, 2012]. Inflating flows in subaerial environments have been observed to lift heavy objects such as cars [*Hon et al.*, 1994]. When only few lava tubes remain active, they can inflate and eventually form a chain of tumuli and pressure ridges. Sustained injection of magma can increase the hydraulic pressure within the flow front and cause a rupture and new lava breakouts. The surface of inflated flows is typically subhorizontal. Lava flow inflation commonly occurs in areas with very gentle slopes (<2°) [e.g., *Self et al.*, 1996, 1997], and requires long-lasting and moderate effusion rates [e.g., *Hon et al.*, 1994; *Chadwick et al.*, 1999].

Tumuli and pressure ridges a few meters high are diagnostic features of flow inflation [e.g., *Walker*, 1991; *Chitwood*, 1994; *Rossi and Gudmundsson*, 1996; *Duraiswami et al.*, 2001]. A tumulus is a circular to oval mound with tilted sides, and that is cut by axial and radial inflation clefts or fractures, caused by the upward bending of the crust during swelling [*Walker*, 1991]. A tumulus develops over a clogged part of an active lava tube with enough internal pressure to raise its roof upward. Elongated tumuli may grade into pressure ridges elongated in the direction of the feeding lava tube [*Walker*, 1991]. One or several inflation clefts often develop along their crests.

Flow inflation can also result in a pressure plateau that displays subhorizontal surface and sides composed of outward-tilted slabs of crust. Inflation clefts usually develop around its perimeter. A pressure plateau can reach 1.5 km in length, with a thickness ranging 1 m–21 m [*Chitwood*, 1994]. Circular or irregularly shaped depressions bounded by steep sides are often observed within pressure plateaus. These "plateau pits" (or "lava-rise pits") correspond to regions that did not inflate due to preexisting topographic highs or obstacles that were not covered by the initial, thin lava flow or not sufficiently covered to inflate with the rest of the lava forming the plateau [*Chitwood*, 1994].

Although inflated flows often solidify without significant lava drainage [*Chitwood*, 1994], they can sometimes deflate dramatically due to a breakout that drains the flow before it solidifies. Deflation occurs when the hydraulic pressure exceeds the strength of the confining crust, typically at the base of the flow. Deflation can also occur when the molten lava drains back into the source vent, the solid crust remaining intact.

Pahoehoe lava is able to inflate due to the development of a viscoelastic layer covered by a brittle crust of cooled lava [e.g., *Hon et al.*, 1994] that is able to constrain the flow advance while permitting stretching and local inflation of lava lobes. Eruption temperature of tholeiitic basalts ranges 1140–1200°C [e.g., *Sakimoto and Zuber*, 1998; *Cashman et al.*, 1999; *Soule et al.*, 2004; *Helo et al.*, 2013; *Garel et al.*, 2012] and solidus temperature ranges 990–1100°C [e.g., *Turcotte and Schubert*, 1982; *Griffiths and Fink*, 1992b; *Hon et al.*, 1994; *Rowland et al.*, 2003; *Wantim et al.*, 2013]. Radiative cooling leads to the formation of a thin glassy rind at the flow surface, with the glass transition being estimated at ~730°C for basalts [e.g., *Ryan and Sammis*, 1981; *Griffiths and Fink*, 1992a]. At the onset of an eruption, the magma behaves essentially as a Newtonian

DESCHAMPS ET AL.

@AGU PUBLICATIONS



Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014GC005274

Key Points:

- Inflated lava flows are reported in
- aerial and subaqueous environments • The presence of water during flow inflation influences its final
- morphology
 In water, more efficient cooling and buoyancy enhances lava inflation

Correspondence to:

A. Deschamps, Anne.Deschamps@univ-brest.fr

Citation:

Deschamps, A., C. Grigné, M. Le Saout, S. A. Soule, P. Allemand, B. Van Vliet Lanoe, and F. Floc'h (2014), Morphology and dynamics of inflated subaqueous basaltic lava flows, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 2128– 2150, doi:10.1002/2014GC005274.

Received 30 JAN 2014 Accepted 26 APR 2014 Accepted article online 29 APR 2014 Published online 4 JUN 2014

Morphology and dynamics of inflated subaqueous basaltic lava flows

Anne Deschamps¹, Cécile Grigné¹, Morgane Le Saout¹, Samuel Adam Soule², Pascal Allemand³, Brigitte Van Vliet Lanoe¹, and France Floc'h¹

¹Université de Brest, UMR CNRS-6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzané, France, ²Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, USA, ³Laboratoire de Géologie de Lyon-OSU de Lyon, Université Lyon 1 et ENS-Lyon, 2 rue Raphaël Dubois, Villeurbanne, France

Abstract During eruptions onto low slopes, basaltic Pahoehoe lava can form thin lobes that progressively coalesce and inflate to many times their original thickness, due to a steady injection of magma beneath brittle and viscoelastic layers of cooled lava that develop sufficient strength to retain the flow. Inflated lava flows forming tumuli and pressure ridges have been reported in different kinds of environments, such as at contemporary subaerial Hawaiian-type volcanoes in Hawaii. La Réunion and Iceland, in continental environments (states of Oregon, Idaho, Washington), and in the deep sea at Juan de Fuca Ridge, the Galapagos spreading center, and at the East Pacific Rise (this study). These lava have all undergone inflation processes, yet they display highly contrasting morphologies that correlate with their depositional environment, the most striking difference being the presence of water. Lava that have inflated in subaerial environments display inflation structures with morphologies that significantly differ from subaqueous lava emplaced in the deep sea, lakes, and rivers. Their height is 2-3 times smaller and their length being 10-15 times shorter. Based on heat diffusion equation, we demonstrate that more efficient cooling of a lava flow in water leads to the rapid development of thicker (by 25%) cooled layer at the flow surface, which has greater yield strength to counteract its internal hydrostatic pressure than in subaerial environments, thus limiting lava breakouts to form new lobes, hence promoting inflation. Buoyancy also increases the ability of a lava to inflate by 60%. Together, these differences can account for the observed variations in the thickness and extent of subaerial and subaqueous inflated lava flows.

1. Introduction

Basaltic flows spreading through tube-fed systems form lobes that can progressively coalesce and inflate to many times their original thickness over periods of weeks or months due to the steady injection of magma beneath a cooled upper crust. Inflated basaltic lava flows forming remarkably smooth and horizontal features such as tumuli and pressure ridges have been reported in different environments, such as subaerial shield volcanoes in Hawaii, La Réunion and Iceland [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1996, 1997], in continental environments such as the US states of Oregon, Idaho, and Washington [e.g., *Hon and Kauahikaua*, 1991; *Chitwood*, 1994; *Thordarson and Self*, 1998], and in the deep sea at the Axial Volcano on the Juan de Fuca Ridge [*Appelgate and Embley*, 1992; *Chadwick et al.*, 2013], on the flat seafloor at the summit of the Galapagos spreading center, 92–95°W [*McClinton et al.*, 2013], and at the summit of the East Pacific Rise at $\sim 16^{\circ}$ N (this study). These lava flows have all undergone inflation processes, yet they display contrasting morphologies that seem to correlate with their depositional environment, the most striking difference being the presence of water.

At the summit of the East Pacific Rise at ~16°N, inflated lava form tumuli, pressure ridges and large pressure plateaus. Our morphological analysis of these lava flows is based on high-resolution bathymetric data (1 m \times 1 m gridded data) acquired using an Autonomous Underwater Vehicle (AUV) and complemented with in situ observations by submersible. Their morphology is similar to inflated lava flows emplaced in terrestrial, subaqueous settings such as lakes and rivers of the western US, or in Icelandic lakes. Their emplacement dynamics (e.g., eruption rate) is assumed to be similar to subaerial Pahoehoe flows in which inflation processes have been well documented [e.g., *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1996, 1997]. However,

DESCHAMPS ET AL.

basaltic Pahoehoe lava flows that have inflated in subaerial environments such as Hawaii and La Réunion Island, display inflation structures with morphologies that significantly differ from subaqueous lava, with smaller inflation heights and larger inflation feature length scales.

This study investigates the morphology of inflated lava emplaced in subaerial and subaqueous environments. In the deep sea, our study is based on high-resolution bathymetry, photos, and videos. In the United States and Iceland, we utilize high-resolution aerial photographs and digital topographic data (e.g., airborne lidar). We also investigate the ambient conditions during their emplacement, i.e., evidence subaqueous eruption. Finally, this study addresses the role of water in lava inflation dynamics, and demonstrates that the presence of water (either in the deep seafloor or a lake or a river) during lava emplacement is a key factor controlling the final size and morphology of inflated flows.

2. Lava Flow Inflation Process

At the onset of subaerial eruptions, basaltic Pahoehoe lava initially form thin (10–20 cm) flows, which form small lobes that progressively coalesce. The single molten unit resulting from this interconnection can swell to many times its original thickness (i.e., several meters) over periods of weeks or months due to the steady injection of magma beneath a solid cooled upper crust. As the lava spreads laterally over subhorizontal ground, the flow advance eventually ceases when its crust develops sufficient "strength" and to counteract the internal hydraulic pressure [e.g., *Macdonald*, 1953; *Walker*, 1991; *Hon et al.*, 1994; *Self et al.*, 1998; *Kauahi-kaua et al.*, 1998; *Hoblitt et al.*, 2012]. Inflating flows in subaerial environments have been observed to lift heavy objects such as cars [*Hon et al.*, 1994]. When only few lava tubes remain active, they can inflate and eventually form a chain of tumuli and pressure ridges. Sustained injection of magma can increase the hydraulic pressure within the flow front and cause a rupture and new lava breakouts. The surface of inflated flows is typically subhorizontal. Lava flow inflation commonly occurs in areas with very gentle slopes (<2°) [e.g., *Self et al.*, 1996, 1997], and requires long-lasting and moderate effusion rates [e.g., *Hon et al.*, 1994; *Chadwick et al.*, 1999].

Tumuli and pressure ridges a few meters high are diagnostic features of flow inflation [e.g., *Walker*, 1991; *Chitwood*, 1994; *Rossi and Gudmundsson*, 1996; *Duraiswami et al.*, 2001]. A tumulus is a circular to oval mound with tilted sides, and that is cut by axial and radial inflation clefts or fractures, caused by the upward bending of the crust during swelling [*Walker*, 1991]. A tumulus develops over a clogged part of an active lava tube with enough internal pressure to raise its roof upward. Elongated tumuli may grade into pressure ridges elongated in the direction of the feeding lava tube [*Walker*, 1991]. One or several inflation clefts often develop along their crests.

Flow inflation can also result in a pressure plateau that displays subhorizontal surface and sides composed of outward-tilted slabs of crust. Inflation clefts usually develop around its perimeter. A pressure plateau can reach 1.5 km in length, with a thickness ranging 1 m–21 m [*Chitwood*, 1994]. Circular or irregularly shaped depressions bounded by steep sides are often observed within pressure plateaus. These "plateau pits" (or "lava-rise pits") correspond to regions that did not inflate due to preexisting topographic highs or obstacles that were not covered by the initial, thin lava flow or not sufficiently covered to inflate with the rest of the lava forming the plateau [*Chitwood*, 1994].

Although inflated flows often solidify without significant lava drainage [*Chitwood*, 1994], they can sometimes deflate dramatically due to a breakout that drains the flow before it solidifies. Deflation occurs when the hydraulic pressure exceeds the strength of the confining crust, typically at the base of the flow. Deflation can also occur when the molten lava drains back into the source vent, the solid crust remaining intact.

Pahoehoe lava is able to inflate due to the development of a viscoelastic layer covered by a brittle crust of cooled lava [e.g., *Hon et al.*, 1994] that is able to constrain the flow advance while permitting stretching and local inflation of lava lobes. Eruption temperature of tholeiitic basalts ranges 1140–1200°C [e.g., *Sakimoto and Zuber*, 1998; *Cashman et al.*, 1999; *Soule et al.*, 2004; *Helo et al.*, 2013; *Garel et al.*, 2012] and solidus temperature ranges 990–1100°C [e.g., *Turcotte and Schubert*, 1982; *Griffiths and Fink*, 1992b; *Hon et al.*, 1994; *Rowland et al.*, 2003; *Wantim et al.*, 2013]. Radiative cooling leads to the formation of a thin glassy rind at the flow surface, with the glass transition being estimated at ~730°C for basalts [e.g., *Ryan and Sammis*, 1981; *Griffiths and Fink*, 1992a]. At the onset of an eruption, the magma behaves essentially as a Newtonian

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 1. High-resolution bathymetry acquired by the Autonomous Underwater Vehicle Aster-X (Ifremer) of the summit of the East Pacific Rise at 16° N, showing inflated lava lobes, inflation plateaus, and pressure ridges. A bathymetric profile across an inflation plateau, \sim 550 m in diameter and \sim 8 m in height, is shown. It basin-sag surface shape likely reflects flow deflation.

fluid [e.g., James et al., 2004]. Cooling of the flow unit forms a brittle crust at the surface when the temperature drops below 800–900°C [e.g., Ryan and Sammis, 1981; Wright and Okamura, 1977; Hoblitt et al., 2012]. As the cooling front progresses inward, the zone of crystallization thickens, forming a viscoelastic skin whose yield strength is able to retain the incoming lava. The thickness of the skin depends on the depth of the ~1070°C isotherm [e.g., Hon et al., 1994; James et al., 2004]. The positive correlation between the thickness of this crust and the square root of time during which inflation occurs is described by Hon et al. [1994], based on direct measurements from the Kupaianaha basaltic lava field, Hawaii.

3. Inflated Flows at the East Pacific Rise

Lava flows at the summit of the East Pacific Rise (EPR) between 15°22'N and 16°15'N have been mapped during the 2010 PARISUB cruise using the R/V L'Atalante, the Autonomous Underwater Vehicle (AUV) AsterX, and the manned submersible Nautile (Ifremer; Figure 1). Near-bottom, high-resolution (1 m \times 1 m

DESCHAMPS ET AL.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

10.1002/2014GC005274



Figure 2. A 2-D view and cross section of a pressure ridge and inflated lava flow lobes at the summit of the East Pacific Rise (16°N), showing the several meters—wide and deep axial crack (or inflation cleft).

gridded) bathymetry acquired by the AUV at 2400 m depth is used to map lava flow boundaries and to quantify their morphological characteristics. Photos and videos acquired during submersible dives are used to investigate the surface texture of the flows. The 16°N segment, spreading at a rate of 87 mm/yr, is the shallowest and the widest of the EPR due to enhanced volcanism as result of its interaction with the Mathematician hotspot [e.g., *Scheirer and Macdonald*, 1993; *Cormier et al.*, 1995; *Wang et al.*, 1996; *Carbotte et al.*, 2000]. It is characterized by a wide axial plateau, the low slopes of which constitute an ideal place for flow inflation.

At the summit of the EPR, lava tumuli, inflated plateaus, and tube-fed pressure ridges are present on the 6– 10 km wide flat surface of the axial plateau that surrounds the axial volcanic ridge (Figures 1 and 2). Inflation plateaus display lobate edges, and photos and videos indicate a smooth surface texture (Figure 3). They are primarily composed of jumbled and lineated sheet flows with occurrences of pillow flows at their margin and at their base. Inflation plateaus are 5–15 m high, and their surface areas 0.2–1.5 km². Their surface is either planar or depressed (Figure 1). Depressions likely reflect a decrease in hydrostatic pressure within the lava core lava during eruption due to lava draining into the eruptive fissure or due to a breakout at the flow margin to emplace a further lobe. A series of clefts, up to several meters in depth (Figures 2 and 3), parallel the sinuous edges of the plateaus and separate their horizontal surface from their inclined flanks (15–45°) that are composed of strongly outward-tilted planar slabs of lava (Figure 3). The depth of the inflation cleft is likely underestimated due to the insufficient resolution of bathymetry data. Lava-rise pits, up to 70 m in diameter, and 8 m deep, are observed within inflation plateaus. Tumuli reach 8 m in height. They are characterized by steep flanks (up to 55°) and an exceptionally smooth surface texture (Figure 3). Sinuous pressure ridges, 30–120 m wide, up to 1 km long and to 15 m high, some of which display longitudinal medial inflation clefts, reflect the existence of lava tubes [e.g., *Fornari*, 1986; *Appelgate and Embley*, 1992].

The shape of inflated structures, their surface texture and the fact that they overlie a subhorizontal floor (always $<2^{\circ}$), suggest that they were emplaced as subhorizontal sheets of lava that swelled due to a sustained magma injection beneath cooled crust formed at the surface of the flow. The basin-sag shape of

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 3. Photo of inflated features at the summit of the East Pacific Rise, 16°N, taken by the manned submersible Nautile (Ifremer) during the Parisub cruise onboard the R/V L'Atalante in 2010. (a) Inflation clefts at the summit of a tumulus (15°42′23″N/105°25′59″W); (b) steep (slope > 60°) smooth flank of a tumulus (15°43′43″N/105°26′17″N); and (c) surface of an inflated lobe (15°42′07″N/105°25′54″N).

plateaus is likely due to episodes of deflation related to the extrusion of new lobes at margin breakouts. Such lobes display pillow lava at their margins. Some tumuli and inflated lobes remain isolated, not apparently connected with any other inflated flow lobes (Figure 1), and confirming the existence of a complex tube system within the flow, connected to the eruption source [*Walker*, 1991].

Similar submarine inflated lava have been observed based on side-scan sonar at Axial Volcano on the Juan de Fuca Ridge [*Appelgate and Embley*, 1992; *Chadwick et al.*, 2013]. Authors observe inflated lobes of several hundred meters in diameter, and 75–100 m wide and 650 m long pressure ridges. They also observe 3–7 m wide planar slabs of lava at the flow margins, sloping down from the top of the flow at angles ranging 45–90°. When observed, inflation clefts 0.5–1 m deep separate the upper surface of the flow from their tilted flanks. Inflated flows with morphological characteristics that seem to be similar to that of the East Pacific Rise and Juan de Fuca Ridge are also observed on a flat seafloor at the summit of the Galapagos spreading center, 92–95°W [*McClinton et al.*, 2013].

4. Subaerial Inflated Pahoehoe Flows (Hawaii and La Réunion Islands)

On Hawaii's Kilauea volcano, inflated Pahoehoe flows emplaced on subhorizontal surfaces have been well documented [e.g., *Hon et al.*, 1994]. They form smooth flat-topped flows with margins displaying tilted outward-dipping lava slabs and vertical fissures. During the eruption of Mauna Ulu on Hawaii (1969–1974), a Pahoehoe flow swelling to about 4 m was observed [*Holcomb*, 1981]. *Hon et al.* [1994] monitored flow inflation during several eruptions at Kilauea. They observed the coalescence and inflation of originally 10–50 cm thick Pahoehoe lobes to 1.5 m (for the flow emplaced in January 1988) and 4 m (for the April 1990 flow) over periods of 50–120 h, respectively. The April 1990 flow reached 65% of its maximum thickness during an initial 10 h period. Although most of the inflation occurs during the first hours of eruption, flows can continue to inflate at a much slower rate over several years, until it eventually freezes [*Hon et al.*, 1994].

Inflated lava flow features are also observed on La Réunion Island, France. A large (11 km²) transitional olivine basalt Pahoehoe flow field emplaced between the 1750s and the 1790s, on a relatively flat area on the northwestern part of the cone of Piton de la Fournaise, in "L'enclos Fouqué" [Lénat et al., 2001] (Figure 4). Pahoehoe lava texture is generally smooth to ropy. Tumuli up to few meters high and up to ~20 m in

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 4. Inflated Pahoehoe lava in the "Enclos Fouqué," Piton de la Fournaise, La Réunion Island (France) (2011). Author: A. Deschamps.

length are observed. The largest pressure ridges reach \sim 150 m in length and 30 m in width. Field observations reveal that these tumuli and pressure ridges are a few meters high (but often less than 4 m) and generally less than 15 m in length (Figure 4). No inflation plateaus are observed.

5. Inflated Flows Emplaced in Subaqueous Environments

Flows emplaced subaqueously (e.g., in rivers and lakes) but now emerged, display inflation structures such as tumuli, inflation plateaus and pressure ridges and are exposed in many places around the world, e.g., Washington (ex. Columbia River Basalts), Idaho (ex. Hells Half Acres, Cerro Grande, Craters of the Moon, Wapi flows), Oregon (ex. Badlands, Potholes, Devils Garden, Diamond Craters, Deschute River, Owyhee River, Jordan Crater flows), New Mexico (ex. Cibola, Zuni-Bandera flows), and also in Scotland (ex. Port Haunn, northwest Mull) and Iceland (ex. Lake Mytvan, Budahraun flows in Snaefellness). For example, an Early Tertiary (62–58 Ma) [*Pearson et al.*, 1996], 16–30 m thick inflated lava flow at Port Haunn (northwest Mull, Scotland), was emplaced in a gentle topographic depression, the base of the flow is presently still below the sea level in some places [*Kent et al.*, 1998]. Field studies find evidence for lava tubes, lobes, and vesicle distributions characteristic of inflated flows. Hyaloclastiste at the base of the flow indicates that the flow was emplaced under water [*Lyle*, 2000]. This flow unit far exceeds the thickness of subaerial inflated Pahoehoe flows, a trait common to subaqueous and submarine inflated flows.

We investigate the morphology of several of these presently emerged inflated flows originally emplaced underwater, looking specifically at their morphology and depositional environment. Based on highresolution aerial photographs and Lidar (Light Detection and Ranging) topographic data, the morphology of these flows is much more similar to lava flows emplaced at the East Pacific Rise than with subaerial inflated Pahoehoe flows observed in Hawaii and La Réunion Island. Based of previous studies, there is abundant evidence for lava-water interaction during flow emplacement such as coeval phreatomagmatic eruptions, or fluvial and lacustrine deposits interbedded with basalt flows, for example.

In order to analyze the morphology of the lava flows that are located in United States, we used the Digital Elevation Model (DEM) based on Lidar data from the National Elevation Dataset (NED) of USGS (United States Geological Survey), with a resolution of 1/9 arc-second (about 3 m) (http://lidar.cr.usgs.gov/). In addition, we use high-resolution orthorectified images that combine the image characteristics of an aerial photograph with the geometric qualities of a map (pixel resolution of 1 m or finer). These images are delivered

DESCHAMPS ET AL.

Flow Name	Badlands	Devils Garden	Potholes	Jordan Craters	Diamond Craters
Emplacement slope (°)	0.8	0.6	0.5	0.9	0.5
Flow extent (km ²)	75	86	65	65	67
Volume (km ³)	1.4	1.2	0.96	1.0	1.0
Thickness (m)	19	15	15	15	15
Age (years)	300,000	20,000	50,000	3200	17,000

^aLava flows discussed in the text are indicated in bold.

by USGS (https://lta.cr.usgs.gov/). We used the Fledermaus software package to drape the ortho-images on DEMs and to explore the geometry of inflated structures.

5.1. Miocene Inflated Lava of the Columbia River Igneous Province, United States

The 16.5–6 Ma Columbia River Basalts (CRB) cover an area of 200,000 km² in Washington, Oregon, and Idaho [e.g., *Self et al.*, 1996; *Hooper*, 1982, 2000]. CRB flows are dominantly Pahoehoe-like sheet lava with thicknesses ranging 15–50 m and volumes ranging 100–1000 km³. They were emplaced on gentle slopes (<0.1%) [e.g., *Swanson et al.*, 1975; *Tolan et al.*, 1989; *Self et al.*, 1996]. Most of the CRB lava underwent inflation by continuous injection of basalt into slowly moving lava lobes [*Self et al.*, 1996, 1997] as shown by the presence of tumuli, inflation clefts, lava-rise pits [e.g., *Hon and Kauahikaua*, 1991; *Self et al.*, 1996; *Thordarson and Self*, 1996; *Cashman and Kauahikaua*, 1997]. Pillow lava are commonly observed at the base of the flows [e.g., *Schmincke*, 1967; *Walker*, 1992] attesting for their emplacement into water [*Jones*, 1968]. Based on the cooling model of *Hon et al.* [1994] for Hawaiian inflated sheet flows, *Self et al.* [1996] calculated that 2.7 years are required to form the ~12 m thick surface crust in a typical 30 m thick CBR flow.

5.2. Inflated Flows in the Quaternary Lava Fields of Central and Southeast Oregon

Inflated basaltic lava flows are observed in Oregon in the Quaternary lava fields of the badlands [*Bergquist et al.*, 1990], Devils Garden [*Keith et al.*, 1988; *Chitwood*, 1990], Diamond Craters [*Peterson and Groh*, 1964; *Brown*, 1980], Jordan Craters [*Calzia et al.*, 1988], and Potholes [*Jensen*, 2006]. These inflated flows formed when fluid basaltic lava spread out as thin layers (20–30 cm) onto subhorizontal terrain (slope <1°), developing tube-fed systems, and swelling 1.5–19 m (Table 1) [*Chitwood*, 1994]. In this paper, we present the examples of Jordan and Diamond Craters volcanic landforms.

5.2.1. The Jordan Crater Lava Flow near the Cow Lakes, Southeast Oregon

The Jordan Craters lava flow is the youngest of a large Quaternary olivine basalt field in Southeast Oregon. It is located at $43.1^{\circ}N/117.4^{\circ}W$ on the Owyhee-Oregon Plateau, in the vicinity of the Owyhee River. This 75 km² (>1.5 km³) Pahoehoe flow was emplaced ~3200 years ago near Cow lake. It erupted from several source vents, the main vent being the Coffeepot Crater (Figure 5). The flow displays ropey and shelly surfaces, lava tubes, pressure ridges, and lava-rise pits. Pyroclastic activity occurred during lava emplacement as shown by the presence of cinder cones [*Otto and Hutchison*, 1977; *Hart and Mertzman*, 1983.

The lava flowed southeast from the Coffee Pot Crater, creating a natural dam at the origin of two lakes (the Upper and Lower Cow lakes) at the southern end of the lava field. Lava was emplaced in two stages: initial strombolian eruptions produced tephra and spatter cones and was followed by voluminous outflows of lava creating a lava pond, with limited phreatomagmatic activity. These flows show excellent examples of inflated lava structures emplaced in a subaqueous environment.

DEM and orthoimages (Figures 5 and 6) reveal inflation plateaus with diameters of 100–700 m and heights of 2–10 m. Their upper surface is subhorizontal, always sloping less that 0.15° . Sinuous pressure ridges, 30–100 m wide, 1–11 m in height, and up to \sim 800 m in length are observed.

5.2.2. The Diamond Crater Lava Flow Field, Southeastern Oregon

The Diamond craters volcanic field is located 43.1°N/118.7°W, in Harney County (Southeastern Oregon), on the Oregon Plateau southeast of the Jordan Craters volcanic system, within the Malheur lake drainage basin. Eruptions took place ~7300–7800 years ago, with eruptive activity lasting at least 10–20 years, producing ~1.6 km³ of lava covering an area of ~70 km² [e.g., *Russell and Nicholls*, 1987; *Sherrod et al.*, 2012]. Olivine tholeiite basalts emitted from a fissure system [e.g., *Hart et al.*, 1984] producing Pahoehoe lava flows with

DESCHAMPS ET AL.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.





117°20

111

Figure 5. (a) A 3-D view of the topography of the Jordan Crater lava field, southeast Oregon, The map is derived from a 10 m light detection and ranging (LiDAR) digital elevation model. The location of the main source vent, the Coffee Pot Crater is indicated. Lava flowed to the southeast, creating a natural dam in the drainage system, resulting in the formation of the Upper and Lower Cow lakes (positions indicated in white). Data source: National Elevation Dataset of United States Geological Survey. The location of the topographic cross section shown on Figure 6 is indicated in red.

> smooth, wrinkled, or ropy surfaces. Numerous tumuli and lava tubes are visible within the lava field. Phreatomagmatic and strombolian activities produced explosion craters, lapilli, scoria cones, and maars (Figure 7) [Wood and Kienle, 1992].

4500m

The Diamond Crater lava field is underlain by floodplain (alluvial) silts, approximately 7790 years old. In the Pleistocene, the water level in the Malheur Lake was elevated, overtopping the basin's eastern threshold several times and spilling into the Malheur River, a tributary of the Columbia-Snake river system [Dugas, 1998]. During eruptions, the lava flows modified the drainage system of rivers [Sherrod et al., 2012].

Within the Pahoehoe lava field, sinuous pressure ridges, 30-140 m wide, and up to 1900 m in length are observed. Inflation plateaus are 150-1200 m in diameter and 2-11 m in height (Figures 7 and 8). Their upper surface is subhorizontal, sloping by less that ${\sim}0.1^{\circ}$.

5.3. Lava Flows of the Owyhee River, Malheur County, Oregon

The Owyhee River is located in Southeast Oregon, draining Nevada, Idaho and the Southeastern Oregon, flowing northward into the Snake River. Over the last 2 million years, the river canyon has been dammed by at least six Pahoehoe lava flows composed of numerous piled up lobes [Self et al., 1998; Walker, 1971]. Each flow temporarily blocked the Owyhee River forming lakes before being subsequently incised by the river [e.g., Orem, 2010; Ely et al., 2012]. The three best-preserved lava dams and associated lakes are the West Crater (~70 ka), the Saddle Butte 2 (~144 ka), and the Bogus Rim lava flows (~1.9 Ma) [Bondre, 2006; Bondre et al., 2004; Brossy, 2007; Orem, 2010; Ely et al., 2012].

The West Crater lava flow was erupted from the West Crater vent located at 43°N/117°32'W, on the Bogus Bench. The flow followed Bogus Creek to the Owyhee River Canyon, filling the canyon to depths up to 25 m over distances of at least 12 km [Bondre, 2006; Bondre et al., 2004; Brossy, 2007; Ely et al., 2012]. The dam persisted for at least 25 kyr before incision by the river began. Stratigraphic studies of the lava flow [Evans, 1991; Ely et al., 2012] confirm that lava advanced into water, resulting in fluvial and lacustrine sediment sections intercalated with lava lobes, and alternating beds of pillow lava and shattered volcanic glass (hyaloclastite). Within the lava dam, several rising passage zones mark the transition between subaerial and subaqueous portions of the lava flow, and constrain the water surface elevation into which the lava flowed [Jones and Nelson, 1970]. These indicate that the water level rose during the formation of the lava dam but did not exceed the lava emplacement rate [Ely et al., 2012].

DESCHAMPS ET AL.

0'0.1

Lake

10.1002/2014GC005274





Figure 6. Blowout on the Southwestern flow front of the Jordan Crater inflated lava field, Oregon. (a) A 3-D view of aerial photographs draped on the Digital Elevation Model (DEM) and (b) topographic cross section across a pressure ridge (location is indicated on Figure 4).

The Owhyee River lava field display tumuli and other inflated structures [*Orem*, 2010, 2011] (Figure 9). Inflation plateaus range from 140 to 550 m in diameter, and 2 to 8 m in height, with subhorizontal upper surfaces. Sinuous pressure ridges 30–150 m wide, up to 1100 m long, and 1 and 11 m high meander through the lava field.

5.4. Quaternary Basaltic Magmatism in the Eastern Snake River Plain, Idaho

The Eastern Snake River Plain (ESRP) is a 600 km long and 100 km wide volcanic corridor characterized by basaltic dikes and lava, and phreatomagmatic eruptions related to proximal rivers and lakes. The main Quaternary (Pleistocene to Holocene) basaltic fields are the Hell's Half Acre, Craters of the moon, Wapi, Cerro Grande, and Menan Buttes lava fields [*Hughes et al.*, 1999]. The Snake River was progressively shifted southward by successive ESRP lava flows. Lava fields are composed mainly of olivine tholeiites emplaced as channels or tube-fed Pahoehoe flows, 5–25 m thick [e.g., *Leeman*, 1982; *Greeley*, 1982].

The Hell's Half Acre lava field covers an area of ~400 km² Southwest of Idaho Falls. Pahoehoe flows were emplaced 4100–2000 years ago from a 3 km long, NW-SE trending vent system at the Northwestern part of the field during a eruptive episode lasting a few days to few years [*Kuntz et al.*, 1982, 1992]. Lacustrine, playa, and fluvial sediment lenses and eolian soil blankets are intercalated between the individual flows. The lava field displays channels, tubes, inflated lobes, tumuli, pressure ridges, and lava-rise pits [*Hughes et al.*, 1999]. *Hughes et al.* [1999] note that many lava flow features are similar to inflated sheet flows in Hawaii, having relatively low viscosities and emplaced as coalescing and inflating lobes, but that they experienced inflation at a much larger scale than is typical of Hawaiian Pahoehoe lavas. Flow fronts are several meters thick, and Pahoehoe toes are several tens of meters wide (Figures 10 and 11). Lobes are 5–8 m high,

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



118°42'11.11"E

Figure 7. A 2-D view of the topography over the Diamond Crater lava field, southeast Oregon. (a) Map derived from a 10 m light detection and ranging (LiDAR) digital elevation model (DEM). Red rectangles indicate the location of blowouts and cross sections of Figure 8. Data source: National Elevation Dataset (NED) of United States Geological Survey.



Figure 8. A 3-D views in the northern part of the Diamond crater inflated lava field, Oregon (see location on Figure 7). Semitransparent aerial orthorectified photographs are surimposed on the Digital Elevation Model (DEM). Associated topographic cross sections across inflation plateaus and pressure ridges are shown below. Data source: National Elevation Dataset (NED) of United States Geological Survey.

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 9. (a) A 3-D view of inflated features of the western part of the Owyhee River lava flow, at the vicinity of the Crater lake, Idaho. The aerial orthorectified photographs are surimposed on the Digital Elevation Model. Data source: National Elevation Dataset (NED) of United States Geological Survey; (b) 3-D view of inflated features at the summit of the East Pacific Rise, 16°N, at the same scale. Data source: high-resolution (1 m cells) bathymetry acquired by the Autonomous Underwater Vehicle Aster-X (Ifremer).



Figure 10. A 2-D view of the topography of the Hell's Half Acre lava field, Idaho, derived from a 10 m light detection and ranging (LiDAR) digital elevation model (DEM). The Pahoehoe lava field is overlain by younger AA lava flows. Location of blowout and topographic cross section on Figure 11 is indicated in white. Data source: National Elevation Dataset (NED) of United States Geological Survey.

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 11. (a) A 3-D view of the topography of the Hell's Half Acre lava field, Idaho, with surimposed semitransparent aerial photographs. The lava field with inflation structures (plateaus, pressure ridges) appears in the darker color. Location on Figure 10; (b) topographic cross section across an inflation plateau. Data source: National Elevation Dataset (NED) of USGS.

and up to 100 m wide. Inflation clefts at the peripheries of the lobes are 3–5 m deep. Some flows display a basin-like sag shape due to deflation as magma broke out from an expanding lobe [*Hughes et al.*, 1999].

5.5. Inflated Subaqueous Basaltic Flows of Iceland

To analyze Icelandic Iava flows, this study used photographs from the National Land Survey of Iceland, IS50V database (http://atlas.lmi.is/kortasja/) that gathers GPS road surveying, aerial photographs, and SPOT-5 satellite images, and aerial photographs of Loftmyndir ehf's database (http://www.loftmyndir.is/), which recently unveiled a model of the whole country that is accurate down to the nearest 2 m (resolution up to 1:2000). No DEMs with sufficient resolution are available over the regions of interest so flow unit analysis is based only these images.

Inflated Pahoehoe flows displaying large inflation structures such as plateaus of several hundred meters in diameter are also observed in Iceland. These flows emplaced in subaqueous environments, such as lakes, river beds, or below the sea level but they are presently subaerial. Here we show two examples of such inflated subaqueous flows in Iceland:

5.5.1. Eldá Lava Flow, Northern Shore of the Mytvan Lake

The Myvatn lake, ~4.2 m deep and covering an area of ~37 km², is located in Northeast Iceland, Southwest of Krafla Volcano. The lake has been shaped by the 2500 year old "younger Laxarhraun" lava flow from Mt. Hverfjall. When the lava flowed into lakes and wetlands, steam explosions formed the pseudocraters and rootless cones and the small islands of Myvatn lake, which covered a much larger area than today [*Einarsson*, 1982; *Greeley and Fagents*, 2001; *Mattsson and Höskuldsson*, 2011]. Over the last 250 years, Krafla has been the source of two major volcanotectonic episodes: the 1724–1729 Myvatn Fires and the 1975–1984 Krafla Fires. The Myvatn Fires included a series of four small (<0.2 km³) effusive eruptions [e.g., *Einarsson*, 1991; *Sæmundsson*, 1991] during which rapid water level fluctuations occurred in the Myvatn Lake. The northern part of the lake dried up in 1724 for 9 months, so much so that trout catches dramatically failed [e.g., *Thorarinsson*, 1979; *Olafsson*, 1979; *Einarsson et al.*, 2004]. The younged Myvatn lava (1729) flowed along the Eldá riverbed (herein called the "Eldá lava flow") into the northern part of the lake, now

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 12. (a) Aerial photograph of the Eldá lava flow emplaced during the Krafla fires in 1724–1729 on the northern shore of the Mytvan Lake, Iceland. Inflation plateaus up to 350 m in diameter, and pressure ridges up to 250 m long are visible. Data source: Loftmyndir ehf's database. (b) Pressure ridge with inflation cleft and tilted flanks. Source: *Deschamps* [2013].

constituting 2.4 km of the shoreline on its Northern border. Historical reports indicate that the lake water reached high temperatures during this eruption, but do not indicate the length of time before the lake returned to normal [*Olafsson*, 1979]. The Eldá lava flow consists of smooth inflated lava. The maximum height for this inflated facies is ~18 m, which corresponds to lacustrine terraces and the altitude of the lake paleo-outlet on aerial photos. Inflation plateaus are up to 350 m in diameter, and pressure ridge are up to 250 m long (Figure 12).

5.5.2. Brunahraun Lava Flow, Laki Eruptive System

The Laki system, SouthEast Iceland, was active for 8 months in 1783–1784 AD, erupting ~15 km³ of tholeiitic basalts from a 27 km long fissure. Lava flowed down the Skaftá and the Hverfisfljót riverbeds, forming a ~600 km² lava field [*Guilbaud et al.*, 2007]. It impeded the drainage from the Vatna ice sheet, inducing temporary lakes within two valleys and local pseudocrater fields (close to Lakigirar and Vatnajökull). It finally spread onto a coastal plain [*Grönvold*, 1984; *Sigmarsson et al.*, 1991; *Thordarson and Self*, 1993; *Thordarson et al.*, 1996; *Thordarson and Hoskuldsson*, 2002]. In June 1783, ~130 scoria cones related to phreatomagmatic explosions formed due to the groundwater interacting with the rising lava. The lava flow blocked the Skafta River, filling the gorge (up to 100 m deep) [*Steingrímsson*, 1998]. Over a few days the eruptions became less explosive, Strombolian, and later Hawaiian in character. According to *Self et al.* [1998], pulses of inflation and drain out causing new lobes, occurred during at least a few tens of days.

Aerial photographs of inflated Pahoehoe flows in the Hverfisfljót river gorge, \sim 300 m to the North-NorthEast the Eyjalon lake (Figures 13 and 14), reveal plateaus several hundred meters in diameter (\sim 700 m at maximum), with a smooth to platy-ridged upper surface [*Keszthelyi et al.*, 2004]. Lava-rise pits, 3–15 m in diameter, and deep inflation clefts are observed at the surface and at the flow margins. Figures 13 and 14 indicate how the morphology of these flows is similar to the inflated flows in the deep sea, at the summit of the East Pacific Rise.

In conclusion, the morphology of inflation features such as tumuli, pressure ridges, and inflation plateaus of the submarine basaltic lava flows at the East Pacific Rise, and subaqueous lava flows in the Western US and Iceland, indicates that these flows experienced inflationary emplacements at a much larger scale than Pahoehoe flows in subaerial environments such as Hawaii and La Réunion Island. The geometry and size of

DESCHAMPS ET AL.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

10.1002/2014GC005274



Figure 13. (a) Aerial photograph of the Brunahraun inflated lava flow field, \sim 300 m NNE the Eyjalon lake. The lava have been emitted from the Laki vent system, and flowed the Hverfisfljót river bed. Inflation plateaus reach \sim 700 m in diameter. (b) Inflated lava flows at the summit of the East Pacific Rise, 16°N, at the same scale. Data source: high-resolution (1 m cells) bathymetry acquired by the Autonomous Underwater Vehicle Aster-X (lfremer).

inflated features emplaced in either lakes, rivers, or deep sea are similar: tumuli have lengths up to 55 m and heights up to 10 m, pressure ridges reach 2 km in length and their height exceeds 11 m. Inflation plateaus have diameters up to 1.2 km and heights up to 15 m. In contrast, lava inflation in subaerial environments form features that are typically less than few meters in height, and few hundred meters in length (most often few tens meters; Figure 15). In both subaerial and subaqueous environments, units emplaced on horizontal terrain (slope $<2^{\circ}$, most often $<1^{\circ}$), during a long-lived eruption, inflate due to the development of viscoelastic and brittle layers at the flow surface that counteract the internal hydraulic pressure and



Figure 14. (a) Aerial photograph of the Brunahraun inflated lava flow field. The lava have been emitted from the Laki vent system, and flowed the Hverfisfljót river bed. Inflation plateaus reach ~800 m in diameter. (b)A 2-D view of inflated lava flows at the summit of the East Pacific Rise, 16°N, at the same scale.

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 15. Range of inflation heights for plateaus in different settings. Submarine inflated flows (EPR, East Pacific Rise) are separated from the subaqueous (Western US, Iceland) such as ESRP (Eastern Snake River Province) flows. Mull and CRB (Columbia River Basalts) flows are represented as their own categories as they are potentially different (i.e., much longer lived eruptions, confined in topographic depressions).

whose tensile strength is able to retain the incoming lava. Even if this primary mechanism is similar in both types of environments, one or several key parameters influencing lava emplacement dynamics necessarily differ. In the section 6, we investigate the role of water during eruption in lava flow shaping.

6. The Role of Water in Lava Dynamics

The eruption temperature and the rate of heat loss from the surface control the formation and the thickening of this cooled layer, and together with the extrusion rate and the melt viscosity, the flow advance and

morphology [*Griffiths and Fink*, 1992b]. As lava initial temperature and composition are fairly identical for all the lava flows addressed in this study, i.e., olivine tholeiites, the most obvious difference that appears here is the emplacement of lava in a subaerial or a subaqueous environment. We compare the theoretical heat loss of a lava flow erupting in subaerial and subaqueous environments. Cooling controls the thickness of the upper brittle and viscoelastic layers, and thus likely partly controls the lava inflation process. A more efficient lava cooling in "wet" environments may result in the development of a thicker (hence stronger) upper cooled layer, which resists continued movement of the flow, whereas a thinner layer developing in aerial environment may favor lobe breakouts since internal pressure more rapidly exceeds its tensile strength. The ability of a lava flow to inflate depends on the tensile strength of the viscoelastic and brittle upper layers at the flow surface [e.g., *Hon et al.*, 1994]. Below, we compare the development of these layers in air and water with a simple model of cooling in one dimension, by computing the deepening of the 1070°C and 800°C isotherms that define the bases of the viscoelastic and brittle layers, respectively.

6.1. Heat Loss of Lava Cooling in Air and Water

In air, the heat transfer from the lava into atmosphere occurs mostly through radiative cooling, which far exceeds the heat loss by other mechanisms, especially at high temperatures [*Dragoni*, 1989; *Keszthelyi and Denlinger*, 1996; *Harris and Rowland*, 2001; *Patrick et al.*, 2004]. The radiative heat transfer can be expressed using the Stefan-Boltzmann equation:

$$Q_r = \sigma \varepsilon (T_l^4 - T_{amb}^4) \tag{1}$$

where Q_r is radiative heat flux, σ is Stefan-Boltzmann constant (5.670 \times 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴), and ε is emissivity of the lava surface (generally 0.90 for basalt) [e.g., *Kahle et al.*, 1988; *Crisp and Baloga*, 1990; *Salisbury and D'Aria*, 1994], T₁ is the temperature of the surface of the flow, and T_{amb} is the ambient air temperature [*Kreith et al.*, 1993]. Based on this equation (1), the radiative heat loss of a basalt flow initially erupted at ~1140°C ranges from 2.3 \times 10³ to 1.4 \times 10⁵ W m⁻² for a surface temperature ranging from 200 to 1000°C.

Convective heat transfer in a fluid (air or water here) occurs when temperature gradients are sufficient to generate fluid motion. Convective heat loss can be described by Newton's law of cooling:

$$Q_c = h_c (T_l - T_{amb}) \tag{2}$$

where Q_c is the convective heat flux, T_l is the temperature of the lava surface, T_{amb} is the ambient (air or water) temperature, and h_c is the heat transfer coefficient, which describes the convective vigor. A low fluid

DESCHAMPS ET AL.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Parameter	Value
Lava flow thickness	10 m
Lava emission temperature	1140°C
Lava thermal conductivity in air (k)	1.5 W m ⁻¹ K ⁻¹
Lava thermal conductivity in water (k)	2.5 W m ⁻¹ K ⁻¹
Glass thermal conductivity (k)	$1.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Lava heat capacity	$1100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Lava density	2500 kg m ⁻³
Ambient temperature (in air and water)	278 K, 5°C
Emissivity in air	0.9
Emissivity in water	0
Reference temperature (T _{ref})	673 K, 400°C
Reference heat transfer coefficient range in air (h _{cref})	5-15 W m ⁻² K ⁻¹
Reference heat transfer coefficient range in water (h _{cref})	100-1000 W m ⁻² K ⁻¹
Thickness of the glassy rind in air	2 mm
Thickness of the glassy rind in water	2 cm
Water energy activation (E)	14.5 kJ mol ⁻¹
Gas constant (R)	8.314 J mol ⁻¹ K ⁻¹
Sutherland's law temperature constant (Tair)	110.54 K

viscosity (η) or a high thermal gradient between the lava and the ambient fluid result in fast convective motions (high h_c) and a very efficient heat transfer. Here we relate this coefficient h_c to the thickness δ of the thermal boundary layer (TBL) at the base of the fluid: heat transfer through this thin TBL is purely conductive [e.g., *Howard*, 1964], so that:

10.1002/2014GC005274

$$h_c = k/\delta$$
 (3)

where k is thermal conductivity of the lava. The thickness of the boundary layer (δ) depends on the temperature change across the TBL ($\Delta T = T_l - T_{amb}$) and on the viscosity η of the ambient fluid (either air or water), which itself depends on the average

temperature (\overline{T}) within the TBL. A boundary layer analysis [e.g., *Howard*, 1964] to express δ as a function of the temperature change and viscosity, combined with equation (3), yields:

$$h_{c} = h_{cref} \left(\Delta T / \Delta T_{ref} \right)^{\beta} \left(\eta_{ref} / \eta \right)^{\beta} \tag{4}$$

where the subscript *ref* is for a reference value of the temperature T_{ref} at the surface of the lava, and where the exponent β s in the range 0.25–0.33. We choose beta = 0.33 as it is the value predicted by a boundary layer analysis [e.g., *Howard*, 1964]. Hereafter, the depths of isotherms change by less than 0.5% when varying beta between 0.25 and 0.33.

The differences between convective heat transfer in air and in water are the following: (1) h_{cref} is larger in water than in air for the same temperature T_{ref} [e.g., *Patrick et al.*, 2004] and (2) the dependence of the viscosity on temperature in air and water shows a divergent trend: in air, the viscosity increases with temperature, due to higher thermal agitation, while in liquid such as water the viscosity decreases with temperature. In air, viscosity can be expressed by the Sutherland's law [*Sutherland*, 1893]:

$$\eta/\eta_{ref} = (\bar{T}/\bar{T}_{ref})^{3/2} (\bar{T}_{ref} + T_{air}) / (\bar{T} + T_{air})$$
(5)

where T_{air} is the Sutherland temperature constant for air ($T_{air} = 110.54$ K) and \bar{T} denotes the average value of the temperature within the thermal boundary layer, taken as $\bar{T} = (T_l + T_{amb})/2$.

In water, an Arrhenius law is used:

$$\eta/\eta_{ref} = \exp(E/R(1/\bar{T} - 1/\bar{T}_{ref}))$$
(6)

Symbol definitions and their values are given in Table 2.

The calculated values of h_c obtained using $T_{ref} = 400^{\circ}$ C, combining equations (4–6), are shown in Figure 16. In air, h_c is less dependent on the lava temperature than in the case of water, due to the increased viscosity of air at high temperatures which limits heat transfer efficiency. In water, h_c increases fairly linearly with the surface (and hence the lava) temperature.

It should be noted that we consider only free (or natural) convection that typically occurs in still conditions, when the relative velocity between the lava and the overlying fluid is close to zero (i.e., no wind in air nor current in water) [Holman, 1992]. Forced convection occurs when the relative velocity between the surface

DESCHAMPS ET AL.



Figure 16. Heat transfer coefficient (*hc*), as a function of the lava surface temperature TI, calculated using equation (4), combined with equation (5) in air (Sutherland's law for the dependence of air viscosity on temperature) and with equation (6) in water (Arrhenius-type law for the dependence of water viscosity on temperature).

of the flow and the ambient fluid is significant (i.e., wind speed above 5 m s⁻¹, for example [*Harris and Row-land*, 2001]). In air, forced convection is negligible compared to the free convective flux during the early stage of lava cooling [e.g., *Head and Wilson*, 1986; *Griffiths and Fink*, 1992b]. In water, a calculated example for the ~4000 m deep North Arch lava flows (Hawaii), finds the forced convective heat transfer coefficient is lower by an order of magnitude compared to the free convective transfer coefficient, for surface temperature ranging 0°–600°C of basalts emplaced in 0°C waters [*Morris et al.*, 2002; *Morris*, 2003]. We thus ignore the heat loss by forced convection in this study.

We solve the heat diffusion equation in one dimension considering a 10 m thick lava layer, with a fixed temperature at the base of the layer ($T_b = 1140^{\circ}$ C) and an imposed heat flux at the surface given by the sum $Q_r + Q_{cr}$, where both Q_r (equation (1)) and Q_c (equation (2)) depend on the evolving temperature T_l at the surface of the lava. Computations start with a uniform initial temperature of 1140° C across the lava layer. We consider the first 5 days (120 h) of lava cooling and under this condition, only the upper 2–3 m at most of the layer are affected by cooling, the remainder of the flow maintains a uniform temperature of 1140° C. Results are thus not affected by our chosen thickness for the lava layer.

Figure 17 shows the total heat flux in air and water for different values of h_c . It indicates that for a given surface reference temperature (e.g., 400°C), variations in h_c value do not significantly influence the total heat flux. In air, variations in h_c value influence the respective contributions of the radiative and convective flux: radiative flux largely dominates the convective flux when h_c value is below 5 W m⁻² K⁻¹, for example, especially during the first days of cooling. In water, when above 100 W m⁻² K⁻¹, the h_c value does not influence the total heat loss, which is instead controlled by the rate of cooling of the lava as shown by equation (2). The heat loss of the lava flow emplaced in water (~3.10³-10⁵ W m⁻²) exceeds

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Figure 17. Heat loss in air and in water, calculated based on the heat diffusion equation in (1)-D, as a function of time, with three values of the heat transfer coefficient (h_c) in each case, assuming natural convection in both media and no radiation in water. Here lava conductivity is set at 1.5 W m⁻¹ K⁻¹ in air and 2.5 W m⁻¹ K⁻¹ in water. Convective heat flux in water is indicated for 3 h_{cref} values (100, 500, and 1000 W m⁻² K⁻¹). The three corresponding curves are surimposed, indicating that above 100 W m⁻² K⁻¹, the h_{cref} value does not influence significantly the cooling rate. The radiative flux is calculated based on equation (1). In air, h_{cref} value only influences the relative contributions of the radiative and convective heat loss (dotted and dashed lines, respectively), but not the value of the total heat flux (solid line).

the heat loss from a similar lava flow in air ($\sim 6.10^2 - 10^4$ W m⁻²), implying more efficient cooling in water (Figure 17).

The method described above (equations ((1-6))) to constrain the upper thermal boundary condition of the cooling layer yields results that are consistent with previous studies. Patrick et al. [2004] computed values of h_c in air ranging from 3 to 10 W m⁻² K^{-1} for lava surface temperatures ranging from 20 to 1200°C, whereas we obtain h_c between 5 and 15 W m⁻² K⁻¹ [cf. Patrick et al., 2004] (Figure 4). In addition, we computed that the surface temperature of a lava emitted at a temperature of 1140°C drops to 150°C within 2 days if h_c value is 10 W m⁻² K⁻¹ in air. This agrees with the field measurements of Hon et al. [1994] in the

Makaopuhi inflated lava, Hawaii, whose surface temperature dropped from \sim 1180°C to \sim 180°C over 24 h (and remained constant for at least the next 12 days).

In water, previous studies used h_c values ranging 1300–3500 W m⁻² K⁻¹ [*Morris et al.*, 2002; *Morris*, 2003]. In the following, we calculate the deepening of the isotherms of a lava flow cooling in water using h_{cref} values ranging 100–1000 W m⁻² K⁻¹ at $T_{ref} = 400^{\circ}$ C, since heat loss does not depend on the chose value of h_{crefr} provided that it exceeds ~100 W m⁻² K⁻¹ (Figure 17).

6.2. Isotherms Deepening in a Lava Flow Cooling in Air and Water

Figure 18 illustrates the importance of the lava thermal conductivity on the time-dependent depth of the cooling front. For volcanic rocks, porosity is a main controlling factor on thermal conductivity [e.g., *Horai*, 1991; *Clauser and Huenges*, 1995]. A high porosity leads to lower conductivity due to the low-conductivity fluid filling the vesicles, which can be either air or water. Hence, conductivity of Hawaiian basalts ranges from 0.1 to 2.5 W m⁻¹ K⁻¹, with low-porosity basalts whose pores are filled with air and water at 1.5 and 2.5, respectively [e.g., *Horai*, 1991; *Clauser and Huenges*, 1995].

Another parameter to consider in lava cooling is the formation of a thin glassy crust at the flow surface that can insulate the lava flow due to its low thermal conductivity. This is especially so in water, due to the greater thickness of the glassy layer than in air [e.g., *Fink and Griffiths*, 1990]. Theoretical models shows that the surface of an erupting lava will reach its solidus in $\sim 10^{-3}$ s. Assuming a glass transition temperature of $\sim 730^{\circ}$ C [e.g., *Ryan and Sammis*, 1981; *Griffiths and Fink*, 1992a], a 1 mm thick glassy crust will grow in only 0.2–0.7 s in water [*Griffiths and Fink*, 1992b; *Gregg and Fornari*, 1998] and in 10–12 min in air [*Hon et al.*, 1994; *Keszthelyi and Denlinger*, 1996]. Videos of subaerially erupted lava on Kilauea volcano that flowed into the ocean [*Tepley and Moore*, 1974] as well as observation of mid-ocean ridge basalts covered with a glassy rind ~1–5 cm thick confirm such a chilling of the lava upper surface [e.g., *Gregg and Chadwick*, 1996]. However, Figure 19 shows that the effect of a 2 mm–5 cm thick glassy rind, whose thermal conductivity is set at 1.25 W m⁻¹ K⁻¹ [e.g., *Horai*, 1991] on the lava cooling is relatively limited, with only few centimeters of difference in isotherms depth after 120 h of cooling. Yet, in the following, the calculation takes into account the presence of a glassy rind 2 mm thick in air and 2 cm thick in water.

Finally, the deepening of the isotherms 800°C and 1070°C in air and water has been calculated (Figure 20) based on heat diffusion equation. Parameters used in this calculation are shown in Table 2.

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



Our calculations indicate that the isotherms that define the cooled lavers deepen more quickly (by approximately 25%) when the lava emplaces into water, assuming an identical temperature of 5°C in both environments (water and air). In air, the depth of the 800 and 1070°C isotherms is approximately 38 cm and 75 cm below the lava surface after 48 h of cooling. These values are similar (within a few centimeters) to values measured directly by Hon et al. [1994] during subaerial Pahoehoe flow inflation at Kilauea. In water, due to more efficient cooling, the depth of the 800 and 1070°C isotherms reapproximately 55 and 105 cm below

Figure 18. Depth of isotherms 800°C and 1070°C calculated for a lava emplaced in air (h_{cort} value of 10 W m⁻² K⁻¹), showing the influence of the lava thermal conductivity k (here ranging from 1.5 to 2.1 W m⁻¹ K⁻¹) on the deepening of the cooling front of the 10 m thick lava flow emitted at a temperature of 1140°C.

the lava surface after 48 h of cooling. To the extent that thicker crust results in greater strength, the ability of a lava flow to inflate is likely enhanced in subaqueous over subaerial environments. For similar extrusion rates, this would prevent outbreaks occurring at the margins, and result in an increased hydrostatic pressure within the lava core, promoting a greater maximum inflation of the entire flow.

6.3. Mechanical Effect of Water During Lava Emplacement

In water, the effective gravity force acting on a flow is reduced compared to the subaerial environment [*Fink and Griffiths*, 1990], due to the lower density difference between the lava and the water. The reduced gravity (g') is given by:

$$g' = g \frac{(\rho_{lava} - \rho_{water})}{(\rho_{lava} - \rho_{air})}$$
(7)

where g is the acceleration due to gravitational forces, ρ_{water} is the density of the water, and ρ_{lava} is lava density, pair is air density, which is negligible with respect to lava and water density.

For a 1000 m deep submarine environment, seawater at a temperature of 0°C has a density of 1 046 kg m⁻³. With a lava density of 2.6 g cm⁻³, the effective gravity is 5.93 m s⁻². For a shallow, subaqueous envi-



Figure 19. Effect of a glassy crust up to 5 cm thick on the depth of the 800°C and 1070°C isotherms in a lava flow emitted at a temperature of 1140°C after 120 h of cooling, with the glass layer installed at t = 0. A heat transfer coefficient (h_{cref}) value of 500 W m⁻² K⁻¹ and thermal conductivities of 1.25 for the glass and 2.5 W m⁻¹ K⁻¹ for the lava have been set for these calculations.

ronment, fresh water at a temperature of 0°-10°C has a density of 999.8 kg m⁻³. With the same lava density as above, the effective gravity is 6.03 m s⁻². The buoyancy force countering the effect of the gravity is thus significantly higher in water, whether in the deep marine environment or in the shallow waters of a lake or a river. The presence of water that fully submerges the emplaced lava will thus greatly increase the ability of a lava to inflate. A similar result was reached by Gregg and Fornari [1998], who calculate that a deep-sea basalt flow should be

DESCHAMPS ET AL.

10.1002/2014GC005274



roughly 30% thicker than an identical subaerial one. Hence, considering only the magma driving pressure (pushing up the lava flow) and the gravity forces per unit of the flow surface, at equilibrium (i.e., when the lava flow stops inflating), Newton's First law leads to:

$$\frac{z_{air}}{z_{water}} = \frac{(\rho_{lava} - \rho_{water})}{(\rho_{lava} - \rho_{air})}$$
(8)

where z is the maximum lava flow height in air and in water and ρ the density of lava, water, and air.

Equation (8) shows that for the same magma driving pressure,

Figure 20. Depth of 800°C and 1070°C isotherms within a 10 m thick lava flow cooling in air and in water. See Table 2 for values of parameters used in the equation of heat diffusion.

the buoyancy equilibrium occurs for a thicker (by 60%) lava flow when emplaced in water. In water, buoyancy thus increases the ability of a lava to swell vertically by 50%–64% depending on the lava density (2.600–3.00 g cm⁻³, i.e., the density of liquid and solid basalts, respectively), for a similar driving pressure, regardless of the water column height and the thermodynamic effects addressed in the previous paragraph.

7. Conclusion

Our morphological study of inflated flows in different environments (air, lake, river, East Pacific Rise) reveals different geometries of inflated flows depending upon whether their deposition is in a subaqueous or in subaerial environment. Inflated structures in subaqueous environments are remarkably similar to each other in terms of geometry and size, and are characterized by tumuli with lengths up to 55 m and heights up to 10 m, pressure ridges that reach 2 km in length and 11 m in height. Inflation plateaus have diameters up to 1.2 km and heights up to 15 m. In contrast, lava inflation in aerial environments forms features that are typically less than few meters in height, and few hundred meters in length (most often few tens meters). This indicates that the water plays a major role in lava shaping, likely acting on the eruption dynamics.

Based on the equation of heat diffusion, we demonstrate that a more efficient cooling of a lava flow in water than in the air, due to vigorous convection and efficient heat transfer, leads to the development of a thicker (by approximately 25%) crust at the surface of the flow, composed of a brittle part and a viscoelastic part, the base of which being defined by the isotherms 800°C and 1070°C, respectively. Such a thicker crust in water has more strength to retain the lava than in subaerial environment, counteracting more efficiently the internal hydrostatic pressure of the flow, thus limiting breakouts of lava to form new lobes and promoting lava swelling. We show that the glassy rind that forms rapidly at the surface of the flow due to lava chilling, has only a minor influence on the depth of the cooling front (only by a few centimeters). In addition, we show that buoyancy increases the ability of a lava to swell by 60% on the condition the lava flow is fully submerged, whatever the water depth, with no thermodynamic consideration.

The presence of water can thus explain that inflated features such as tumuli, inflation plateaus, and pressure ridges are 2–3 times higher in subaqueous environments, enhanced cooling and buoyancy in water promoting lava swelling. However, we have considered in this comparative study that lava flows in air and water are similar in terms of composition, viscosity, temperature, for example, and are emplaced in the same conditions (same driving pressure) which may be valid at the first order only. Further studies are required to compute the heat exchange and progress toward thermal equilibrium when other factors are considered such as vesiculation, viscous dissipation, thermal conductivity changes, conductive cooling at the flow base, and latent heat of crystallization under varying ambient conditions existing in the eruptive

DESCHAMPS ET AL.

environment (e.g., changes in temperature, wind, currents, and rainfalls). Such computations have been done for lava emplaced in air [e.g., *Patrick et al.*, 2004] but not yet in water.

Acknowledgments

We thank the crew of the R/V l'Atalante, the engineers and technicians from Genavir, and the PARISUB scientific team. We thank Pascal Gente for having led the Parisub project, and Anne Delplanque for her help for image processing. This work was funded by the French Agence Nationale de la Recherche, within the program ANR-10-LABX-19-01 (Labex-Mer), especially for field work in Iceland.

References

Appelgate, B., and R. W. Embley (1992), Submarine tumuli and inflated tube-fed lava flows on Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, Bull. Volcanol., 54(6), 447–458, doi:10.1029/JB095iB08p12765.

Bergquist, J. R., H. D. King, R. J. Blakely, D. L. Sawatzky, and J. E. Olson (1990), Mineral resources of the badlands Wilderness Study Area and the badlands Wilderness Study Area ADDITIONS, Crook and Deschutes Counties, Oregon, U.S. Geol. Surv. Bull., 1744-B, 14 p. Bondre, N. R. (2006), Field and geochemical investigation of basaltic magmatism in the western United States and western India, Miami University, PhD thesis, 263 p., Miami Univ., Oxford, Ohio.

Bondre, N. R., R. A. Duraiswami, and G. Dole (2004), A brief comparison of lava flows from the Deccan volcanic province and the Columbia-Oregon plateau flood basalts: Implications for models of flood basalt emplacement, J. Earth Syst. Sci., 113(4), 809–817, doi:10.1007/ BF02704039.

Brossy, C. C. (2007), Fluvial response to intra-canyon lava flows, Owyhee River, Southeastern Oregon, MS thesis, 109 p., Central Wash. Univ., Ellensburg, Wash.

Brown, G. B. (1980), Geologic and mineral resources of the Diamond Craters volcanic complex, Harney County, Oregon, with comparative data for selected areas of volcanism in Oregon and Idaho, *Mineral Rep. Serial OR 10676*, 30 p., U.S. Bureau of Land Management, Oreg. Calzia, J. P., S. Hubbard-Sharpless, R. L. Turner, A. Griscom, and D. L. Sawatzky (1988), Mineral resources of the Jordan Craters Wilderness

Study Area, Malheur County, Oregon, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 88(572), 11 p. Carbotte, S. M., A. Solomon, and G. Ponce-Correa (2000), Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from

a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15° 30′–17°N, J. Geophys. Res., 105(B2), 2737–2759, doi:10.1029/1999JB800245. Cashman, K. V., and J. P. Kauahikaua (1997), Reevaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows, Geology, 25(5), 419–422,

doi:10.1130/0091-7613.

Cashman, K. V., C. Thornber, and J. P. Kauahikaua (1999), Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of Pāhoehoe Lava to'A'ā, *Bull. Volcanol.*, 61(5), 306–323, doi:10.1007/s004450050299.

Chadwick, W. W., R. W. Embley, H. B. Milburn, C. Meinig, and M. Stapp (1999), Evidence for deformation associated with the 1998 eruption of Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, from acoustic extensometer measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 26(23), 3441–3444, doi:10.1029/ 1999GL900498.

Chadwick, W. W., D. A. Clague, R. W. Embley, M. R. Perfit, D. A. Butterfield, D. W. Caress, J. B. Paduan, J. F. Martin, P. Sasnett, and S. G. Merle (2013), The 1998 eruption of Axial Seamount: New insights on submarine lava flow emplacement from high-resolution mapping, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 3939–3968, doi:10.1002/ggge.20202.

Chitwood, L. A. (1990), Devils Garden, Oregon, in Volcanoes of North America: United States and Canada, edited by C. A. Wood and J. Kienle, p. 203, Cambridge Univ. Press, N. Y.

Chitwood, L. A. (1994), Inflated basaltic lava—Examples of processes and landforms from central and southeast Oregon, Oreg. Geol., 56(1), 11–21.

Clauser, C., and E. Huenges (1995), Thermal conductivity of rocks and minerals, in *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, vol. 3, pp. 105–126, AGU, San Francisco, Calif.

Cormier, M.-H., K. C. Macdonald, and D. S. Wilson (1995), A three-dimensional gravity analysis of the East Pacific Rise from 18 degrees to 21 degrees 30'S, J. Geophys. Res., 100(B5), 8063–8082, doi:10.1029/95JB00243.

Crisp, J., and S. Baloga (1990), A model for lava flows with two thermal components, J. Geophys. Res., 95(B2), 1255–1270, doi:10.1029/ JB095iB02p01255.

Deschamps, A., M. A. Tivey, W. W. Chadwick Jr., and R. W. Embley (2013), Waning magmatic activity along the Southern Explorer Ridge revealed through fault restoration of rift topography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 1609–1625, doi:10.1002/ggge.20110.
Dragoni, M. (1989), A dynamical model of lava flows cooling by radiation, *Bull. Volcanol.*, 51(2), 88–95, doi:10.1007/BF01081978.

Dugas, D. P. (1998), Late quaternary variations in the level of paleo-lake Malheur, eastern Oregon, Quat. Res., 50(3), 276–282, doi:10.1006/ qres.1988.2005.

Duraiswami, R. A., N. R. Bondre, G. Dole, V. M. Phadnis, and V. S. Kale (2001), Tumuli and associated features from the western Deccan Volcanic Province, India, *Bull. Volcanol.*, 63(7), 435–442, doi:10.1007/s004450100160.

Einarsson, A. (1982), The palaeolimnology of Lake Myvatn, northern Iceland: Plant and animal microfossils in the sediment, Freshwater Biol., 12(1), 63–82.

Einarsson, Á. (1991), Lífríki í 2000 ár, in Náttúra Myvatns Hid íslenska Náttúrufrædifélag, Reykjavík, edited by A. Gardarsson and Á. Einarsson, in Náttúra Mývatns, pp. 320–336.

Einarsson, Á., G. Stefánsdóttir, H. Jóhannesson, J. S. Ólafsson, G. M. Gíslason, I. Wakana, G. Gudbergsson, and A. Gardarsson (2004), The ecology of Lake Myvatn and the River Laxá: Variation in space and time, Aquat. Ecol., 38(2), 317–348.

Ely, L. L., C. C. Brossy, P. K. House, E. B. Safran, J. E. O'Connor, D. E. Champion, C. R. Fenton, N. R. Bondre, C. A. Orem, and G. E. Grant (2012), Owyhee River intracanyon lava flows: Does the river give a dam?, Geol. Soc. Am. Bull., 124(11–12), 1667–1687, doi:10.1130/B30574.1.

Evans, J. G. (1991), Geologic map of the lower Owyhee Canyon Wilderness Study Area, Malheur County, Oregon, in U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-2167, sheet 1, scale 1:48,000

Fink, J. H., and R. W. Griffiths (1990), Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust, J. Fluid Mech., 221(1), 485–509, doi:10.1017/S0022112090003640.

Fornari, D. J. (1986), Submarine lava tubes and channels, Bull. Volcanol., 48(5), 291–298, doi:10.1007/BF01081757.

Garel, F., E. Kaminski, S. Tait, and A. Limare (2012), An experimental study of the surface thermal signature of hot subaerial isoviscous gravity currents: Implications for thermal monitoring of lava flows and domes, J. Geophys. Res., 117, B02205, doi:10.1029/2011JB008698.Greeley, R. (1982), The style of basaltic volcanism in the eastern Snake River Plain, Idaho, Cenozoic Geol. Idaho, 26, 407.

Greeley, R., and S. A. Fagents (2001), Icelandic pseudocraters as analogs to some volcanic cones on Mars, J. Geophys. Res., 106(E9), 20,527– 20,546. doi:10.1029/2000/E001378.

Gregg, T. K., and W. W. Chadwick (1996), Submarine lava-flow inflation: A model for the formation of lava pillars, Geology, 24(11), 981–984, doi:10.1130/0091-7613(1996).

Gregg, T. K., and D. J. Fornari (1998), Long submarine lava flows: Observations and results from numerical modeling, J. Geophys. Res., 103(B11), 27,517–27,531, doi:10.1029/98JB02465.

DESCHAMPS ET AL.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Griffiths, R. W., and J. H. Fink (1992a), The morphology of lava flows in planetary environments: Predictions from analog experiments, J. Geophys. Res., 97(B13), 19,739–19,748, doi:10.1029/92JB01953.

Griffiths, R. W., and J. H. Fink (1992b), Solidification and morphology of submarine lavas: A dependence on extrusion rate, J. Geophys. Res., 97(B13), 19,729–19,737, doi:10.1029/92JB01594.

Grönvold, K (1984), The petrochemistry of the Laki lava flow, edited by G.A. Gunnlaugsson and S Rafnsson Skaftåreldar, 1783–1784: Ritgerdir og heimildir, Mal og Menning, Reykjavík: 49–58. (In Icelandic)

Guilbaud, M.-N., S. Blake, T. Thordarson, and S. Self (2007), Role of syn-eruptive cooling and degassing on textures of lavas from the AD 1783–1784 Laki eruption, South Iceland, *J. Petrol.*, 48(7), 1265–1294, doi:10.1093/petrology/egm017. Harris, A. J., and S. Rowland (2001), FLOWGO: A kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel, *Bull. Volcanol.*, 63(1),

Harris, A. J., and S. Kowland (2001), FLOWGO: A kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel, Bull. Volcanol., 63(1), 20–44, doi:10.1007/s004450000120.

Hart, W. K., and S. A. Mertzman (1983), Late Cenezoic volcanic stratigraphy of the Jordan Valley area, southeastern Oregon: Oregon Geology, 45(2), 15–19.

Hart, W. K., J. L. Aronson, and S. A. Mertzman (1984), Areal distribution and age of low-K, high-alumina olivine tholeiite magmatism in the northwestern Great Basin, Geol. Soc. Am. Bull., 95(2), 186–195, doi:10.1130/0016-7606.

Head, J. W., and L. Wilson (1986), Volcanic processes and landforms on Venus: Theory, predictions, and observations, J. Geophys. Res., 91(89), 9407–9446, doi:10.1029/JB091iB09p09407.

Helo, C., D. A. Clague, D. B. Dingwell, and J. Stix (2013), High and highly variable cooling rates during pyroclastic eruptions on Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge, J. Volcanol. Geotherm. Res., 253, 54–64, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.12.004.

Hoblitt, R. P., T. R. Orr, C. Heliker, R. P. Denlinger, K. Hon, and P. F. Cervelli (2012), Inflation rates, rifts, and bands in a pähoehoe sheet flow, Geosphere, 8(1), 179–195.

Holcomb, R. T. (1981), Kilauea Volcano, Hawaii: Chronology and morphology of the surficial lava flows, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 81(354), 321.

Holman, J. P. (1992), Heat Transfer, (Mech. Eng. McGraw-Hill Ser.), 713 pp., McGraw-Hill Education, New York.

Hon, K., and J. Kauahikaua (1991), The importance of inflation in the formation of pahoehoe sheet flows, *Eos Trans. AGU*, 72, 557. Hon, K. J. Kauahikaua, R. Denlinger, and K. Mackay (1994), Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurement of the flow of the state of the s

urements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106(3), 351–370. Hooper, P. R. (1982), The Columbia river basalts, *Science*, 215(4539), 1463–1468, doi:10.1126/science.215.4539.1463.

Hooper, P. R. (2000), Chemical discrimination of Columbia River basalt flows, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1(6), 1024, doi:10.1029/2000GC000040. Horai, K. (1991), Thermal conductivity of Hawaiian basalt: A new interpretation of Robertson and Peck's data, *J. Geophys. Res.*, 96(B3), 4125–4132, doi:10.1029/90JB02452.

Howard, L. N. (1964), Convection at high Rayleigh number, in *Applied Mechanics, Proceedings of 11th Congress of Applied Mathematics*, edited by H. Görtler, pp. 1109–1115, Springer, Berlin, doi:10.1007/978-3-662–29364-5_147. Hughes, S. S., R. P. Smith, W. R. Hackett, and S. R. Anderson (1999), Mafic volcanism and environmental geology of the eastern Snake River

Hughes, S. S., R. P. Smith, W. R. Hackett, and S. R. Anderson (1999), Mafic volcanism and environmental geology of the eastern Snake River Plain, Idaho, in *Guidebook to the Geology of Eastern Idaho*, edited by S. S. Hughes and G. D. Thackray, pp. 143–168, Idaho Mus. of Nat. Hist., Pocatello, Idaho Museum of Natural History.
James, M., N. Bagdassarov, K. Müller, and H. Pinkerton (2004), Viscoelastic behaviour of basaltic lavas, J. Volcanol. Geotherm. Res., 132(2–3),

ames, M., N. Bagdassarov, K. Müller, and H. Pinkerton (2004), Viscoelastic behaviour of basaltic lavas, J. Volcanol. Geotherm. Res., 132(2–3), 99–113, doi:10.1016/S0377-0273(03)00340-8.

Jensen, R. A. (2006), Roadside Guide to the Geology of Newberry Volcano, 4th edition: Bend, Oregon, CenOreGeoPub, 182 p.

Jones, J. G. (1968), Pillow lava and pahoehoe, J. Geol., 76(4), 485-488.

Jones, J. G., and P. H. H. Nelson (1970), The flow of basalt lava from air into water—its structural expression and stratigraphic significance: Geological Magazine, 107(1), 13–19.

Kahle, A. B., A. R. Gillespie, E. A. Abbott, M. J. Abrams, R. E. Walker, G. Hoover, and J. P. Lockwood (1988), Relative dating of Hawaiian lava flows using multispectral thermal infrared images: A new tool for geologic mapping of young volcanic terranes, J. Geophys. Res., 93(B12), 15,239–15,251, doi:10.1029/JB093iB12p15239.

Kauahikawa, J., K. V. Cashman, T. N. Mattox, C. C. Heliker, K. A. Hon, M. T. Mangan, and C. R. Thornber (1998), Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island of Hawaii, J. Geophys. Res., 103(B11), 27,303–27,323, doi:10.1029/97JB03576.

Keith, W. J., H. D. King, M. E. Gettings, and F. L. Johnson (1988), Mineral resources of the Devil's Garden Lava Bed, Squaw Ridge Lava Bed, and four Craters Lava Bed Wilderness Study Areas, Lake County, Oregon, U.S. Geol. Surv. Bull., 1738-A, 14.

Kent, R. W., B. A. Thomson, R. R. Skelhorn, A. C. Kerr, M. J. Norry, and J. N. Walsh (1998), Emplacement of Hebridean tertiary flood basalts: Evidence from an inflated pahoehoe lava flow on Mull, Scotland, J. Geol. Soc. London, 155(4), 599–607.
Keszthelyi, L., and R. Denlinger (1996), The initial cooling of pahoehoe flow lobes, Bull. Volcanol., 58(1), 5–18, doi:10.1007/s004450050121.

Keszthelyi, L., and R. Denlinger (1996), The initial cooling of pahoehoe flow lobes, Bull. Volcanol., 58(1), 5–18, doi:10.1007/s004450050121.
Keszthelyi, L., T. Thordarson, A. McEwen, H. Haack, M.-N. Guilbaud, S. Self, and M. J. Rossi (2004), Icelandic analogs to Martian flood lavas, Geochem. Geophys. Geosyst., 5, Q11014, doi:10.1029/2004GC000758.

Kreith, F., M. S. Bohn, and R. D. Ulrich (1993), *Principles of Heat Transfer*, 5th ed., 646 p., West Publ. Co., Minneapolis/St. Paul. Kuntz, M. A., D. E. Champion, E. C. Spiker, R. H. Lefebvre, and L. A. McBroome (1982), The Great Rift and the evolution of the Craters of the Moon Java field. Idaho. Idaho. Bureau of Mines and Geology Bulletin. 26, 432–437.

Moon lava field, Idaho, Idaho Bureau of Mines and Geology Bulletin, 26, 423–437. Kuntz, M. A., H. R. Covington, and L. J. Schorr (1992), An overview of basaltic volcanism of the eastern Snake River Plain, Idaho, in Regional Geology of Eastern Idaho and Western Wyoming, Geol. Soc. Am. Mem. 179, edited by P. K. Link, M. A. Kuntz, and L. B. Platt, pp. 227–267. Leeman, W. P. (1982), Evolved and hybrid lavas from the Snake River Plain, Idaho, in Cenozoic Geology of Idaho, edited by B. Bonnichsen and R. M. Breckenridge, Idaho Bureau of Mines and Geology Bulletin, 26, 193–202.

Lenat, J.-F., P. Bachelery, and F. Desmulier (2001), Genese du champ de lave de l'Enclos Fouque; une eruption d'envergure exceptionnelle du Pitro de la Fournaise (Peunion) au 18 e ciedo. *Bull Soc. Gén. Er.* 172(2): 172–188

du Piton de la Fournaise (Reunion) au 18 e siecle, Bull. Soc. Géol. Fr., 172(2), 177–188. Lyle, P. (2000), The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows, J. Geol. Soc. London, 157(4), 715–722.

Macdonald, G. A. (1953), Pahoehoe, aa, and block lava, Am. J. Sci., 251(3), 169–191.

Mattsson, H. B., and Á. Höskuldsson (2011), Contemporaneous phreatomagmatic and effusive activity along the Hverfjall eruptive fissure, north lceland: Eruption chronology and resulting deposits, J. Volcanol. Geotherm. Res., 201(1), 241–252.

McClinton, T., S. M. White, A. Colman, and J. M. Sinton (2013), Reconstructing lava flow emplacement processes at the hotspot-affected Galápagos spreading center, 95° W and 92° W, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 2731–2756, doi:10.1002/ggge.20157. Morris, A. R. (2003), Emplacement of deep submarine lava flows on the North Hawaiian Arch: A study of thermal and rheological evolution

Morris, A. K. (2003), Emplacement of deep submarine lava flows on the North Hawaiian Arch: A study of thermal and meological evolution using a numerical model, MS thesis, 125 pp. Numéro 3779, de Theses for the degree of Master of Science (University of Hawaii at Manoa): Geology and Geophysics, Univ. of Hawaii.

DESCHAMPS ET AL.

Morris, A. R., A. J. Harris, B. Appelgate, and S. K. Rowland (2002), Understanding the thermal and rheological evolution of deep submarine lava flows in the North Arch Volcanic Field, Eos Trans. AGU, 1(04), Fall Meet. Suppl., Abstract V62D-04.

Ólafsson, J. (1979), Physical characteristics of Lake Mývatn and River Laxá, Oikos, 32, 38-66.

Orem, C. A. (2010), Lacustrine sediment record of multiple quaternary lava dams on the Owyhee River, Southeastern Oregon, MS thesis, 137 p., Central Wash. Univ., Ellensburg, Wash.

Orem, C. A., L. L. Ely, C. C. Brossy, P. K. House, J. E. O'Connor, and E. Safran (2011), Sedimentological analysis of the West Crater lake: Insights into processes of lava dam formation, lake sedimentation, and river incision, Geological Society of America Abstracts with Programs, 43(4), 52. Otto, B. R., and D. A. Hutchison (1977), The geology of Jordan Craters, Malheur County, Oregon, Ore Bin, 39(8), 125-140.

Patrick, M. R., J. Dehn, and K. Dean (2004), Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis, J. Geophys. Res., 109, B03202, doi:10.1029/2003JB002537.

Pearson, D. G., C. H. Emeleus, and S. P. Kelley (1996), Precise 40Ar/39Ar age for the initiation of Palaeogene volcanism in the Inner Hebrides and its regional significance, J. Geol. Soc. London, 153(6), 815-818.

Peterson, N. V., and E. A. Groh (1964), Diamond Craters, Oregon, Ore Bin, 26(2), 17-34.

Rossi, M. J., and A. Gudmundsson (1996), The morphology and formation of flow-lobe tumuli on Icelandic shield volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., 72(3), 291-308.

Rowland, S. K., A. J. Harris, M. J. Wooster, F. Amelung, H. Garbeil, L. Wilson, and P. J. Mouginis-Mark (2003), Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: The 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galapagos, Bull. Volcanol., 65(5), 311-330.

Russell, J. K., and J. Nicholls (1987), Early crystallization history of alkali olivine basalts, Diamond Craters, Oregon, Geochim. Cosmochim. Acta, 51(1), 143-154.

Ryan, M. P., and C. G. Sammis (1981), The glass transition in basalt, J. Geophys. Res., 86(B10), 9519-9535 Sæmundsson, K. (1991), Jardfrædi Kröflukerfisins, in Náttúra Myvatns, edited by A. Gardarsson and Á. Einarsson, pp. 24–95, Hid íslenska

Náttúrufrædifélag, Reykjavík, Iceland. Sakimoto, S. E. H., and M. T. Zuber (1998), Flow and convective cooling in lava tubes, J. Geophys. Res., 103(B11), 27,465–27,487.

Salisbury, J. W., and D. M. D'Aria (1994), Emissivity of terrestrial materials in the 3–5 μ m atmospheric window, Remote Sens. Environ., 47(3), 345–361. Scheirer, D. S., and K. C. Macdonald (1993), Variation in cross-sectional area of the axial ridge along the East Pacific Rise; evidence for the magmatic budget of a fast spreading center, J. Geophys. Res., 98(B5), 7871–7885, doi:10.1029/93JB00015.

Schmincke, H.-U. (1967), Stratigraphy and petrography of four upper Yakima Basalt flows in south-central Washington, Geol. Soc. Am. Bull., 78(11), 1385-1422, doi:10.1130/0016-7606.

Self, S., S. Finnemore, Th. Thordarson, and G. P. L. Walker (1991), Importance of compound lava and lava-rise mechanisms in emplacement of flood basalts, Eos Trans. AGU, 72(44), Fall Meet. Suppl., 566

Self, S., T. Thordarson, L. Keszthelyi, G. P. L. Walker, K. Hon, M. T. Murphy, P. Long, and S. Finnemore (1996), A new model for the emplace-ment of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields, *Geophys. Res. Lett.*, 23(19), 2689–2692.

Self, S., T. Thordarson, and L. Keszthelyi (1997), Emplacement of continental flood basalt lava flows, In: Large Igneous Provinces: Continental Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Geophys. Monogr. Ser., edited by J.J. Mahoney, and M. Coffin, pp. 381–410, AGU, Washington, D. C. Self, S., L. Keszthelyi, and T. Thordarson (1998), The importance of pahoehoe, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 26(1), 81–110.

Sherrod, D. R., D. E. Champion, and J. P. McGeehin (2012), Age and duration of volcanic activity at Diamond Craters, southeastern Oregon, J. Volcanol. Geotherm. Res., 247-248, 108-114, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.08.008.

Sigmarsson, O., M. Condomines, K. Grönvold, and T. Thordarson (1991), Extreme magma homogeneity in the 1783–84 Lakagigar eruption: Origin of a large volume of evolved basalt in Iceland, Geophys. Res. Lett., 18(12), 2229-2232.

Steingrímsson, J. (1998), Fires of the Earth: The Laki Eruption 1783-1784, edited by Haskolautgafan, translated by K. Kunz, 93 pp., Univ. of Iceland Press, Revkjavik, Iceland.

Sutherland, W. (1893), The viscosity of gases and molecular force, Philos. Mag., 36(223), 507-531.

Swanson, D. A., T. L. Wright, and R. T. Helz (1975), Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima Basalt on the Columbia Plateau, Am. J. Sci., 275(8), 877-905.

Tepley, L., and J. G. Moore (1974), Fire under the Sea: The Origin of Pillow Lava, Moonlight Prod., Mountain View, Calif

Thorarinsson, S. (1979), The postglacial history of the Myvatn area, Oikos, 32, 17-28.

Thordarson, T., and A. Hoskuldsson (2002), Iceland (Classic Geology in Europe), 208 pp., Dunedin Acad. Press, Edinburgh, U. K

Thordarson, T., and S. Self (1993), The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783–1785, Bull. Volcanol., 55(4), 233–263

Thordarson, T., and S. Self (1996), Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA, J. Volcanol. Geotherm. Res., 74(1), 49-73.

Thordarson, T., and S. Self (1998), The Roza Member, Columbia River Basalt Group: A gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes?, J. Geophys. Res. 103(B11), 27,411-27,445, doi:10.1029/98JB01355. Thordarson, T., S. Self, N. Oskarsson, and T. Hulsebosch (1996), Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the

1783–1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland, Bull. Volcanol., 58(2–3), 205–225.

Tolan, T., S. Reidel, M. Beeson, J. Anderson, K. Fecht, and D. Swanson (1989), Revisions to the estimates of areal extent and volume of the Grande Ronde Basalt Group, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 239, 1–20.

Turcotte, D. L., and G. Schubert (1982), Geodynamics, vol. 450, 50 pp., John Wiley, New York.

Walker, G. P. (1991), Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli,"lava rises","lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii, Bull. Volcanol., 53(7), 546-558.

Walker, G. P. (1992), Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas, Bull. Volcanol., 54(6), 459–474, doi:10.1007/BF00301392. Walker, G. P. L. (1971), Compound and simple lava flows and flood basalts, *Bull. Volcanol.*, 35(3), 579–590, doi:10.1007/BF02596829. Wang, X., J. R. Cochran, and G. A. Barth (1996), Gravity anomalies, crustal thickness, and the pattern of mantle flow at the fast spreading East

Pacific Rise, 9 degrees - 10 degrees N; evidence for three-dimensional upwelling, J. Geophys. Res., 101(B8), 17, doi:10.1029/96JB00194 Wantim, M. N., M. Kervyn, G. G. J. Ernst, M. A. del Marmol, C. E. Suh, and P. Jacobs (2013), Numerical experiments on the dynamics of channelised lava flows at Mount Cameroon volcano with the FLOWGO thermo-rheological model, J. Volcanol. Geotherm. Res., 253, 35-53,

doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.12.003. Wood, C. A., and J. Kienle (1992), Volcanoes of North America: The United States and Canada, 354 pp., Cambridge Univ. Press, U. K.

Wright, T. L., and R. T. Okamura (1977), Cooling and Crystallization of Tholeiitic Basalt, 1965 Makaopuhi Lava Lake, Hawaii, 78 pp., U.S. Gov. Print. Off., Washington.

© 2014. American Geophysical Union. All Rights Reserved

APPENDICES

Plongée 13



Appendice 1 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 13. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 2.

	Plongée n° 13						
Numéros	Latitude	Longitude	Faciès	Commentaires	Photos		
13-1	15,6339	-105,3824	laves en coussin	 ⇒ Début de la plongée à l'Est sur le flanc Est du plateau sommital. ⇒ Les laves en coussin sont sphériques ou en tubes de diamètre décimétrique à métrique. ⇒ Concentration importante de sédiment entre chaque coussin. 	13-1a et -1b		
13-2	15,6306	-105,3895	laves lobées	Evolution progressive depuis des laves en coussin (même coulée)	13-2		
13-3	15,6306	-105,3897	laves en coussin	 ⇒ Les laves en coussin recouvrent les laves lobées (laves en coussin postérieures) ⇒ Les laves forment un front de coulée affecté par des fissures d'environ 1 m de large parralèles au contact 	13-3a et 3-b		
13-4	15,6303	-105,3913	laves lobées	 ⇒ Contact avec les laves en coussin non visible ⇒ Structures d'effondrement d'environ 3 m de diamètre 	13-4		
13-5	15,6302	-105,3917	laves en coussin	Les laves en coussin recouvrent les laves lobées (laves en coussin postérieures)	13-5		
13-6	15,6301	-105,3923	laves drapées	⇒ Contact peu visible en raison de la concentration des sédiments	13-6a et -6b		
13-7	15,6301	-105,3925	laves lobées	 ⇒ Laves lobées localisées sous les laves drapées, donc antérieures ⇒ Fissures ~N170°E, de 0,5 à 1 m de large ⇒ Structures d'effondrement de 1 à 4 m de diamètre 	13-7		
13-8	15,6299	-105,3948	laves en coussin	 ⇒ Les laves en coussin recouvrent progressivement les laves lobées ⇒ Fissure N-S d'environ 1 m de large ⇒ Structures d'effondrement de 1 à 4 m de diamètre 	13-8		
13-9	15,6299	-105,3952	laves lobées	 ⇔ Contact avec les laves en coussin non visible du à l'altitude du Nautile par rapport au fond ⇒ Strucures d'effondrement de 1 à 2 mètres de diamètre 			
13-10	15,6298	-105,3962	laves lobées et en coussin	Quelques coussins sur les laves lobées (laves en coussin postérieurs ou synchrone)	13-10		
13-11	15,6299	-105,3980	laves en coussin	 ⇒ Les laves en coussin recouvrent les laves lobées ⇒ Laves bréchifiées au front ⇒ Fissures d'environ 0,5 à 2 m de large parralèles au contact (~N-S) 	13-11		
13-12	15,6299	-105,3983	laves lobées	⇒ Transition progressive depuis les laves en coussin (même coulée)	13-12		
13-13	15,6298	-105,3991	laves en coussin	 ⇒ Les laves en coussin recouvrent les laves lobées (laves en coussin postérieures) ⇒ Blocs de laves au contact ⇒ Fissures d'environ 0,5 à 1 m de large parralèles au contact (~N-S) 			
13-14	15,6297	-105,3996	laves lobées	⇒ Transition progressive depuis les laves en coussin (même coulée)			
13-15	15,6295	-105,4006	laves drapées	⇒ Les laves en coussin recouvrent les laves lobées sur une épaisseur d'environ 1 m	13-15		
13-16	15,6294	-105,4008	laves lobées et en coussin	 ⇒ Les laves en lobées sont localisées sous les laves drapées (donc antérieures) ⇒ Structures d'effondrement de 2-4 m de diamètre ⇒ Evolution rapide vers des laves en coussin 	13-16		
13-17	15,6295	-105,4010	laves lobées	 ⇒ Contact avec les laves en coussin par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest (~N170°E, 88°W) de 1,5 m de rejet. ⇒ Laves lobées avec quelques coussins au pied de la faille 	13-17		
13-18	15,6294	-105,4017	laves en coussin	Entre les point 13-17 et 13-18, la concentration de laves en coussin sur les laves lobées augmente progressivement			
13-19	15,6294	-105,4022	laves lobées	 ⇒ Entre les point 13-18 et 13-19, la concentration de laves en coussin sur les laves lobées diminue progressivement ⇒ Laves lobées sous les laves en coussin, donc antérieures 			
13-20	15,6293	-105,4028	laves drapées et en dalle	 ⇒ Contact non visible sur la vidéo. localisé à l'aide des commentaires du scientifique de bord ⇒ Constituent une coulée d'inflation en nappe ⇒ Alternance de laves drapées et en dalle ⇒ Fissures d'environ 1 à 2 m de large, orientées ~N110°E 	13-20a et -20b		
13-21	15,6278	-105,4046	laves lobées	 ⇒ Localement les laves lobées sont drapées ⇒ Dépots sédimentaires moins important qu'au début de la plongée (diminution progressive à mesure que l'on se rapporche des ASTs) 	13-21a et -21b		
13-22	15,6270	-105,4044	laves en coussin	 ⇒ Evolution progressive depuis des laves lobées ⇒ Fissures d'environ 0,5 à 2 m de large, orientées ~N170°E ⇒ Constituent un édifice proéminent ⇒ Structure d'effondrement au sommet de l'édifice (~25 m de diamètre et 5 m de profondeur) 	13-22		
13-23	15,6217	-105,4078	contact laves en coussin / laves lobées	 ⇒ Contact entre les laves en coussin et les laves lobées par une succession de 3 failles (rejets verticaux d'Est en Ouest : 5, 10 et 18 m) à pendage Ouest postérieures aux laves en coussin. ⇒ Bordure Ouest de l'AST 10 ⇒ Effordement de 2 à E m de diamàtre 	13-23		
13-24	15,6216	-105,4084	laves lobées	Changement de can (can au Sud)			
13-25	15,0213	-105,4094	laves lobees	🗠 Changement de cap (cap au Sud)			

13-26	15,6209	-105,4092	lac de laves effondré	 ⇒ Le fond du lac est couvert localement par les brèches du toit de la coulée. ⇒ Pilliers de laves de 1 m de haut (hauteur minimum de la coulée) ⇒ Fissures d'environ 1 m de large, orientées ~N170°E 	13-26
13-27	15,6200	-105,4089	laves en dalle	 Recouvrent les brèches du fond du lac (postérieures à l'effondrement du lac) 	13-27a et -27b
13-28	15,6190	-105,4087	laves drapées	⇒ Evolution progressive depuis des laves en dalle	
13-29	15,6187	-105,4086	lacs de laves	 ⇒ Les vestiges du lac de laves sont observées sous les laves drapées ⇒ Fin de la plongée 	

Appendice 2 : description de la plongée 13. Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 1) sont localisés, et décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendie 3 à 5).



Appendice 3 : Photos de la plongée 13 : 13-1a et 1-b/ Laves en coussin, 13-2/ Laves lobées avec quelques coussins, 13-3a/ Laves en coussin, 13-3b/ Fissure dans les laves en coussin, 13-4/ Structure d'effondrement dans les laves lobées, 13-5/ Laves en coussin, 13-6a/ Contact entre des laves en coussin et des laves drapées, 13-6b/ Laves drapées bréchifiées, 13-7/Laves lobées.



Appendice 4 : Photos de la plongée 13. 13-8/ Laves en coussin, 13-10/ Blocs de laves en coussin, 13-11/ Fissure dans les laves en coussin, 13-12/ Laves en coussin en tube sur des laves lobées, 13-15/ Laves drapées bréchifiées, 13-16/Contact entre des laves drapées et des laves lobées, 13-17/ Laves lobées avec quelques coussins, 13-20a/ Laves drapées fissurées, 13-20b/ Laves en dalle fissurées, 13-21a/ Laves lobées.



Appendice 5 : Photos de la plongée 13 : 13-21b/ Laves lobées se drapant, 13-22/ Laves en coussin, 13-23/ et 13-26/ Effondrement dans les laves, 13-27a/Laves en dalle, 13-27b/ Piliers au fond d'un lac de laves effondré.


Appendice 6 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 14. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 7.

	Plongée n° 14							
Numéros	Latitude	Longitude	Faciès	Commentaires	Photos			
14-1	15,623035	-105,425615	laves en coussin	⇔ Début de la plongée sur la bordure Ouest plateau sommital.	14-1			
14-2	15,622818	-105,425513	laves en dalle et drapées	⇒ Les laves en dalle sont sous les laves en coussin, et sont donc antérieures ⇒ Les laves en nappe se dranent rapidement vers des laves dranées	14-2a et -2b			
14-3	15,621750	-105,425395	laves en dalle	 ⇒ Les laves drapées évoluent progressivement vers des laves en dalle 	14-3			
14-4	15,621682	-105,425386	laves lobées	 ⇒ Les laves en dalle évoluent progressivement vers des laves lobées (même coulée) ⇒ Localement les laves lobées sont très fracturées, et quelques brèches sont observées sur la coulée. 	14-4			
14-5	15,621525	-105,425362	laves drapées et en nappe	 ⇒ Les laves lobées sont recouvertes par une alternance de laves drapées et en nappe ⇒ L'alternance se fait suivant une direction Est-Ouest 	14-5			
14-6	15,621168	-105,425289	laves lobées	Les laves en dalle évoluent progressivement vers des laves lobées (même coulée)	14-6			
14-7	15,620947	-105,425157	laves drapées et en nappe	 ⇒ Les laves lobées se terminent sur des laves en nappe légèrement drapées (donc postérieures à laves en nappe) ⇒ Les draps sont allongées dans la direction N-S ⇒ Une fissure de 50 cm de large, orientée N-S, recoupée par des fissures plus étroites perpendiculaires. 	14-7a et -7b			
14-8	15,620327	-105,424602	laves lobées et en coussin	⇔ Contact non visible	14-8			
14-9	15,620657	-105,423431	laves en dalle localement drapées	 ⇒ Les laves en dalle recouvrent les laves lobées ⇒ La coulée à une épaisseur de 0,50 à 1 m. ⇒ Les laves en dalle sont drapées au niveau du front. Les plis sont parallèle au front. ⇒ Fissures de quelques dizaines de centimètres de large, orientées N-S 	14-9			
14-10	15,620975	-105,422569	laves lobées	 ⇒ Les laves lobées recouvrent les laves en dalle ⇒ Quelques coussin sur les laves lobées ⇒ Fissures d'environ 1 à 2 m de large orientées N-S 	14-10a et -10b			
14-11	15,621243	-105,421534	laves en nappe	Contact avec les laves lobées non visible				
14-12	15,621291	-105,421346	laves en coussin	 Les laves en coussin recouvrent les laves en nappe (laves en coussin postérieures) 	14-12			
14-13	15,621372	-105,421173	laves lobées	 ⇒ Les laves en coussin recouvrent les laves lobées (laves en coussin postérieures) ⇒ Fissures d'environ 0,5 à 1 m de large et jusqu'à 4 m de profondeur, orientées ~150°E ⇒ Structures d'effondrement de 2 à 3 m de diamètre 	14-13a et -13b			
14-14	15,621747	-105,420547	lac de laves effondré et laves en nappe	 ⇒ Lac de laves de 300 m de large et 3 m de profondeur ⇒ Des laves en nappe consituent le plancher du lac de lave 	14-14			
14-15	15,622049	-105,419919	laves drapées	 ⇒ Evolution progressive des laves en nappe vers des laves drapées (même coulée) ⇒ Les laves drapées recouvrent les fragments du toit du lac de laves effondré en bordure du lac de laves (les laves drapées sont postérieures à l'effondrement du lac de laves ⇒ Evolution rapide vers des laves en coussin 	14-15			
14-16	15,622508	-105,418963	laves lobées	 ⇒ Les laves en lobées constituent le toit du lac de lave effondré ⇒ La bordure du lac de lave est un mur de 2 m de haut sur lequel sont surimposés des crénelures horizontale marquant les différents niveaux de vidange du lac ⇒ Structures d'effondrement de 4 à 5 m de diamètre ⇒ Chenal de lave orienté N-S, d'environ 10 m de large 	14-16a, -16b et -16c			
14-17	15,623257	-105,417232	laves en coussin	Les laves en coussin recouvrent les laves lobées et sont donc postérieures.	14-17			
14-18	15,624130	-105,415563	laves en lobées	 ⇒ Evolution progressive depuis des laves en coussin (même coulée) ⇒ Fissures atteignant 1 m de large et 4 m de profondeur 	14-18			
14-19	15,625861	-105,413977	laves en nappe	 ⇒ Les laves en nappe recouvrent les laves lobées ⇒ Réseau de fracture d'orientation générale N-S 	14-19			
14-20	15,626490	-105,413854	laves lobées	⇒ Contact entre les laves en nappe et les laves lobées par l'intermédiaire d'une faille ouverte à pendage Ouest (2 m de large, et 1 m de rejet vertical)				

				⇒ Les laves lobées sont affectées par un effondrement d'environ 50	
				m de large	
14-21	15,626639	-105,413837	lac de laves	⇒ Au fond du lac le plancher constitué de laves en dalle est	
			enonure	localement masquées par des brèches du toit effondré et marquées	
				par la présence de piliers de laves.	
14.22	15 627046	105 412769	lac de laves	⇒ Les pilliers sont plus nombreux et soutiennent localement le toit	14.22
14-22	15,027040	-105,413708	effondré	non effondré du lac de laves, ne laissant que des arches.	14-22
1/ 22	15 626252	105 412602	lavos lobáos	⇒ Fin du lac de laves, le toit de la coulée est constitué de laves	
14-25	15,020552	-105,415092	laves lobees	lobées non effondré	
				⇒ Les laves drapées semblent localisées sous les laves lobées et	
				seraient donc antérieure	
14-24	15,626153	-105,413610	laves drapées	⇒ Les laves drapées constituent une structure bombé (structure	
				d'inflation ?) d'environ 1 m de haut avec des fissures en bordures	
				parallèles au contact	
				Les laves lobées sont localisées en contrebas de la coulée	
14-25	15,625778	-105,413472	laves lobées	d'inflation (le contact n'est pas visible)	14-25
				⇒ Structures d'effondrement de 2 à 3 m de diamètre	
				Les laves lobées sont affectées par un lac de laves de 35 m de	
14-26	15,624520	-105.412936	lac de laves	large et 2 m de profondeur orienté N-S	
		100,112000	effondré	⇒ Le plancher est couvert par les brèches du toit de la coulée	
				⇒ Fissures d'environ 1 m de large, orientées ~N170°E	
14-27	15.624139	-105.412798	laves lobées	⇒ Fin du lac de laves, le toit de la coulée est constitué de laves	14-27a et -27b
				lobées non effondré	
14-28	15,623363	-105,412450	laves en coussin	⇒ Les laves lobées évoluent rapidement vers des laves en coussin	14-28
		-105,411700	laves lobées	⇒ Le contact entre les laves en coussin et les laves lobées se fait par	
14-29	15,623341			l'intermédiaire d'une faille à pendage Est (~7 m de rejet vertical et	14-29
				72° de pendage)	
14-30	15,623306	-105,410750	lac de laves effondré	⇒ Les laves lobées sont presque intégrallement effondrées	
				⇒ Bordure Ouest de l'AST 10 (80 m de large et 9 m de profondeur à	
	15,623310	105 410412		cet endroit), définie par une faille à pendage Est (~9 m de rejet	
14.21			leves leháss	vertical et 69° de pendage)	14.21
14-31		-105,410413	laves lobees	⇒ Au pied de la faille le plancher est constitué de laves lobées.	14-31
				⇒ Effondrement de 2 à 5 m de diamètre avec localement des laves	
				en nappe au fond.	
1/-32	15 62/612	-105 /10316	laves lobées	⇒ Le mur Ouest de l'AST 10 est constitué d'ue section nette de laves	1/1_37
14-32	15,024012	-105,410510	laves lobees	➡ Fissures N-S au fond de l'AST	14-52
				Les laves lobées sont affectées par un lac de laves	
			lac de laves	Présence de piliers et de brèches au fond du lac	
14-33	15,625407	-105,410162	effondré	⇒ Le plancher est constitué de lave drapées partiellement masquées	14-33
			chonare	par les brèches	
				⇒ Fissures d'environ 50 cm de large, orientées N-S	
14-34	15,626031	-105,409982	laves en coussin	\Rightarrow Contact entre le lac de laves et les laves en coussin non visible	14-34
				⇒ Les laves en dalle sont localisées sous les laves en coussin, et sont	
				donc antérieures	
14-35	15,626245	-105,410014	laves en dalle	⇒ Les laves en dalle sont légèrement drapées	14-35
				⇒ Fissures d'environ 50 cm de large, orientées N-S	
				⇔ Fin de la plongée	

Appendice 7 : description de la plongée 13. Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 6) sont localisés, et décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendie 8 à 11).



Appendice 8 : Photos de la plongée 14 : 14-1/ Laves en coussin, 14-2a/ Laves en dalle aves linéation fissurées, 14-2b/ et 14-3/ Laves drapées, 14-4/ Laves lobées, 14-5/ Contact entre des laves en dalle et des laves drapées, 14-6/ Laves lobées, 14-7a/ Contact entre des laves lobées et des laves en dalle, 14-7b/ Laves en dalle avec linéation fissurées et basculées, 14-8/ Laves en coussin.



Appendice 9 : Photos de la plongée 14. 14-9/ Laves drapées, 14-10a/ Laves en coussin sur des laves en dalle, 14-10b/ Fissures dans des laves en coussin, 14-12/ Laves en coussin, 14-13a/ Petite structure d'inflation dans les laves lobées, 14-13b/ Effondrement dans les laves lobées, 14-14/ Laves en dalle, 14-15/ Laves drapées, 14-16a/ Mur d'un lac de laves effondré avec des crénelures horizontales indiquant les niveaux de vidange, 14-16b/ Effondrement dans les laves lobées.



Appendice 10 : Photos de la plongée 14. 14-16c/ Bordure d'un lac de laves effondré, 14-17/ Laves en coussin, 14-18/ Laves lobées, 14-19/ Réseau de fissures dans des laves en dalle, 14-22/ Bordure d'un lac de laves effondré, 14-25/ Laves lobées, 14-27a/ Laves lobées partiellement effondrées, 14-27b Laves lobées avec quelques coussin, 14-28/ Laves en coussin, 14-29/ Laves lobées.



Appendice 11 : Photos de la plongée 14 : 14-31/ Laves lobées, 14-32/ Faille constituant le mur Ouest de l'AST, exposant une section de laves lobées, 14-33/ Arche soutenant le toit d'un lac de laves partiellement effondré, Site 1/ Cheminée hydrothermale fossile, 14-34/ Laves en coussin avec des sédiments ocres, 14-35/ Laves en dalle partiellement recouvertes de sédiments ocres, Site 2/ Edifice hydrothermal fossile.



Appendice 12 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 15. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirs lorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 13.

Plongée n° 15							
Numéros	Latitude	Longitude	Faciès	Commentaires	Photos		
15-1	15,7164167	-105,4319333	laves drapées bréchifiées	Début de la plongée : Les laves se situent au fond d'un graben de 60 m de large bordé par 2 failles de 7 et 10 m à l'Ouest et l'Est respectivement.	15-1		
15-2	15,7166024	-105,4318517	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest. Les laves en coussin constituent le horst et sont antérieures aux laves en nappe ⇒ Le diamètre des coussins augente progressivement vers le sommet du massif volcanique ⇒ Fissures de plusieurs mètres de large et des failles de 5 à 20 m de rejet, orientées ~N170°E 	15-2a et -2b		
15-3	15,7165665	-105,4302621	laves lobées	 ⇒ Les laves lobées sont localisées en surplomb d'une section de laves en coussin. Les laves lobées sont donc postérieures aux laves en coussin. ⇒ Pésence de structures d'effondrement e 1 à 2 m de diamètre ⇒ Présence de chenaux d'environ 50 cm de profondeur dont le plancher est constitué de laves drapées. 	15-3a et -b		
15-4	15,716493	-105,4295273	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 ⇒ Lac de lave effondré dans les laves lobées ⇒ Les piliers atteingnent 1 m de haut ⇒ Le plancher est constitué de laves en dalle recouvertes de quelques brèches 			
15-5	15,7164851	-105,4294595	lac de laves effondré. Plancher : laves drapées	⇔Les laves en dalle du plancher évoluent vers des laves drapées parfois chaotique	15-5a et -5b		
15-6	15,716474	-105,4292429	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 ⇒Les laves drapées évoluent progressivement vers des laves en dalle ⇒Linéation E-O dans les laves en dalle indiquant le sens d'écoulement ⇒Fissures N-S ⇒Fin de la coulée en contrehaut d'une faille à pendage Est marquant la limite Ouest de l'AST. 			
15-7			non observé	AST			
15-8	15,7164126	-105,4283447	laves en coussin	⇔ Le mur Est de l'AST est une section de laves en coussin brisé et lessivé par la circulation de fluides hydrothermaux.	15-8a et 15-8b		
15-9	15,7165592	-105,4280685	lac de laves effondré	 ⇒ Un lac de laves effondré d'environ 20 m de large orienté N-S surplombent les laves en coussin (donc postérieur) ⇒ Les pilliers atteignent 2 m ⇒ Le plancher du lac est recouvert de brèche 	15-9		
15-10	15,7165385	-105,4279137	laves lobées	 ⇒ Fin du lac de laves, le toit de la coulée est constitué de laves lobées non effondré ⇒ Les laves sont parcourues par quelques chenaux étroit de quelques mètres de large dont le plancher est constitué de laves drapées (les plis sont allongés suivant la direction Est Ouest 	15-10		
15-11	15,7168585	-105,427113	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 ⇒ Les laves lobées sont effondrées laissant un lac de laves effondré ⇒ Le plancher est constitué de laves en nappe 	15-11		
15-12	15,7169558	-105,4269858	lac de laves effondré. Plancher : laves drapées	⇒ Les laves en dalle évoluent progressivement vers des laves drapées	15-12		
15-13	15,7174338	-105,4264146	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 ⇒ Les laves drapées évoluent progressivement vers des laves en dalle ⇒ Les laves en dalle ont des linéations orientées Est-Ouest (direction de l'écoulement?) ⇒ Fissures de quelques centimètres de large environ Nord-Sud 	15-13		
15-14	15,7189345	-105,4246272	laves lobées	 ⇒ Fin du lac de laves, le toit de la coulée est constitué de laves lobées non effondré ⇒ En bordure du lac, les laves en nappe se drapent progressivement ⇒ Présence de structures d'effondrement de quelques mètres de diamètre et de 50 cm de profondeur minimum. 	15-14a et -14b		

15-15	15,7190583	-105,4244778	laves en coussin	 ⇒ Les laves en coussin forment un édifice de 100 m de large et 500 m de haut ⇒ La chronologie du contact n'est pas directement visible par les observation Nautile, mais les structures tectoniques qui affectent le massifs de laves en coussin effacées par les laves lobées, indiquent que les laves en coussin sont antérieures. ⇒ Fissures de 100 à 350 m de long, 10 à 20 m de large et orientées N160°E 	15-15a et -15b
15-16	15,7204103	-105,4231232	lac de laves effondré	 ⇒ Le lac de laves effondré est localisé au pied de l'édifice de lave en coussin. ⇒ Le lac de lave mesure environ 100 m de large sur 200 m de long. Les pilliers atteignent 1 m de haut. ⇒ Fissures de 100 à 350 m de long, 10 à 20 m de large et orientées N160°E 	
15-17	15,7202205	-105,4219665	laves lobées	 ⇒ Fin du lac de laves, le toit de la coulée est constitué de laves lobées ⇒ Présence de structures d'effondrement de 1 à 3 m de diamètre 	15-17
15-18	15,7205485	-105,4215029	laves en dalle	 ⇒ Des points 15-18 à 15-21, les laves en nappe constituent une coulée d'inflation de 100 m de large et 150 m de long en forme de D ⇒ Les laves en dalle constitue un plan basculé (pendage 13°) ⇒ Les laves lobées semble venir buter sur le plan incliné ⇒ Au sommet de la dalle, les laves sont affectées par des fissures parallèle au contact (N170°E) 	15-18
15-19	15,720773	-105,4211942	laves drapées bréchifiées	⇔Le centre de la coulée, en dépression, est constitué de laves drapées	
15-20	15,72085	-105,4210472	laves en dalle	$rac{d}{d}$ Le flanc Est de la coulée est également constitué de laves en dalle basculées suivant un pendage de 24°	
15-21	15,7210063	-105,4209003	laves lobées	 ⇒ Le contact entre les laves en dalle et les laves lobées n'est pas observé ⇒ Présence de structure d'effondrement de quelques mètres de diamètres ⇒ Les laves lobées à l'Est et à l'Ouest de la coulée d'inflation sont issues d'une même coulée? 	
15-22	15,7214038	-105,4204375	laves en coussin	➡ Evolution progressive vers de laves en coussin qui marquent le front de la coulée	15-22
15-23	15,7230643	-105,4213761	laves lobées	 ⇒ Evolution progressive vers des laves lobées (même coulée entre les point 15-21 et 15-23) ⇒ Présence de quelques structures d'effondrement de 2-3 m de diamètre 	
15-24	15,7234054	-105,422681	laves en coussin	 ⇒ Le contact entre les laves lobées et en coussin est peu visible ⇒ Les laves en coussin appartiennent au même massif que les laves du point 15-15. 	15-24
15-25	15,7242897	-105,4237511	laves lobées	⇒ Les laves lobées forment une bande d'environ 50 m de large	
15-26	15,724235	-105,424308	laves en coussin	⇔ Fissures et failles orientées N155°E.	15-26
15-27	15,7246987	-105,4258347	laves lobées	 ⇒ Fin de l'édifice de laves en coussin. Contact peu visible. ⇒ Localement des laves en dalle sont visibles sous les laves lobées postérieures ⇒ Effondrements de 1 à 3 m de diamètre ⇒ Fissures N-S avec trace de circulation hydrothermales 	15-27a et -27b
15-28	15,7250693	-105,4271464	laves en dalle	➡ Chenal de laves d'environ 50 m de large dans les laves lobées	
15-29	15,7252256	-105,4277759	laves lobées	➡ Effondrements de 1 à 3 m de diamètre. Même coulée qu'entre les point 15-27 et 15-28	
15-30	15,7254485	-105,4286917	lac de laves effondré	 ⇒ Les laves lobées sont massivement effondré en bordure de l'AST sur une largeur d'environ 40 m. ⇒ Présence de piliers d'environ 1 m de hautet de brèches au fond du lac ⇒ Fin du lac à l'aplomb de de la faille marquant la bordure Est de l'AST (rejet vertical : 3 m, orientation : N170°E) 	
15-31	15,7255327	-105,4290212	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : En contrebas de la faille bordière de l'AST le plancher est constitué de laves drapées jusqu'à une seconde faille à pendage Ouest ⇒ Structuration : Fissures orientées N-S 	

				⇒ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une	
				faille à pendage Ouest	
15-32	15,725711	-105,4296133		⇒ Caractéristiques : Présence de piliers atteignant 2 m de haut et de	
			lac de laves	brèches au fond du lac	
			effondré	Hydrothermalisme : Présence de coquilles blanches	
				Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une	
				faille à pendage Est marquant la bordure Ouest de l'AST (laves	
15-33	15,7259267	-105,4301825		lobées antérieures)	15-33
				⇒ Structures d'effondrememnt : 2-3 m de diamètre	
			laves lobées	⇒ Sédiments : quelques centimètres dans les effondrements	
15 24	15,7261875	-105,4311221	laves en	Contact avec la formation précédente : evolution progressive	
15-34			coussin	(même coulée)	
				Contact avec la formation précédente : chronologie non	
15-35	15,7264259	-105,4318684		déterminée	15-35
			laves lobées	⇒ Structures d'effondrememnt : 1 à 5 m de diamètre	
				Contact avec la formation précédente : NE-SO, les laves en dalle	
15-36	15 7276765	105 422177		sont 0.5 à 1 m an contrabas des laves labées (chanal de laves de 10	
15 50	13,7270703	105,455177		m de large avec des laves en dalle se drapant en bordure du chenal)	
			laves en dalle	in de laige avec des laves en dane se diapant en boldure du chenaij	15-36
15-27	15 7270781	105 4220040		⇒ Contact avec la formation précédente : cf. pt 15-36	
13-37	13,7279781	-103,4330949	laves lobées	⇔ Même coulée qu'au pt 15.35	15-37
				⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact	
15 20	15 7200077	105 4226221		non déterminé	
13-20	13,7299077	-103,4320331	laves en	⇒ Structures d'effondrememnt : 2-3 m de diamètre	
			coussin	⇒ Sédiments : quelques centimètres dans les effondrements	15-38

Appendice 13 : description de la plongée 15. Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 12) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendice 14 à 16).



Appendice 14 : Photos de la plongée 15 : 15-1/ Laves drapées bréchifiées, 15-2a/ Laves en coussin fracturées, 15-2b/ Faille exposant une section de laves en coussin ; 15-3a/ Laves lobées localement effondrées, 15-3b/ Contact entre des laves drapées et des laves lobées, 14-5a/ laves drapées bréchifiées, 15-5b/ Laves en nappe fissurées, 15-8a/ Blocs de laves en coussin lessivés, 15-8b/ Laves lobées, 15-9/ Piliers de lac de laves effondré.



Appendice 15 : Photos de la plongée 15. 15-10/ Contact entre des laves lobées et des laves drapées, 15-11/ Contact entre des laves lobées et des laves en dalle, 15-12/ Laves drapées, 15-13/ Laves en dalle avec des fissures perpendiculaires aux linéations, 15-14a/ Alternance entre des laves en dalle et drapées, 15-14b/ Effondrement dans les laves lobées, 15-15a/ Laves en coussin, 15-15b/ Fissure dans des laves en coussin, 14-17/ Mur d'un lac de laves effondré, 14-18/ Laves en dalle fissurées.



Appendice 16 : Photos de la plongée 15. 15-22/ et 15-24/ Laves en coussin, 15-26/ Fissures de 5-6 m de large dans des laves en coussin, 15-27a/ Laves en dalle fissurées, 15-27b/ contact entre des laves en dalle et des laves lobées, 15-33/ Effondrement sédimentés dans des laves lobées, 15-35/ Bordure d'un chenal, 15-37/ Effondrement dans des laves lobées, 15-38/ Laves en coussin.



Appendice 17 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 16. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 18.

Plongée n° 16							
Numéros	Longitude	Latitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos	
16-1	15,71900	-105,43110	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	⇒ Structuration : fissures 1-2 m de large et failles atteignant 20 m de rejet vertical et formant un horst de 8 m de large	16-1a et -1b	
16-2	15,71851	-105,42985	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : en contrebas d'une faille à pendage Est ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1 à 5 m de diamètre et d'environ 50 cm de profondeur ⇒ Hydrothermalisme : sédiments ocres dans les structures d'effondrement 	16-2	
16-3	15,71851	-105,42987	flanc Ouest de l'AST	lac de laves effondré Plancher : laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : en contrebas d'une faille à pendage Est ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches ⇒ Hydrothermalisme : sédiments ocres, et deux cheminées fossiles d'environ 9 m de haut et plusieurs autres plus petites (de cito 15) 	site 15a, b et c, 16-3	
16-4	15,71839	-105,42913	dans l'AST	lac de laves effondré Plancher : laves en dalle localement drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : en contrebas d'une faille à pendage Est de 6-7 m de rejet vertical marquant la bordure Ouest de l'AST ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches 	16-4	
16-5	15,71838	-105,42900	dans l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 Caractéristiques : pas de brèches sur les laves en dalle Hydrothermalisme : sédiments ocres, et une cheminée fossile d'environ 7 m de haut et plusieurs autres plus petites (cf. site 16) 	site 16 et 16- 5	
16-6	15,71931	-105,42906	dans l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en nappe évoluent progressivement vers des laves drapées (même coulée) ⇒ Caractéristiques : plancher localement recouvert par les fragment du toit de la coulée 	16-6	
16-7	15,71948	-105,42908	bordure Est de l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest de 13 m de haut marquant la bordure Est de l'AST ⇒ Caractéristiques : les laves en coussin forment un horst d'environ 13 m de haut et 3-5 m de large, 	16-7a et -7b	
16-8	15,72117	-105,42881	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré Plancher : laves en dalle localement drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : lac de lave au pied du horst (postérieur au laves en coussin) ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches, pilliers de 2 m de haut. La plongée longe une faille à pendage Ouest exposant une section de laves en coussin parfois blanchis (circulation de fluides hydrothermaux?) 	16-8a, -8b et -8c	
16-9	15,72195	-105,42878	flanc Est de l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : fin du lac de laves, la tait de la soulée est touieurs en place		
16-10	15,72276	-105,42883	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées effondrées ⇒ Autres contacts : La plongée longe un contact entre les laves en dalle et des laves en coussin. Les laves en nappe se drapent qu niveau des laves en coussin qui sont donc antérieures ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches, pilliers de 2 m de haut. Structures d'effondrement dans le plancher (successions de coulées effondrées) ⇒ Hydrothermalisme : laves en coussin localement blanchi et présence de petits vers (cf. site 17) 	16-10	
16-11	15,72503	-105,42924	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ➡ Contact avec la formation précédente : fin du lac de laves au niveau d'un mur d'environ 2 m de haut soutenant le toit de la coulée constitué de laves lobées ➡ Structuration : fissures de 50 cm à 2 m de large 	16-11	
16-12	15,72506	-105,42923	flanc Est de l'AST	laves drapées localement en dalle	 ➡ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une fissure d'environ 1 m de large ➡ Caractéristiques : localement les laves drapées évoluent vers des laves en dalle ➡ Structuration : fissures de quelques décimètres de large 	16-12a, - 12b et 12-c	

16-13	15,72595	-105,42918	flanc Est de l'AST	laves en dalle	Contact avec la formation précédente : transition progressive (même coulée)	
16-14	15,72656	-105,42921	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en dalle	 Contact avec la formation précédente : continuité Caractéristiques : plancher recouvert par des brèches, pilliers de laves de 1 à 2 m de haut 	16-14
16-15	15,72710	-105,42927	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en drapées	Contact avec la formation précédente : évolution progressive vers la bordure du lac	
16-16	15,72754	-105,42921	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : fin du lac de laves au niveau d'un mur d'environ 2 m de haut soutenant le toit de la coulée constitué de laves lobées ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1 à 3 m de diamètre 	16-16
16-17	15,73046	-105,42950	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ➡ Contact avec la formation précédente : même coulée ➡ Caractéristiques : chenaux de 10 à 30 m de large orientés E- O dont le plancger esr constitué de laves en nappe drapées en bordure ➡ Fin de ➡ Coulée à l'aplomb d'une faille à pendage Ouest marquant la bordure Est de l'AST (rejet vertical ~8 m) 	16-17a et - 17b
16-18	15,73444	-105,43047	AST	laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest (laves en dalle postérieures) ⇒ Caractéristiques : la coulée se termine à l'aplomb d'une faille à pendage Ouest de 7 m de rejet vertical 	
16-19	15,73452	-105,43071	AST	lac de lave effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest (lac de laves postérieur) ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches, pilliers brisé atteignant 1,5 m de haut. La coulée se tremine à l'aplomb d'une faille à pendage Ouest de 5 m de rejet vertical 	16-19
16-20	15,73460	-105,43091	AST	lac de lave effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une faille à pendage Ouest ⇒ Caractéristiques : éboulis au pied de la faille, pilliers de 1-2 m de haut ⇒ Hydrothermalisme : sédiments ocres, pas de cheminée (cf. site 18) ⇒ Structuration : fissures N-S de 10 cm à 1 m de large 	16-20
16-21	15,73477	-105,43128	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ▷ Contact avec la formation précédente : par l'intermédiaire d'une faille à pendage Est marquant la bordure Ouest de l'AST ▷ Caractéristiques : en bordure de la faille les laves sont effondrées, pilliers de 1 à 2 m de haut ▷ Structuration : fissures N-S de 10 cm à 1 m de large ▷ Hydrothermalisme : une cheminée hydrothermale de 6 m de haut et 3 m de diamètres à la base (cf. site 19) 	16-21a et - 21-b
16-22	15,73779	-105,43239	flanc Ouest de l'AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées effondrées ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches, pilliers de 1 m de haut. ⇒ Structuration : longe la faille bordant l'AST ⇒ Hydrothermalisme : petites cheminées fossiles de quelques dizaines de centimètres (cf. site 20) 	16-22a et - 22b
16-23	15,73970	-105,43232	AST	lac de laves effondré Plancher : laves en dalle et drapées en alternance	 ⇒ Contact avec la formation précédente : en contrebas de la faille bordant l'AST ⇒ Structuration : fissures de quelques dizaines de centimètres de large, orientée N-S parfois blanchies (circulation hydrothermale?) 	16-23a et - 23b

16-24	15,73994	-105,43228	AST	zone d'éboulis	 ⇒ Contact avec la formation précédente : le plancher du lac est recouvert par les éboulis localisé au pied d'une faille à pendage Ouest de 10 m de rejet vertical (bordure Est de l'AST) ⇒ Caractéristiques : la faille expose une section de laves en coussin à la base qui évoluent vers des laves lobées vers le sommet. Une plaque de laves plus sombre sur le mur suggère que l'AST a, à un moment, été partiellement comblé par un lac de laves. 	16-24a, - 24b et -24c
16-25	15,74013	-105,43227	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : à l'aplomb de la faille (antérieur au lac de lave) ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1 à 3 m de large 	16-25
16-26	15,74079	-105,43211	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées effondrées ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches, pilliers de 1 à 2 m de haut. ⇒ Structuration : fissures de 2-3 m de large 	16-26
16-27	15,74243	-105,43183	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : fin du lac de laves au niveau d'un mur d'environ 2 m de haut soutenant le toit de la coulée constitué de laves lobées ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-3 m de diamètre ⇒ Hydrothermalisme : 2 sites hydrothermaux, 1 avec des sédiments ocres sans cheminée observée (cf. site 21) et 1 avec sédiments ocres et plusieurs cheminées dont une de 6 m de haut ⇒ Structuration : fissures de 1-2 m de large orientées N170°E 	16-27

Appendice 18: description de la plongée 16. Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 17), sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendice 19 à 22).



Appendice 19 : Photos de la plongée 16 : 16-1a/Laves en coussin en bordure de faille, 16-1b/ Plan de faille exposant une section nette de laves en coussin, 15-2/Laves lobées partiellement masquées par des sédiments hydrothermaux ; Site 15a/Sédiments hydrothermaux dans une structure d'effondrement, Site 15b et c/Cheminées hydrothermales fossiles, 16-3/Laves en drapées dans des laves en dalles, 16-4 laves en dalle localement drapées, Site 16/Edifice hydrothermal fossile, 16-5/ Laves en dalle au fond d'un lac de laves effondré.



Appendice 20 : Photos de la plongée 16. 16-6/ Laves bréchifiées, 16-7a/ Laves en coussin fracturées en bordure de faille, 16-7b/ Mur de faille exposant une section nette de laves en coussin, 16-8a/ Pilier de lac de laves effondré, 16-8b/ Mur de faille exposant une section de laves en coussin blanchie, 16-8c/ Laves en dalle localement drapées, 16-10/ Contact entre des laves en dalle et des laves en coussin, 16-11/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 16-12a/ Laves drapées, 16-12b/ Laves drapées en bordure d'une fissure de 2 m de large.



Appendice 21 : Photos de la plongée 16. 16-12c/ Laves en dalle se drapant, 16-14a/ Laves en dalle, 16-14b/ Laves en dalle localement drapées, 16-16/ Structures d'effondrement dans des laves lobées, 16-17a/ Laves en dalle constituant le plancher d'un chenal dans des laves lobées, 16-17b/ Blocs de laves avec des sédiments ocres intersticiels, 16-19/ Piliers de laves tronqués, 16-20/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 16-21a/ Arche de laves bordant un lac de laves effondré, 16-21b/ Edifice hydrothermal fossile (site 19).



Appendice 22 : Photos de la plongée 16. 16-22a/ Pilier de lac de laves effondré, 16-22b/ Petites cheminées hydrothermales (site 20), 16-23a/ Laves en dalle, 16-23b/ Laves drapées, 16-24a/ Plan de faille exposant une section de laves en coussin, 16-24b/ Plan de faille exposant une section de laves lobées (au sommet), 16-24c/ Plaque de laves sombres sur la section de laves en coussin, 16-25/ Laves lobées avec des structures d'effondrement, 16-26/ Sédiments ocres comblant partiellement des structures d'effondrement, Site 21 / Edifice hydrothermal fossile.



Appendice 23 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 17. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 24.

Numéros	La Maria la	La sa etterada		Esciès	Plongée n° 17	at .
Numeros	Latitude	Longitude	localisation	Facles	Commentaries	Photos
17-1	15,71327	-105,44228	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : même coulée affectée par une faille à	17-18 et 10
17-3	15,71293	-105,44199	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	regard externe de 7 m de rejet vertical, orientée N160°E ⇔ Caractéristiques : coussin légèrement plus aplatis	17-3
17-4	15,71332	-105,44113	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	⇒ Sédiments : quelques centimètres entre les coussins ⇒ Caractéristiques : laves recouvertes par des éboulis au pied d'un monticule de laves en coussin de 100 m de diamètre. Les coussin sont décimétriques à métriques	17-4a et 4b
17-5	15,71369	-105,44094	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	Caractéristiques : les laves en coussin constituant l'édifice b sont localement évanté et des langues de laves sont extraites de ces coussin	17-5
17-6	15,71432	-105,43871	flanc Ouest de l'AST	lac de laves effondré. Plancher : laves en	 Contact avec la formation précédente : contact peu visible Caractéristiques : le plancher est recouvert de brèches, les piliers atteignent 1 m de 	17-6
17-7	15,71441	-105,43835	flanc Ouest de l'AST	drapees	Thaut ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin recouvrent partiellement les brèches et contournent les piliers (laves en coussin postérieures au lac) ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Sédiments : quelques centimètres entre les coussins	17-7a, 7b et 7c
17-8	15,71461	-105,43581	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée affectée par une faille à regard externe de 6 m de rejet vertical, orientée N170°E ⇒ Caractéristiques : les laves en coussin constituent un horst d'environ 150 m de large 	17-8a et 8b
17-9	15,71469	-105,43516	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de 10 m de rejet vertical, les laves lobées sont localisée en contrebas de la faille (postérieures aux laves en coussin)	17-9
17-10	15,71483	-105,43443	flanc Ouest de l'AST	laves en dalle	Contact avec la formation précédente : laves lobées semblent progressivement coalescer pour former une coulée de laves en dalle (même coulée)	17-10
17-11	15,71491	-105,43404	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : contact pas observé	
17-12	15,71491	-105,43371	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : évolution progressive vers des laves en coussin (même coulée) Structuration : forure d'anuiren 1 m de large grientée N170°E	17-12
17-13	15,71491	-105,43338	flanc Ouest de l'AST	laves en nappe formant une coulée d'inflation	⇒ Sontact avec la formation précédente : les lave sen coussin semble buter sur les laves en nappe ⇒ Contact avec la formation précédente : les lave sen coussin semble buter sur les laves en nappe ⇒ Caractéristiques : la coulée d'inflation mesure 0,5 à 1 m d'épaisseur par rapport au laves en coussin. Les bords de la coulée sont fracturée parallèlement au contact. Vers le Nord, les laves en dalle évoluent vers des laves drapées bréchifiées	17-13
17-14	15,71520	-105,43242	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest exposant une section de laves en coussin (les laves en coussin sont antérieures au laves drapées) ⇒ Caractéristiques : les laves en coussin constituent un horst d'environ 10 m de large 	17-14
17-15	15,71523	-105,43232	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin aplatis	⇔ Contact avec la formation précédente : faille de 4 m à pendage Est (~60°)	
17-16	15,71537	-105,43185	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin sphériques	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest, orientée N170°E de 15 m de rejet vertical exposant une section de laves en coussin ⇒ Caractéristiques : coussin de quelques dizaines de centimètres de diamètre. ⇒ Structuration : début d'une succession de failles parallèles N170°E qui affecte un massif de laves en coussin Sédimentation: pas de différence d'épaisseur de la couverture sédimentaire avec les formations précédentes 	17-16a,16b et 16-c
17-17	15,71583	-105,42972	flanc Ouest de l'AST	laves drapées	⇔ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est orientée N170°E de 6 m de rejet vertical, avec un pendage d'environ 65°	
17-18	15,71586	-105,42960	flanc Ouest de l'AST	laves lobées partiellement effondrés	Contact avec la formation précédente : située environ 2 m au dessus des laves drapées (bordure de chenal ou de lac de laves effondré	17-18
17-19	15,71590	-105,42948	flanc Ouest de l'AST	laves en nappe	⇒ Contact avec la formation précédente : situé 2 m en contrebas des laves lobées ⇒ Caractéristiques : linéations N170°E (direction d'écoulement?)	17-19
17-20	15,71593	-105,42936	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	⇒ Contact avec la formation précédente : la coulée se termine au pied d'un mur de lave de 2 m de haut soutenant une croute de laves lobées partiellement effondrée ⇒ Caractéristiques : présence de crénelures horizontales sur le mur indiquant les différents niveaux de vidange du lac. Les laves lobées sont affectées par des effondrements de 2-3 m de diamètre	17-20
17-21	15,71597	-105,42925	flanc Ouest de l'AST	lac de laves effondré	⇒ Contact avec la formation précédente : bordure d'un lac de lave effondré de 50 m de large, orienté N-S ⇒ Caractéristiques : le plancher du lac est recouvert de brèches. Présence de piliers d'environ 1m de haut	
17-22	15,71603	-105,42846	dans l'AST	lac de laves effondré	⇒ Contact avec la formation précédente : succession de 3 failles à pendage Est marquant la bordure Est de l'AST ⇒ Caractéristiques : plancher recouvert de brèches	
17-23	15,71562	-105,42843	dans l'AST	lac de laves effondré plancher: laves en nappe, localement drapées	⇔ Caractéristiques : piliers de 2 m de haut ⇒ Structuration : fissures d'une dizaines de centimètres de large, orientées N-S	17-23a et 23b
17-24	15,71504	-105,42831	dans l'AST	lac de laves plancher : laves bréchifiées	 ⇒ Structuration : horst de 15 m de large et 6 m de haut marqué par de l'hydrothermalisme ⇒ Hydrothermalisme : présence de coquilles blanches et de tubes de vers agglomérés sur des édifices d'environ 2 m de diamètre et 1 m de haut (site fossile de ~50 m²) (site 14) 	Site 14a et b
17-25	15,71439	-105,42808	dans l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est ⇒ Caractéristiques : laves couvertes de brèches au pied de la faille ⇒ Structuration : début d'une succession de failles parallèles N170°E qui affecte un massif de laves en coussin 	17-25

17-26	15 71405	-105 42806	dans l'AST	laves en dalle	⇒ Contact avec la formation précédente : les lobes coalescent pour former des laves	17-26a et 26b
17 20	10,71100	105,12000	danstrast	laves en dane	en dalle localement drapées (même coulée)	17 200 Ct 200
					Contact avec la formation précédente : chenal de 7 m de large	
17-27	15,71365	-105,42798	dans l'AST	lac de laves effondré	⇒ Caractéristiques : laves drapées bréchifiées localement blanchies en bordure du	17-27a et 27b
					chenal.	
17.20	15 71210	105 42705	da ya UACT	laura dara (a c	Contact avec la formation précédente : situées au dessus des brèches (postérieures	
17-28	15,71319	-105,42795	dansTAST	laves drapees	à la formation précédente)	
					Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves drapées	
17-20	15 71261	-105 42785	danc l'ACT	laves en dalle,	vers des laves en dalle (même coulée)	17 202 of 20b
17-25	15,71201	-105,42785	ualist AST	localement drapées	Caractéristiques : linéation N100°E dans les laves en dalle.	17-298 et 290
					⇒ Structuration : fissures N-S de quelques dizaines de centimètres de large	
17.20	15 71140	105 42755	da ya UACT		Contact avec la formation précédente : les laves en dalle de la formation	17.00
17-50	15,71149	-105,42755	dansTAST	lac de laves effondré	précédentes recouvrent les brèches d'un lac de laves effondré	17-30
17-31	15,71106	-105,42733	dans l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : bordure du lac de laves	17-31

Appendice 24: description de la plongée 17, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 23) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 25 à 28).



Appendice 25 : Photos de la plongée 17. 17-1a/ Laves en coussin aplatis, 17-1b/ Laves en coussin sphériques, 17-2a et 17-2b/ Faille exposant une section de laves en coussin, 17-3/ Laves en coussin fracturées sur laves en coussin aplatis, 17-4a/ Laves en coussin, 17-4b/ Laves en coussin sphériques, 17-5/ Langue de laves lisse extrudée des laves en coussin, 17-6/ Effondrement dans des laves lobées, 17-7a/ Pilier d'un lac de laves partiellement comblé par des laves en coussin.



Appendice 26 : Photos de la plongée 17. 17-7b/ Laves en coussin sédimentées, 17-7c/ Effondrement dans les laves lobées, 17-8a/ faille exposant une section de laves en coussin, 18-8b/ Laves en coussin, 17-9/ Laves lobées, 17-10/ Laves en dalle, 17-12/ Laves en coussin, 17-13/ Laves drapées bréchifiées 17-14 et 17-16a/ Laves en coussin au sommet d'une faille.



Appendice 27 : Photos de la plongée 17. 17-16b/ Faille exposant une section de laves en coussin, 17-16c/ Laves en coussin, 17-18/ Laves lobées avec des structures d'effondrement, 17-19/ Laves en dalle en contrebas de laves lobées localement effondrées, 17-20/ Laves drapées au niveau d'un contact avec des brèches, 17-23a/ Laves en dalle fissurées, 17-23b/ Pilier de lac de laves, Site 14a et b/ Nombreux organisme suggérant la présence d'un ancien site hydrothermal, 17-25/ Laves lobées partiellement recouvertes de brèches au pied d'une faille.



Appendice 28 : Photos de la plongée 17. 17-26a/ Laves en dalle, 17-26b/ Laves drapées, 17-27a/ Bordure d'effondrement dans les laves lobées, avec des laves en dalle sur le plancher de la zone effondrée, 17-27b/ Brèches localement blanchie, 17-29a/ Laves en dalle fissurées, 17-29b/ Laves drapées dans des laves en dalle. 17-30/ Laves en dalle recouvrant partiellement des brèches, 17-31/ Laves lobées localement effondrées en contact avec des brèches.



Appendice 29 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 18. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 30.

0
					Plongée n° 18	
Numéros	Latitude	Longitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos
10.1	45 72000	105 12010	flanc Ouest de	laves en	⇒ Caractéristiques : coussins sphériques et cylindriques de 1-2 m de	40.4
18-1	15,72090	-105,42018	l'AST	coussin	diamètre	18-1
					Contact avec la formation précédente : laves en coussin sur les	
10.7	15 72020	105 41926	flanc Ouest de	laves on dalle	laves en dalle	10.7
10-2	15,72020	-105,41850	l'AST	laves en ualle	Caractéristiques : les laves en dalle constituent une coulée	10-2
					d'inflation de 10 m de large et 4 m de haut fissurée au sommet	
18-2	15 72018	-105 /1700	flanc Ouest de	laves lobées	Contact avec la formation précédente : laves lobées au pied de la	
10-5	13,72018	-105,41799	l'AST	laves lobees	structure d'inflation contact non visible	
18-4	15 72013	-105 41760	flanc Ouest de	laves lobées /	Contact avec la formation précédente : contact N90°E avec des	
10 1	10)/ 2010	100)11/00	l'AST	laves drapées	laves drapées au Sud sur les laves lobées	
18-5	15.72015	-105.41736	flanc Ouest de	laves en	Contact avec la formation précédente : évolution progressive des	
	-,	,	l'AST	coussin	laves lobées vers des laves en coussin	
					➡ Contact avec la formation précédente : laves en coussin sur les	
18-6	15,72016	-105,41711	flanc Ouest de	laves en dalle	laves en dalle	18-6
			TAST		⇒ Caracteristiques : laves en dalle basculee (pendage : 30°) avec	
					Tissures au sommet (franc Ouest d'une coulee d'inflation)	
			flanc Quest de		laves en dalle vers des laves dranées	
18-7	15,72024	-105,41683	I'AST	laves drapées	\Rightarrow Caractéristiques : le contact entre les laves dranées et en dalle est	
			17.51		narallèle au front de la coulée	
					Contact avec la formation précédente : évolution progressive des	
18-8	15,72031	-105,41654	flanc Ouest de	laves en dalle	laves drapées vers des laves en dalle	18-8
	,	,	l'AST		⇒ Caractéristiques : linéation N70°E dans les laves en dalle	
10.0	45 30000	105 116 10	flanc Ouest de		Contact avec la formation précédente : évolution progressive des	10.0
18-9	15,/2033	-105,41648	l'AST	laves drapées	laves en dalle vers des laves drapées	18-9
			(I Q) I		Contact avec la formation précédente : évolution progressive des	
18-10	15,72053	-105,41580	flanc Ouest de	laves en dalle	laves drapées vers des laves en dalle	
			TAST		⇒ Caractéristiques : lineation N60°E dans les laves en dalle	
					Contact avec la formation précédente : chronologie du contact	
10 11	15 72060	105 41565	flanc Ouest de	laves en	peu visible	
10-11	15,72000	-105,41505	l'AST	coussin	⇒ Caractéristiques : laves en coussin situées entre deux plateaux de	
					coulées d'inflation	
					Contact avec la formation précédente : contact peu visible	
18-12	15 72062	-105 /1560	flanc Ouest de	laves on dalle	⇒ Caractéristiques : laves en dalle une coulée d'inflation avec des	18-17
10 12	13,72002	105,41500	l'AST	laves en ualle	flancs basculés et des fissures parallèles au fronts de la coulée en	10 12
					bordure	
			flanc Quest de	laves lobées et	Contact avec la formation précédente · faciès intermédiaire entre	
18-13	15,72095	-105,41501	l'AST	en coussin	des laves en coussin et des laves lobées sur les laves en dalle	
			-			
					Contact avec la formation précédente : laves drapées sur les laves	
18-14	15,72124	-105,41446	flanc Ouest de	laves drapées	lobees et en coussin	
			TAST		Caracteristiques : les laves drapees brechifiees constituent un	
			flanc Quest de		edifice de 2 m de naut (coulee d mination	
18-15	15,72137	-105,41420		laves lobées	drapées (antérieures aux laves drapées)	18-15
			flanc Quest de	laves en	\Rightarrow Contact avec la formation précédente : transition progressive	
18-16	15,72152	-105,41392	I'AST	coussin	entre des laves lobées et en coussin	18-16
			flanc Quest de	coussiii	Contact avec la formation précédente : évolution progressive des	
18-17	15,72187	-105,41347	I'AST	laves lobées	laves en coussin vers des laves lobées	18-17
					Contact avec la formation précédente : longe un contact entre	
10.10	15 72204	105 44222	flanc Ouest de	laves lobées /	des laves lobées au Sud et des laves drapées au Nord. Les laves	
19-18	15,72204	-105,41320	l'AST	laves drapées	drapées sont situées sur les laves lobées (postérieures aux laves	
					lobées)	
					Contact avec la formation précédente : laves drapées bréchifiées	
18-19	15,72225	-105 41263	flanc Ouest de	laves dranées	sur les laves lobées	
10 15	10,. 2220	100,41200	l'AST		➡ Caractéristiques :bande de laves en dalle allongée suivant la	
					direction N-S dans les laves drapées	
18-20	15,72295	-105,41207	flanc Ouest de	laves lobées	Contact avec la formation précédente : laves lobées sous les laves	
			l'AST		drapees (laves lobees antérieures aux laves drapées)	
10.01	15 30010	105 11105	flanc Ouest de		Contact avec la formation précédente : laves drapées bréchifiées	
18-21	15,/2312	-105,41198	l'AST	laves drapées	sur les laves lobées. Même coulée qu'au point 18-19	
			flama Ours 1			
18-22	15,72342	-105,41182	Hanc Ouest de	laves lobées	Contact avec la formation precedente : laves lobees sous les laves drapées (laves lobées aptérieures aux laves drapées)	
┣────			IAJI			
18-22	15 7229/	-105 /115/	flanc Ouest de	laves en	aves lobées vers des laves en coussin	18-72
10 20	13,72304	100,71104	l'AST	coussin	□ Caractéristiques : coussins atteignant 2 m de diamètre	10 20
					Contact avec la formation précédente : contact non visible	
			flanc Ouest de		⇒ Caractéristiques : les laves drapées constituent une coulée	
18-24	15,72494	-105,41102	l'AST	laves drapées	d'inflation située en contrebas de la coulée de laves en coussin	18-24
					(coulée d'inflation antérieure)	
				laves drapées		
18-25	15,72602	-105,40984	flanc Ouest de	et laves en	Contact avec la formation precédente : bande de laves en dalle	
			I'AST	dalle	dans sous les laves brechifiées, contact orienté N130°E	
			flama Ourset d	laves drapées	🔿 Contrat avec la formation aréaé donte : boude de lavres 💷 🖽	
18-26	15,72613	-105,40972	nanc Ouest de	et laves en	Source de la compaction precedente : bande de laves en dalle	
			TAST	dalle	uans sous les laves prechinees, contact priente N120 E	

18-27	15,72762	-105,40855	flanc Ouest de l'AST	laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves drapées vers des laves en dalle ⇒ Caractéristiques : les laves en dalles sont fissurées et basculées vers l'Est (fissures parallèles au contact). Elles constituent la bordure de la coulée d'inflation 	18-27
18-28	15,72781	-105,40842	flanc Ouest de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin sont localisées au pied de la coulée d'inflation (antérieures à la coulée d'inflation?) ⇒ Caractéristiques : présence de laves lobées parmi les laves en coussin 	18-28
18-29	15,72948	-105,40788	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 10 m) délimitant un horst de 15 m de large. Eboulis au pied de la faille. A l'aplomb, le horst est constitué de laves en coussin.	
18-30	15,72989	-105,40765	flanc Ouest de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est constituant la bordure Est du horst. Au pied du horst les laves ont un faciès intermédiaire entre des laves lobées et des laves en coussin. Ces laves constituent le plancher des épaules du plateau sommital ⇒ Sédimentation : la couverture sédimentaire est plus épaisse (jusqu'à 5 cm) que sur le plateau 	
18-31	15,73063	-105,40790	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	retour vers le horst ⇔ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordant le horst. Laves en coussin à l'aplomb de la faille	18-31
18-32	15,73068	-105,40849	flanc Ouest de l'AST	laves lobées et en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 10 m) délimitant le horst. Laves lobées et en coussin au pied du horst.	
18-33	15,73135	-105,40754	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	retour vers le horst ⇔ Contact avec la formation précédente : à l'Est du horst, le plancher est constitué de laves lobées ⇔ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-3 m de diamètre. Présence de conglomérat noir (dépôts hydrothermaux ou éponges?) ⇔ Sédimentation : couverture sédimentaire relativement épaisse (~5 cm).	
18-34	15,73255	-105,40582	flanc Ouest de l'AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées en bordure d'une faille à pendage Est ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut ⇒ Structuration : les sédiments masque le fond du lac 	18-34
18-35	15,73294	-105,40546	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de plus de 70 m de rejet expose une section de laves lobées. Le fond n'est pas visible. Demi tour et retour à l'aplomb de la faille qui est constitué de laves en coussin	18-35
18-36	15,73350	-105,40585	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves en coussin vers des laves lobées ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-3 m de diamètre 	18-36
18-37	15,73420	-105,40756	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées vers des laves en coussin ⇒ Caractéristiques : alternance entre laves en dalle et laves drapées ⇒ Sédimentation : sédiments entre les coussins 	
18-38	15,73587	-105,40980	flanc Ouest de l'AST	laves lobées et en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest bordant un graben de 15-20 m de large. Faciès intermédiaire entre des laves lobées et en coussin au fond du graben	
18-39	15,73655	-105,41026	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordure Ouest du graben et Est d'un horst de 75 m de large constitué de laves en coussin	
18-40	15,73703	-105,41022	flanc Ouest de l'AST	laves lobées et en coussin	Contact avec la formation précédente : retour dans le graben et demi tour	
18-41	15,73741	-105,41068	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : à l'Ouest du horst, le plancher est constitué de laves lobées ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre 	18-41
18-42	15,73868	-105,40996	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de 2 m de rejet. Laves lobées de part et d'autre de la faille ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de largeur décimétriques 	
18-43	15,73908	-105,40949	flanc Ouest de l'AST	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées vers des laves en coussin	
18-44	15,73950	-105,40902	flanc Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves en coussin vers des laves lobées ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 2-3 m de diamètre ⇒ Sédimentation : couverture sédimentaire d'environ 5 cm d'épaisseur 	

Appendice 30: description de la plongée 18. Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 29) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 31 et 32).



Appendice 31 : Photos de la plongée 18 : 18-1/ Laves en coussin, 18-2/ Laves en dalle avec fractures et linéations, 18-6/ Laves en dalle basculées en bordure d'une coulée d'inflation; 18-8/ Laves en dalle fissurées, 18-9/ Laves drapées, 18-12/ Laves en coussin, 18-15/ Laves lobées, 18-16/ Laves en coussin, 18-17/ Laves lobées, 18-23/ Laves en coussin.



Appendice 32 : Photos de la plongée 18. 18-24/ Laves drapées bréchifiées, 18-27/ Laves en dalle fracturées marquant la bordure d'une coulée d'inflation 18-31/ Faille exposant une section de laves en coussin, 18-34/ Structure d'effondrement dans des laves lobées partiellement masquées par des dépôts sédimentaires, 18-35/ Laves en coussin en bordure d'une faille, 18-36/ Petits conglomérats noir sur des dépôts sédimentaires, 18-44/ Laves en coussin partiellement masquées par des sédiments.



Appendice 27 : Photos de la plongée 15. 15-22/ et 15-24/ Laves en coussin, 15-26/ Fissures de 5-6 m de large dans des laves en coussin, 15-27a/ Laves en dalle fissurées, 15-27b/ contact entre des laves en dalle et des laves lobées, 15-33/ Effondrement sédimentés dans des laves lobées, 15-35/ Bordure d'un chenal, 15-37/ Effondrement dans des laves lobées, 15-38/ Laves en coussin.



Appendice 28 : Photos de la plongée 15. 15-22/ et 15-24/ Laves en coussin, 15-26/ Fissures de 5-6 m de large dans des laves en coussin, 15-27a/ Laves en dalle fissurées, 15-27b/ contact entre des laves en dalle et des laves lobées, 15-33/ Effondrement sédimentés dans des laves lobées, 15-35/ Bordure d'un chenal, 15-37/ Effondrement dans des laves lobées, 15-38/ Laves en coussin.



Appendice 33 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 19. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 34.

Numároc	Latituda.	Laurationala	localization	Plon	gée n° 19 I Commontaires	Photos
Numeros	Latitude	Longitude	localisation	laves en	Commentaires	PHOLOS
19-1	15,7015333	-105,4255667	dans bordure de l'AST	coussin		
19-2	15,7017331	-105,4255564	dans bordure de l'AST	laves drapées	Contact avec la formation précédente : laves en coussin au pied d'un monticule de 10 m de large et 2 m de haut	19-2
19-3	15,7020985	-105,425466	dans bordure de l'AST	laves en coussin avec localement des laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin recouvrent partiellement les brèches et contournent les piliers (laves en coussin postérieures au lac) ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Sédiments : quelques centimètres entre les coussins 	19-3a, 3b, 3c et 3d
19-4	15,702282	-105,4254678	dans bordure de l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée? ⇒ Caractéristiques : laves en coussin souvent fracturés formant un monticule de 50 m de long, 30 m de large et 6 m de haut. ⇒ Structuration : fissures N-S de 4 à 8 m de large 	19-4
19-5	15,7025866	-105,4256771	dans l'AST EST	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest ➡ Structuration : fissures N-S de quelques mètres de large	19-5
19-6	15,7034186	-105,4260394	dans l'AST EST	lac de laves effondré	 Contact avec la formation précédente : Faille à pendage Est Caractéristiques : brèches et piliers de 2 m de haut 	19-6
19-7	15,7037362	-105,4259922	dans l'AST EST	lac de laves effondré, plancher: laves en nappe	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de 2 m de rejet: laves en nappe au pied de la faille ⇒ Caractéristiques : alternance de laves en dalle et drapées 	19-7
19-8	15,7042699	-105,4259953	dans l'AST EST	lac de laves effondré	 Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de 5 m de rejet vertical: formation 19-8 au fond d'un graben Caractéristiques : Piliers et brèches au fond du graben, et crénelures horizontales sur les murs du graben. 	19-8
19-9	15,7047751	-105,4260915	dans l'AST EST	laves en nappe	Contact avec la formation précédente : Localement des laves en nappe recouvrirent les brèches du lac de laves et seraient donc postérieures	
19-10	15,7065945	-105,4265823	dans l'AST EST	laves en nappe localement recouvertes de laves lobées et en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est délimitant un horst d'une trentaine de mètre de large	19-10a et 10b
19-11	15,7073819	-105,426598	dans l'AST EST	lac de laves effondré plancher: laves drapées	➡ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (bordure Est du horst) ➡ Caractéristiques : brèches sur des laves en drapées	19-11
19-12	15,7074197	-105,4270153	dans l'AST EST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (bordure Est du horst) ⇒ Caractéristiques : quelques structures d'effondrement 	
19-13	15,7074124	-105,4272721	dans l'AST EST	éboulis	⇔ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (bordure Ouest du horst): rejet vertical 8 m, pendage 60° ⇔ Caractéristiques : Pas ou peu de visibilité. Présence d'éboulis en pied de faille	
19-14	15,7072579	-105,4283249	entre les ASTs	laves drapées et en dalle en alternance	 ⇒ Contact avec la formation précédente : succession de failles à pendage Est (pendages 40° à 60°, rejet 2 m chaque) délimitant la bordure Ouest de l'AST. ⇒ Caractéristiques : la faille expose une section massive de laves surplombées de laves drapées . Deux orientation des plis E-O et N-S ⇒ Structuration : fissure N-S de 5 m de large 	19-14a, 14b, 14c et 14d
19-15	15,7071945	-105,428661	entre les ASTs	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves drapées sont bréchifiées au contact des laves lobées (probablement postérieures) ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1 à 2 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques dizaines de centimètres de large 	19-15a et 1b
19-16	15,7071945	-105,428661	entre les ASTs	laves drapées	⇔ Contact avec la formation précédente : pas observé	
19-17	15,7067196	-105,4313565	entre les ASTs	laves lobées	Contact avec la formation précédente : laves drapées au dessus des laves lobées (donc postérieures)	19-17
19-18	15,7066569	-105,4315964	entre les ASTs	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées vers des laves en coussin (même coulée)	
19-19	15,7066323	-105,4317012	entre les ASTs	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves en coussin vers des laves lobées (même coulée) ⇒ Caractéristiques :structures d'effondrement de 2 à 6 m de diamètre 	

19-20	15,706583	-105,431911	entre les ASTs	lac de laves effondré plancher: laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées effondrées formant un lac de laves ⇒ Structuration : fissures N-S de 1 m de large 	19-20
19-21	15,7065584	-105,4320158	dans l'AST Ouest	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves drapées localisées en contrebas des laves en coussin ⇒ Sédimentation : dépôt de 1 à 2 cm entre les coussin, plus important qu'à proximité de l'AST Est ⇒ Structuration : succession de fissures N-S de 2 à 6 m de large 	19-21a et 21b
19-22	15,7062668	-105,4331365	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation: laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin se terminent au pied de la coulée d'inflation ⇒ Caractéristiques : structure d'environ 15 m de diamètre au flanc basculés d'environ 25°. Des fractures d'environ 2 m de large, parallèles aux fronts bordent un plateau subhorizontal ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques dizaines de centimètres de large 	19-22a et 22b
19-23	15,7061826	-105,4331822	dans l'AST Ouest	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : les laves en coussin se terminent au pied de la coulée d'inflation (probablement même coulée qu'au point 19-21	
19-24	15,7043086	-105,4326725	dans l'AST Ouest	éboulis	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les éboulis recouvrent les laves en coussin ⇒ Caractéristiques : plus de 10 m de haut d'éboulis 	19-24
19-25	15,7037322	-105,4321389	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : fissure d'environ 1 m de large qui sépare les éboulis de la coulée d'inflation ⇒ Caractéristiques : flancs basculés de 35°. Le sommet de la coulée est constitué de blocs fracturés. 	19-25
19-26	15,7035679	-105,4321979	dans l'AST Ouest	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest de 4 m de rejet. Laves en coussin au pied de la faille. ⇒ Structuration : fissures N-S de 2-4 m de large	19-26a et 26b
19-27	15,703017	-105,4330314	dans l'AST Ouest	laves en coussin et éboulis	 Contact avec la formation précédente : les laves en coussin sont localement couvertes d'éboulis ⇒ Structuration : fissures N-S de 2-3 m de large 	19-27
19-28	15,7031879	-105,4324455	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves en coussin sur les laves en dalle ⇒ Caractéristiques : flancs inclinés de 15°. Fissures de 1 à 2 m de large parallèles aux flancs 	
19-29	15,7030867	-105,4315985	dans l'AST Ouest	éboulis	Contact avec la formation précédente : évolution des laves en dalle vers des éboulis (augmentation de a fracturation vers le bas de la coulée). Puis plus de visibilité	19-29
19-30	15,7022407	-105,4317659	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation : laves en dalle	→ Contact avec la formation précédente : pas observé → Caractéristiques : flanc basculé de 40°. Fissures parallèles aux flancs	19-30
19-31	15,7020528	-105,4318112	dans l'AST Ouest	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées et en coussin situées au pied de la coulée ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 2-3 m de diamètre 	
19-32	15,7007078	-105,4320894	dans l'AST Ouest	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : présence de crénelures horizontales sur le mur du lac (niveau de vidange). Le plancher du lac est couvert de brèches 	19-32a et 32b
19-33	15,7002041	-105,4318361	dans l'AST Ouest	lac de laves effondré plancher: laves en dalle	 ⇔ Contact avec la formation précédente : plancher du lac visible sous les brèches constitué de laves en dalle localement drapées ⇔ Caractéristiques : des piliers de 2 m de haut environ soutiennent le toit du lac effondré 	19-33a et 33b
19-34	15,6923279	-105,4318853	dans l'AST Ouest	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : fin du lac de lave u niveau d'un mur de 2 m de haut soutenant une croute de laves lobées ⇒ Caractéristiques : effondrement de 2-4 m de diamètre 	19-34
19-35	15,6922061	-105,431996	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves lobées sur les laves en dalle ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques dizaines de centimètres de large 	
19-36	15,6921211	-105,4320772	dans l'AST Ouest	laves drapées, bréchifiées	Contact avec la formation précédente : contact non observé	
19-37	15,6914053	-105,4320637	dans l'AST Ouest	coulée d'inflation : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : contact non observé ⇒ Caractéristiques : flancs basculés de 15° ⇒ Structuration : fissures parallèles au front de la coulée 	19-37a et 37b
19-38	15,69097	-105,4319563	dans l'AST Ouest	laves lobées	Contact avec la formation précédente : laves lobées sur les laves en dalle	

Appendice 34: description de la plongée 19, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 33) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 35 et 38).



Appendice 35 :19-2/ Laves drapées, 19-3a/ Contact entre des laves drapées et laves en coussin, 19-3b/ Laves en coussin, 19-3c/ Laves lobées avec des structures d'effondrement, 19-3d/ Coulée d'inflation dans les laves lobées, 19-4/ Blocs de laves en coussin, 19-5/ Horst constitué de laves en coussin, 19-6/ Lac de laves effondré avec des piliers, 19-7/ Laves en dalle localement drapées, 19-8/ Plan de faille exposant une section de laves lobées.



Appendice 36 : 19-10a/ Laves en dalle légèrement drapées, 19-10b/ Laves drapées, 19-11/ Laves bréchifiées, 19-14a/ Plan de faille exposant une section de laves drapées, 19-14b/ Laves drapées, 19-14c/ Laves en dalle localement drapées, 19-14d/ Laves drapées, avec des plis orientés E-O et N-S, 19-15a/ Contact entre des laves lobées et des laves drapées, 19-15b/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 19-17/ Contact entre des laves drapées et des laves lobées. Laves drapées postérieures.



Appendice 37 : Photos de la plongée 19. 19-20/ Laves drapées en contrehaut d'une faille, 19-21a/ Laves en coussin, 19-21b Fissures dans des laves en coussin, 19-22a/ Bordure d'une coulée d'inflation en dalle, 19-22b/ Coulée d'inflation en nappe, 19-24a/ et 19-24b/ Blocs de laves fracturés, 19-26a/ Fissure dans des laves en coussin, 19-26b/ Laves en coussin, 19-27/ Fissure dans des laves en coussin.



Appendice 38 : Photos de la plongée 19. 19-29/ Blocs de laves au sommet d'une coulée d'inflation, 19-30/ Laves en dalle fissurée en bordure d'une coulée d'inflation, 19-32a/ Bordure d'un lac de lave effondré, 19-32b/, 19-33a/, 19-33b/ et 19-34/ plancher du lac de laves effondré, avec brèches et piliers, 19-37a/ Contact entre des laves en dalle et des laves lobées (laves lobées postérieure), 19-37b/ Laves en dalle fissurées.



Appendice 39 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 20. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 40.

			1	Plor	ngée n° 21	
Numéros	Latitude	Longitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos
21-1	15,67512	-105,42123	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	 ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-4 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques décimètres de large 	21-1
21-2	15,67478	-105,42163	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée ⇒ Caractéristiques : quelques coussin parmi les laves lobées, structures d'effondrement de 1-3 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de 1-2 m de large 	21-2
21-3	15,67413	-105,42281	flanc Est de l'AST Est	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : lac de laves d'environ 20 m de large et 1 m de profondeur. Piliers et brèches au fond du lac. ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques décimètres de large 	21-3a et 3b
21-4	15,67410	-105,42288	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	Contact avec la formation précédente : bordure du lac (même	21-4
21-5	15,67404	-105,42302	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac ⇒ Structuration : faille marquant la bordure Est de l'AST non visible, masquée par les vestiges du lac effondré. Au fond de l'AST plusieurs fissures N-S atteignant 3 m de large. ⇒ Hydrothermalisme : section de laves blanchies avec la présence de nombreux organismes type larves (site 24)	21-5a, 5b et 5c
21-6	15,67399	-105,42325	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle localement drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est marquant la bordure Ouest de l'AST (rejet ~2 m). Lac de laves de part et d'autre de la faille. ⇒ Hydrothermalisme : des sédiments ocres recouvrent le plancher (site 25) 	Site 25, 21- 6a et 21-6b
21-7	15,67542	-105,42382	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest. Lac de laves de part et d'autre de la faille. ⇒ Hydrothermalisme :des sédiments ocres recouvrent le plancher (site 26) 	Site 26 et 21- 7
21-8	15,67609	-105,42344	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : transition progressive entre des laves drapées et en nappe constituant le plancher du lac effondré ⇒ Structuration : fissures de plusieurs mètres de large parallèles à l'AST ⇒ Hydrothermalisme : altération hydrothermale au niveaux des fissures laissant une couleur ocre (site 24) 	21-8
21-9	15,67688	-105,42348	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en dalle sont recouvertes par des brèches ⇒ Caractéristiques : piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-9
21-10	15,67758	-105,42350	AST Est et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin recouvrent les brèches. Elles sont donc postérieures à l'effondrement du lac ⇒ Structuration : faille à pendage Ouest de 1 m de rejet 	21-10
21-11	15,67784	-105,42355	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est marquant la bordure de l'AST. Lac de laves en haut de la faille. ⇒ Caractéristiques : présence de bèches sur les laves en dalle ⇒ Hydrothermalisme : altération hydrothermale au niveaux des fissures laissant une couleur ocre (site 27) 	21-11a et 11b
21-12	15,67856	-105,42402	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : bordure du lac, les laves lobées constituent le toit de la coulée	21-12
21-13	15,67949	-105,42440	AST Est et sa bordure	laves en dalle	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est, bordure Ouest de l'AST (rejet 10 m, pendage 75°). Laves en dalle au pied de la faille	
21-14	15,67963	-105,42429	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet 50 cm). Lac de laves au pied de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-15	15,68001	-105,42397	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : 2 failles successives à pendage Ouest (rejet total : 5 m). Lac de lave de part et d'autre de la faille. ⇒ Caractéristiques : crénelures horizontales sur le plan de faille, piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-16	15,68041	-105,42368	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	➡ Contact avec la formation précédente : entre deux failles formant un graben de 15 m de large et 2 m de profondeur	

21-17	15,68057	-105,42339	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré/laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure Est de l'AST ⇒ Caractéristiques : les laves lobées sont effondrées sur quelques mètres en bordure de l'AST 	21-17
21-18	15,68070	-105,42314	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 à 2 m de haut et brèches au fond du lac ⇒ Structuration : fissures de plusieurs mètres de large 	21-18
21-19	15,68125	-105,42320	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré/laves	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure Est de l'AST (rejet : 8 m). Lac de laves au pied de la faille laves lobées en baut	
21-20	15,68316	-105,42360	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : linéation N-S dans les laves en dalle ⇒ Structuration : fissure d'une dizaine de mètre de large 	21-20
21-21	15,68326	-105,42368	AST Est et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminée ⇒ Caractéristiques :coussins couverts d'éboulis au pied d'une faille à pendage Est de 6 m de rejet. ⇒ Hydrothermalisme : section de laves blanchies et présence de nombreux organismes types larves (site 28) 	21-21
21-22	15,68362	-105,42391	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : contact entre les deux formation non observé ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-23	15,68416	-105,42417	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	Contact avec la formation précédente : même coulée. La plongée borde une faille à pendage Ouest bordant l'AST (rejet : 2 m).	21-23
21-24	15,68486	-105,42431	AST Est et sa bordure	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 12 m). Les éboulis du pied de faille masque le lac de laves. Les laves lobées sont situées au sommet de la faille. ⇒ Hydrothermalisme : dépôts de sédiments ocres entre les lobes et plusieurs cheminées fossiles de quelques dizaines de centimètres de haut (site 29) 	21-24a et 24b
21-25	15,68542	-105,42444	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (même qu'au point 21-24). Le lac de laves est au pied de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-26	15,68608	-105,42483	AST Est et sa bordure	laves lobées	 Contact avec la formation précédente : les laves lobées recouvrent les brèches du lac de laves effondré qui serait donc antérieurs. Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-27	15,68631	-105,42489	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordant l'AST. Eboulis au pied de faille sur les laves lobées. Lac de laves en haut de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-27a et 27b
21-28	15,68644	-105,42493	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordant l'AST. Fond peu visible	
21-29	15,68667	-105,42503	AST Est et sa bordure	laves en dalle et drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 6 m) qui délimite un horst de 35 m de large. Laves en nappe au sommet du horst. ⇒ Structuration : fissures N-S de 50 cm à plusieurs mètres de large 	21-29a et 29b
21-30	15,68740	-105,42472	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure de l'AST. Laves lobées au sommet de la faille	
21-31	15,68783	-105,42418	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées. La plongée longe le contact.	21-31
21-32	15,68814	-105,42402	AST Est et sa bordure	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 6 m) marquant la bordure de l'AST ⇒ Caractéristiques : alterance de laves drapées et en dalle 	21-32a et 32b
21-33	15,68914	-105,42483	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m) marquant la bordure de l'AST. Lac de laves en haut de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches 	21-33a et 33b
21-34	15,68981	-105,42554	AST Est et sa bordure	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m) marquant la bordure de l'AST. Laves drapées au pied de la faille (même coulée qu'au point 21-32) ⇒ Structuration : fissure N-S de 2 m de large environ 	21-34
21-35	15,68995	-105,42546	AST Est et sa bordure	laves drapées	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m). Les laves drapées sont observées de part et d'autre de la faille	

21-36	15,68992	-105,42476	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m). Lac de laves en surplomb de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-36
21-37	15,68990	-105,42463	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure de l'AST. Laves lobées au sommet de la faille.	
21-38	15,69011	-105,42413	AST Est et sa bordure	laves drapées	Contact avec la formation précédente : au pied d'une faille à pendage Ouest. Même coulée que 21-34 et 21-35.	
21-39	15,69082	-105,42456	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est. Le lac de laves est situé en haut de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-39a et 39b
21-40	15,69047	-105,42513	entre les AST	laves lobées	⇒ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré	
21-41	15,69010	-105,42545	entre les AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	21-41
21-42	15,68949	-105,42584	entre les AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-4 m de diamètre 	
21-43	15,68563	-105,42734	entre les AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-44	15,68527	-105,42759	entre les AST	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré	21-44
21-45	15,68490	-105,42783	AST Ouest et sa bordure	laves drapées bréchifiées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminée ⇒ Hydrothermalisme : sédiments ocres sur les laves bréchifiée (site 30) 	21-45
21-46	15,68271	-105,42827	AST Ouest et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet: 10 m, pendage: 60°) constituant la bordure Est de l'AST Ouest. Laves en coussin en contrehaut de la faille ⇒ Structuration :relais entre les failles 	21-46a, 46b et 46c
21-47	15,67988	-105,42739	AST Ouest et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : Au pied de la faille précédemment décrite	21-47
21-48	15,67977	-105,42755	AST Ouest et sa bordure	blocs effondré	Contact avec la formation précédente : bloc de laves en coussin sous les laves lobées	21-48
21-49	15,67930	-105,42753	AST Ouest et sa bordure	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : transition progressive vers des laves en coussin puis vers des laves lobées	
21-50	15,67907	-105,42752	AST Ouest et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches au fond du lac 	21-50
21-51	15,67775	-105,42747	AST Ouest et sa bordure	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : bordure du lac effondré. Les laves lobées constituent le toit de la coulée.	

Appendice 47: description de la plongée 21, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 46) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 48 et 51).



Appendice 48 : Photos de la plongée 21 : : 21-1/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 21-2/ Laves lobées, 21-3a/ Bordure d'un lac de laves effondré,21-3b/ Laves drapées au fond d'une structure d'effondrement, 21-4/ Laves lobées, 21-5a/ Piliers de lac de laves effondré formant une arche,21-5b/ Bordure d'un lac de laves, 21-5c/ Section de laves drapées altéré par de l'hydrothermalisme, Site 25/ Laves en dalle localement drapées recouvertes de sédiments ocres, 21-6a/ Laves en dalle à l'aplomb d'une faille sur laquelle sont surimposées des crénelures horizontales.



Appendice 49 : Photos de la plongée 21. 21-6b/ Laves en dalle, Site 26/ Laves drapées couvertes de sédiments ocres à l'aplomb d'une faille, 21-7/ Laves drapées à l'aplomb d'une faille, 21-8/ Laves en dalle à l'aplomb d'une faille, 21-9/ Laves en coussin sur des brèches de lac de laves effondré, 21-10/ Laves en coussin, 21-11a/ Faille exposant une section de laves en nappe, 21-11b/ Fissure dans les laves en nappe montrant de l'altération hydrothermale, 21-12/ Effondrement dans des laves lobées avec des sédiments de couleur ocre sous les brèches, 21-17/ Laves en nappe constituant le plancher d'une zone effondrée.



Appendice 50 : Photos de la plongée 21. 21-18/ Laves en dalle sous les brèches d'un lac de laves, 21-20/ Laves drapées fissurées et basculées, Site 28/ Faille exposant une section de laves en coussin à la base et lobée au sommet. Traces d'hydrothermalismes, 21-23/ Faille avec éboulis au sommet et au pied de la faille, 21-24/ Laves lobées avec des sédiments ocres entre les lobes, Site 29/ Cheminées hydrothermales fossiles, 21-27a/ Éboulis sur des laves lobées, 21-27b/ Laves en dalle, 21-29a/ Laves en dalle localement drapées, 21-29b/ Laves lobées.



Appendice 51 : Photos de la plongée 21. : 21-31/ Laves drapées, 21-32a/ Laves drapées recouvertes de sédiments ocres, 21-32b/ Brèches sur des laves en dalle,21-33a/ Toit d'un lac de laves partiellement effondré soutenu par des piliers, 21-33b/ Bordure de lac de laves effondré, 21-34/ Laves drapées, 21-36/ Bordure de lac de laves effondré, 21-39a/ Piliers de lac de laves soutenant le toit du lac partiellement effondré, 21-39b/ Fissures dans des laves en dalle, 21-41/ Laves en dalle constituant le plancher d'un lac de laves effondré.



Appendice 52 : Photos de la plongée 21. 21-44/ Laves lobées, 21-45/ Laves drapées bréchifiées avec des sédiments ocres, 21-46a/ Faille exposant une section de laves en coussin, 21-46b/ Laves en coussin à l'aplomb d'une faille, 21-46c/ Relais de failles dans les laves en coussin, 21-47 Laves lobées, 21-48/ Contact entre des laves lobées et des laves en coussin, 21-50/ Bordure de lac de laves effondré.



Appendice 46 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 21. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 47.

			1	Plor	ngée n° 21	
Numéros	Latitude	Longitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos
21-1	15,67512	-105,42123	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	 ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-4 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques décimètres de large 	21-1
21-2	15,67478	-105,42163	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée ⇒ Caractéristiques : quelques coussin parmi les laves lobées, structures d'effondrement de 1-3 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de 1-2 m de large 	21-2
21-3	15,67413	-105,42281	flanc Est de l'AST Est	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : lac de laves d'environ 20 m de large et 1 m de profondeur. Piliers et brèches au fond du lac. ⇒ Structuration : fissures N-S de quelques décimètres de large 	21-3a et 3b
21-4	15,67410	-105,42288	flanc Est de l'AST Est	laves lobées	Contact avec la formation précédente : bordure du lac (même	21-4
21-5	15,67404	-105,42302	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac ⇒ Structuration : faille marquant la bordure Est de l'AST non visible, masquée par les vestiges du lac effondré. Au fond de l'AST plusieurs fissures N-S atteignant 3 m de large. ⇒ Hydrothermalisme : section de laves blanchies avec la présence de nombreux organismes type larves (site 24)	21-5a, 5b et 5c
21-6	15,67399	-105,42325	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle localement drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est marquant la bordure Ouest de l'AST (rejet ~2 m). Lac de laves de part et d'autre de la faille. ⇒ Hydrothermalisme : des sédiments ocres recouvrent le plancher (site 25) 	Site 25, 21- 6a et 21-6b
21-7	15,67542	-105,42382	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest. Lac de laves de part et d'autre de la faille. ⇒ Hydrothermalisme :des sédiments ocres recouvrent le plancher (site 26) 	Site 26 et 21- 7
21-8	15,67609	-105,42344	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : transition progressive entre des laves drapées et en nappe constituant le plancher du lac effondré ⇒ Structuration : fissures de plusieurs mètres de large parallèles à l'AST ⇒ Hydrothermalisme : altération hydrothermale au niveaux des fissures laissant une couleur ocre (site 24) 	21-8
21-9	15,67688	-105,42348	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en dalle sont recouvertes par des brèches ⇒ Caractéristiques : piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-9
21-10	15,67758	-105,42350	AST Est et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin recouvrent les brèches. Elles sont donc postérieures à l'effondrement du lac ⇒ Structuration : faille à pendage Ouest de 1 m de rejet 	21-10
21-11	15,67784	-105,42355	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est marquant la bordure de l'AST. Lac de laves en haut de la faille. ⇒ Caractéristiques : présence de bèches sur les laves en dalle ⇒ Hydrothermalisme : altération hydrothermale au niveaux des fissures laissant une couleur ocre (site 27) 	21-11a et 11b
21-12	15,67856	-105,42402	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : bordure du lac, les laves lobées constituent le toit de la coulée	21-12
21-13	15,67949	-105,42440	AST Est et sa bordure	laves en dalle	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est, bordure Ouest de l'AST (rejet 10 m, pendage 75°). Laves en dalle au pied de la faille	
21-14	15,67963	-105,42429	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet 50 cm). Lac de laves au pied de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-15	15,68001	-105,42397	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : 2 failles successives à pendage Ouest (rejet total : 5 m). Lac de lave de part et d'autre de la faille. ⇒ Caractéristiques : crénelures horizontales sur le plan de faille, piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-16	15,68041	-105,42368	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	➡ Contact avec la formation précédente : entre deux failles formant un graben de 15 m de large et 2 m de profondeur	

21-17	15,68057	-105,42339	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré/laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure Est de l'AST ⇒ Caractéristiques : les laves lobées sont effondrées sur quelques mètres en bordure de l'AST 	21-17
21-18	15,68070	-105,42314	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 à 2 m de haut et brèches au fond du lac ⇒ Structuration : fissures de plusieurs mètres de large 	21-18
21-19	15,68125	-105,42320	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré/laves	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure Est de l'AST (rejet : 8 m). Lac de laves au pied de la faille laves lobées en baut	
21-20	15,68316	-105,42360	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : linéation N-S dans les laves en dalle ⇒ Structuration : fissure d'une dizaine de mètre de large 	21-20
21-21	15,68326	-105,42368	AST Est et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminée ⇒ Caractéristiques :coussins couverts d'éboulis au pied d'une faille à pendage Est de 6 m de rejet. ⇒ Hydrothermalisme : section de laves blanchies et présence de nombreux organismes types larves (site 28) 	21-21
21-22	15,68362	-105,42391	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : contact entre les deux formation non observé ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-23	15,68416	-105,42417	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	Contact avec la formation précédente : même coulée. La plongée borde une faille à pendage Ouest bordant l'AST (rejet : 2 m).	21-23
21-24	15,68486	-105,42431	AST Est et sa bordure	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 12 m). Les éboulis du pied de faille masque le lac de laves. Les laves lobées sont situées au sommet de la faille. ⇒ Hydrothermalisme : dépôts de sédiments ocres entre les lobes et plusieurs cheminées fossiles de quelques dizaines de centimètres de haut (site 29) 	21-24a et 24b
21-25	15,68542	-105,42444	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (même qu'au point 21-24). Le lac de laves est au pied de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers de 2 m de haut et brèches au fond du lac 	
21-26	15,68608	-105,42483	AST Est et sa bordure	laves lobées	 Contact avec la formation précédente : les laves lobées recouvrent les brèches du lac de laves effondré qui serait donc antérieurs. Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-27	15,68631	-105,42489	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordant l'AST. Eboulis au pied de faille sur les laves lobées. Lac de laves en haut de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-27a et 27b
21-28	15,68644	-105,42493	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est bordant l'AST. Fond peu visible	
21-29	15,68667	-105,42503	AST Est et sa bordure	laves en dalle et drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 6 m) qui délimite un horst de 35 m de large. Laves en nappe au sommet du horst. ⇒ Structuration : fissures N-S de 50 cm à plusieurs mètres de large 	21-29a et 29b
21-30	15,68740	-105,42472	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure de l'AST. Laves lobées au sommet de la faille	
21-31	15,68783	-105,42418	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves drapées	Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées. La plongée longe le contact.	21-31
21-32	15,68814	-105,42402	AST Est et sa bordure	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 6 m) marquant la bordure de l'AST ⇒ Caractéristiques : alterance de laves drapées et en dalle 	21-32a et 32b
21-33	15,68914	-105,42483	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m) marquant la bordure de l'AST. Lac de laves en haut de la faille. ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches 	21-33a et 33b
21-34	15,68981	-105,42554	AST Est et sa bordure	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m) marquant la bordure de l'AST. Laves drapées au pied de la faille (même coulée qu'au point 21-32) ⇒ Structuration : fissure N-S de 2 m de large environ 	21-34
21-35	15,68995	-105,42546	AST Est et sa bordure	laves drapées	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m). Les laves drapées sont observées de part et d'autre de la faille	

21-36	15,68992	-105,42476	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m). Lac de laves en surplomb de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-36
21-37	15,68990	-105,42463	AST Est et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest marquant la bordure de l'AST. Laves lobées au sommet de la faille.	
21-38	15,69011	-105,42413	AST Est et sa bordure	laves drapées	Contact avec la formation précédente : au pied d'une faille à pendage Ouest. Même coulée que 21-34 et 21-35.	
21-39	15,69082	-105,42456	AST Est et sa bordure	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est. Le lac de laves est situé en haut de la faille ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac 	21-39a et 39b
21-40	15,69047	-105,42513	entre les AST	laves lobées	⇒ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré	
21-41	15,69010	-105,42545	entre les AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	21-41
21-42	15,68949	-105,42584	entre les AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-4 m de diamètre 	
21-43	15,68563	-105,42734	entre les AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers et brèches au fond du lac 	
21-44	15,68527	-105,42759	entre les AST	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : bordure du lac. Les laves lobées constituent le toit du lac effondré	21-44
21-45	15,68490	-105,42783	AST Ouest et sa bordure	laves drapées bréchifiées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminée ⇒ Hydrothermalisme : sédiments ocres sur les laves bréchifiée (site 30) 	21-45
21-46	15,68271	-105,42827	AST Ouest et sa bordure	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet: 10 m, pendage: 60°) constituant la bordure Est de l'AST Ouest. Laves en coussin en contrehaut de la faille ⇒ Structuration :relais entre les failles 	21-46a, 46b et 46c
21-47	15,67988	-105,42739	AST Ouest et sa bordure	laves lobées	Contact avec la formation précédente : Au pied de la faille précédemment décrite	21-47
21-48	15,67977	-105,42755	AST Ouest et sa bordure	blocs effondré	Contact avec la formation précédente : bloc de laves en coussin sous les laves lobées	21-48
21-49	15,67930	-105,42753	AST Ouest et sa bordure	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : transition progressive vers des laves en coussin puis vers des laves lobées	
21-50	15,67907	-105,42752	AST Ouest et sa bordure	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers de 1 m de haut et brèches au fond du lac 	21-50
21-51	15,67775	-105,42747	AST Ouest et sa bordure	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : bordure du lac effondré. Les laves lobées constituent le toit de la coulée.	

Appendice 47: description de la plongée 21, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 46) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 48 et 51).



Appendice 48 : Photos de la plongée 21 : : 21-1/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 21-2/ Laves lobées, 21-3a/ Bordure d'un lac de laves effondré,21-3b/ Laves drapées au fond d'une structure d'effondrement, 21-4/ Laves lobées, 21-5a/ Piliers de lac de laves effondré formant une arche,21-5b/ Bordure d'un lac de laves, 21-5c/ Section de laves drapées altéré par de l'hydrothermalisme, Site 25/ Laves en dalle localement drapées recouvertes de sédiments ocres, 21-6a/ Laves en dalle à l'aplomb d'une faille sur laquelle sont surimposées des crénelures horizontales.



Appendice 49 : Photos de la plongée 21. 21-6b/ Laves en dalle, Site 26/ Laves drapées couvertes de sédiments ocres à l'aplomb d'une faille, 21-7/ Laves drapées à l'aplomb d'une faille, 21-8/ Laves en dalle à l'aplomb d'une faille, 21-9/ Laves en coussin sur des brèches de lac de laves effondré, 21-10/ Laves en coussin, 21-11a/ Faille exposant une section de laves en nappe, 21-11b/ Fissure dans les laves en nappe montrant de l'altération hydrothermale, 21-12/ Effondrement dans des laves lobées avec des sédiments de couleur ocre sous les brèches, 21-17/ Laves en nappe constituant le plancher d'une zone effondrée.



Appendice 50 : Photos de la plongée 21. 21-18/ Laves en dalle sous les brèches d'un lac de laves, 21-20/ Laves drapées fissurées et basculées, Site 28/ Faille exposant une section de laves en coussin à la base et lobée au sommet. Traces d'hydrothermalismes, 21-23/ Faille avec éboulis au sommet et au pied de la faille, 21-24/ Laves lobées avec des sédiments ocres entre les lobes, Site 29/ Cheminées hydrothermales fossiles, 21-27a/ Éboulis sur des laves lobées, 21-27b/ Laves en dalle, 21-29a/ Laves en dalle localement drapées, 21-29b/ Laves lobées.



Appendice 51 : Photos de la plongée 21. : 21-31/ Laves drapées, 21-32a/ Laves drapées recouvertes de sédiments ocres, 21-32b/ Brèches sur des laves en dalle,21-33a/ Toit d'un lac de laves partiellement effondré soutenu par des piliers, 21-33b/ Bordure de lac de laves effondré, 21-34/ Laves drapées, 21-36/ Bordure de lac de laves effondré, 21-39a/ Piliers de lac de laves soutenant le toit du lac partiellement effondré, 21-39b/ Fissures dans des laves en dalle, 21-41/ Laves en dalle constituant le plancher d'un lac de laves effondré.



Appendice 52 : Photos de la plongée 21. 21-44/ Laves lobées, 21-45/ Laves drapées bréchifiées avec des sédiments ocres, 21-46a/ Faille exposant une section de laves en coussin, 21-46b/ Laves en coussin à l'aplomb d'une faille, 21-46c/ Relais de failles dans les laves en coussin, 21-47 Laves lobées, 21-48/ Contact entre des laves lobées et des laves en coussin, 21-50/ Bordure de lac de laves effondré.


Appendice 53 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 23. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 54.

			1	1	Plongée n° 23		
Numéros	Latitude	Longitude	Localisation	Faciès	Commentaires	Photos	
23-1	15,73242	-105,44289	Ouest	coussin	diamètre	23-1	
22.2	15 72200	105 44192	flanc Est de l'AST	laves en	Même coulée avec changement de cap	22 22 of 26	
23-2	13,73235	-105,44182	Ouest	coussin	⇔ Structuration : fissures N-S de 4-8 m de large	23-28 61-20	
			flanc Est de l'AST		Coussin vers des laves lobées (même coulée)		
23-3	15,73350	-105,44177	Ouest	laves lobées	➡ Caractéristiques : effondrement de 1-2 m de diamètre avec des sédiments au	23-3	
					fond des structures d'effondrement		
			flanc Ect do l'AST		⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement dans les laves lobées		
23-4	15,73456	-105,44242	Ouest	laves drapées	du chenal. ⇒ Caractéristiques :	23-4	
					laves drapées bréchifiées		
23-5	15,73490	-105,44242	flanc Est de l'AST	laves en dalle	⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves drapées		
			flanc Est de l'AST		⇒ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves en dalle		
23-6	15,73499	-105,44240	Ouest	laves drapées	vers des laves drapées		
23-7	15,73509	-105,44236	flanc Est de l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : les laves lobées constituent la bordure Nord du change		
			Ouest		➡ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées		
23-8	15,73506	-105,44213	flanc Est de l'AST	laves en	vers des laves en coussin (même coulée avec les laves en coussin au front de la	23-8	
	-,	, -	Ouest	coussin	coulée?)		
22.0	45 72404	105 11200	flanc Est de l'AST		Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves en		
23-9	15,/3494	-105,44209	Ouest	laves lobées	coussin vers des laves lobées (même coulée qu'au point 23-7)		
					Contact avec la formation précédente : les laves lobées marquent la bordure		
23-10	15.73448	-105.44231	flanc Est de l'AST	laves en dalle	Nord du chenal. Les laves en dalle constituent le plancher du chenal		
	-,	, -	Ouest		➡ Caractéristiques : linéation N-S dans les laves en dalle. Localement présence de laves drapées		
			6				
23-11	15,73421	-105,44182	Ouest	laves drapées	drapées		
23-12	15,73419	-105.44176	flanc Est de l'AST	laves lohées	Contact avec la formation précédente : les laves lobées constituent la bordure		
	-,	, .	Ouest		du chenal		
			flanc Est de l'AST	,	drapées bréchifiées ⇒		
23-13	15,73414	-105,44169	Ouest	laves drapées	Caractéristiques : alternance entre laves en dalle et laves drapées		
			flava Fatala llACT		Structuration : fissures N-S de largeur décimétriques		
23-14	15,73408	-105,44157	Ouest	laves en dalle	vers des laves en dalle		
					Contact avec la formation précédente : les laves lobées constituent la bordure		
23-15	15,73407	-105,44153	flanc Est de l'AST	laves lobées	Sud du chenal	23-15a et -15b	
			Ouest		: le mur du chenal atteint 2 m de haut. Effondrement de 1-2 m de diametre dans		
					Contact avec la formation précédente : retour dans le chenal dont le plancher		
23-16	15,73391	-105,44054	flanc Est de l'AST	laves drapées	est constitué de laves drapées	23-16	
			Ouest		Caractéristiques : contact laves lobées/drapées N100°E Caractéristiques : fissures N-S de largeur décimétrique		
			flanc Ect do l'AST		Contact avec la formation précédente : faille N150°E à pondage Est (reigt : 6 m		
23-17	15,73416	-105,43878	Ouest	éboulis	pendage : 34°) marquant la bordure de l'AST Ouest. Eboulis au pied de la faille		
23-18	15,73333	-105,43854	le long de la faille bordant l'AST Quest	laves lobées	Contact avec la formation précédente : laves lobées à l'aplomb de la faille Caractéristiques : quelques coussins parmi les laves lobées		
					Contact avec la formation précédente : effondrement des laves lobées qui		
23-19	15,73191	-105,43853	le long de la faille	laves en dalle	marquent la bordure Nord d'un chenal de 15 m de large. Le plancher est constitué		
			bordant l'AST Ouest		de laves en dalle		
22.20	15 70104	105 42952	le long de la faille	laura labéan	⇒ Contact avec la formation précédente : bordure Sud du chenal	22.20	
23-20	15,/3184	-105,43852	bordant l'AST Ouest	laves lobees	Caracteristiques : effondrements de 1-2 m de diametre Structuration : fissures N-S de largeur décimétriques	23-20	
					➡ Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées		
23-21	15,73141	-105,43831	le long de la faille	laves en	vers des laves en coussin		
			bordant l'ASI Ouest	coussin	Caracteristiques : beaucoup de coussins fractures en bordure de la faille hordant l'AST		
			la la sa da la faille	1			
23-22	15,73105	-105,43827	bordant l'AST Ouest	coussin	de laves en coussin		
					🛱 Contact avec la formation précédente : contact non visible		
22.22	45 72005	105 10700	le long de la faille		⇒ Caractéristiques : les laves en dalle constituent un mur lisse avec quelques	22.225 -+ 225	
23-23	15,72905	-105,43780	bordant l'AST Ouest	laves en dalle	fissures, de 7 m de haut avec une pente de 64° (flanc d'un tumulus). Le sommet du	23-238 et -230	
					tumulus est constitué de laves en dalle entièrement fracturé		
23-24	15,72887	-105,43753	le long de la faille	laves en	⇔ Contact avec la formation précédente : laves en coussin au pied du tumulus		
			_ordent i hor ouest	50035111	Contact avec a formation referidente a faille à seuders fait la structure lla con		
	45 30000				Ouest. Laves en dalle au pied de la faille		
23-25	15,72886	-105,43745	dans l'AST Ouest	Iaves en dalle	➡ Caractéristiques : linéation N160°E dans les laves en dalle		
					Structuration : de nombreuses fissures de largeur décimétriques		
					➡ Contact avec la formation précédente : laves drapées bréchifiées sur les laves		
23-26	15,72882	882 -105,43717	dans l'AST Ouest	laves drapées	en dalle Caractéristiques : Les laves dranées constituent une structure d'inflation de E m de baut		
					i es laves urapees consultaent die structure a innation de 5 m de hadt.		
				la::	Contact avec la formation précédente : laves en coussin au pied de la structure		
23-27	15,72882 -105,4	-105,43673	dans l'AST Ouest	laves en coussin	d'inflation ⇔ Caractéristiques	23-27a et -27b	
							: quelques petite structures d'inflation de laves drapées dans les laves en coussin

23-28	15,72928	-105,43565	dans l'AST Ouest et entre les ASTs	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est de 6 m de rejet. Faciès intermédiaire entre les laves lobées et en coussin au pied de la faille ⇒ Caractéristiques : structure d'effondrement de diamètre métrique ⇒ Structuration : la faille à pendage Ouest bordant l'AST n'est pas visible probablement masquée par des coulées postérieures 	
23-29	15,72931	-105,43109	entre les ASTs	laves lobées	 Contact avec la formation précédente : évolution progressive des laves lobées Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre 	23-29
23-30	15,72931	-105,43101	entre les ASTs	lac de laves effondré	Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées	23-30
23-31	15,72931	-105,43099	dans l'AST EST	lac de laves effondré	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est marquant la bordure Est de l'AST Ouest. Le lac de laves se situe au pied de la faille dans l'AST ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac	23-31

Appendice 54: description de la plongée 19, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 53) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 55 et 56).



Appendice 55 : Photos de la plongée 23 : 23-1/ Laves en coussin, 21-2a/ Faille dans des laves en coussin avec blocs fracturés au pied de la faille, 23-2b/ Laves en coussin de diamètre métrique, 23-3/ Structures d'effondrement dans des laves lobées, 23-4/ Laves drapées bréchifiées, 23-8/ laves lobées, 23-15a/ Laves lobées, 23-15b/ Structures d'effondrement dans des laves lobées, 23-16/ Laves drapées bréchifiées, 23-20/ Laves lobées.



Appendice 56 : Photos de la plongée 23. 23-23a/ Laves en dalle fissurées et basculées constituant le flanc d'un tumulus, 23-23b/ Sommet fracturé du tumulus, 23-27a/ Tumulus de taille métrique constitué de laves en dalle, 23-27b/ Laves en coussin, 23-29/ Structure d'effondrement dans des laves lobées, 23-30/ Laves lobées fortement effondrées en bordure de l'AST, 23-31/ Pilier de laves au fond d'un lac effondré dans l'AST.

Plongée 24



Appendice 57 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 24. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 58.

	Plongée n° 25					
Numéros	Latitude	Longitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos
24-1	15,75092	-105,42627	flanc Est de l'AST	laves lobées	⇒ sédimentation : quelques dépôts sédimentaires entre les lobes	24-1
24-2	15,75053	-105,42670	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : augmentation progressive du nombre de coussin (même coulée) ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Structuration : 3 fissures de 30 à 60 cm de large orientées N160°E 	24-2a et 2b
24-3	15,74891	-105,42805	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée ⇒ Structuration : fissures de 70 à 1 m de large et une faille ouverte 80 cm de large et 1 m de haut évolue vers une faille bordant un graben vers le Nord 	
24-4	15,74892	-105,42884	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée ⇒ Caractéristiques : toujours quelques coussins sur les laves lobées, et présence de structures d'effondrement de plusieurs mètres de diamètre	24-4
24-5	15,74928	-105,42933	flanc Est de l'AST	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 6 m) orientée N-S délimitant un graben de 40 m de large et 7 m de profondeur. Les laves drapées se situent au fond du graben. ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Sédimentation : quelques centimètres entre les coussins 	24-5
24-6	15,74954	-105,42969	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m). Les laves lobées se situent en contrehaut de la faille. ⇒ Caractéristiques : quelques coussins sur les laves lobées et présence de structures d'effondrement de 2-10 m de diamètre. 	24-6
24-7	15,75117	-105,43221	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 4 m) qui délimite la bordure Est de l'AST. ⇒ Hydrothermalisme : Sédiments ocres sur une surface d'environ 40 m² et galathée autour d'un site hydrothermal actif constitué d'une dizaine de sortie transparent à grisâtre, de quelques cheminées fossiles de 30 cm de haut et de 3 cheminées actives de couleur frise d'environ 20 cm de haut (Site 2) 	24-7a et Site 2a et 2b
24-8	15,75154	-105,43240	dans l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même coulée la plongée longe la faille pendage Ouest décrite précédemment ⇒ Caractéristiques : les laves lobées entourent des piliers de 1 à 2 m de haut et recouvrent des laves drapées. Elles sont postérieures à l'effondrement du lac ⇒ Hydrothermalisme : des sédiments ocres sur une surface de 30 m² entourent des cheminées actives (fumeurs noirs) de 3 à 6 m de haut (site 3). Un 3^{éme} site hydrothermal fossile (site 4) est constitué d'un édifice ocre de 4 à 5 m de haut entouré de sédiments ocres sur 20 m². 	24-8a, 8b et site 3
24-9	15,75226	-105,43273	flanc Ouest de l'AST	laves en dalle localement drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille ouverte de 3 m de large et 4 m de haut. Laves en dalle à l'aplomb de la faille ⇒ Hydrothermalisme : 2 sites situés à l'aplomb de la faille : 1 cheminée fossile de 4-5 m de haut entourée par 20 m² de sédiments (site 5). 1 cheminée hydrothermale de 3-4 m de haut (site 6) 	
24-10	15,75282	-105,43283	dans l'AST	laves lobées et	Contact avec la formation précédente : faille précédemment décrite	
24-11	15,75290	-105,43249	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille ouverte à pendage Ouest (3 m de large et 2 m de haut) ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 3-4 m de diamètre ⇒ Structuration : quelques centimètres entre les coussins 	24-11
24-12	15,75286	-105,43222	dans l'AST	laves lobées	 ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Structuration : guelques centimètres entre les coussins 	
24-13	15,75049	-105,43208	dans l'AST	laves drapées et laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : laves drapées entre les lobes ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre 	24-13
24-14	15,75117	-105,43247	dans l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 7 m). Laves lobées en surplomb de la faille ⇒ Hydrothermalisme : 2 sites : site 7 en contrebas de la faille constitué d'un édifice de 5-6 m de haut entouré de sédiments (~30 m²), site 8 :composé d'un édifice de 6-7 m de haut entouré de sédiments (~30 m²) 	site 7 et site 8

24-15	15,75580	-105,43205	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 7 m) bordant l'AST. ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 3-5 m de diamètre avec un plancher constitué de laves drapées ⇒ Hydrothermalisme : 3 sites hydrothermaux. Site 9 : édifice de 3-4 m de haut; site 10 : édifice de 3-4 m de haut; site 11 : édifice de 6 m de haut 	24-15a, 15b et site 10
24-16	15,75575	-105,43264	flanc Est de l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : absence de coussin sur les laves lobées	
24-17	15,75573	-105,43335	dans l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 3 m) bordant l'AST. ⇒ Caractéristiques : horst de 20 m de large constitué de laves lobées effondrées ⇒ Structuration : succession de fissures N-S de 1-4 m de large 	24-17
24-18	15,75576	-105,43367	dans l'AST	lac de laves effondré	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 4 m). Lac de laves à l'aplomb de la faille ⇒ Caractéristiques : Piliers de 1-2 m de haut et brèches au fond du lac. Lac disposé sur plusieurs niveaux, les brèches masquent les failles. 	
24-19	15,75575	-105,43394	dans l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est. Au pied de la faille le lac est masqué par des éboulis. Les laves lobées sont localisées à l'aplomb de la faille	
24-20	15,75576	-105,43414	dans l'AST	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif dans les laves lobées ⇒ Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut. 	24-20a et 20b
24-21	15,75594	-105,43429	bordure Ouest de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m) marquant la bordure Est de l'AST. Laves lobées à l'aplomb de la faille ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 4-5 m de haut et 1-2 m de profondeur 	24-21
24-22	15,75623	-105,43409	dans l'AST	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 5 m) marquant la bordure Est de l'AST. Lac de laves au pied de la faille (même coulée qu'au point 24-20).	
24-23	15,75649	-105,43389	dans l'AST	laves lobées	 Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest avec des crénelures horizontales sur le plan de faille (lac de laves postérieures à la faille). Les laves lobées sont à l'aplomb de la faille. Hydrothermalisme : 3 édifices hydrothermaux de 3-10 m de haut, entouré par des sédiments ocres sur 40 m² (site 12) 	24-23 et Site 12
24-24	15,75691	-105,43344	dans l'AST	laves en dalle localement drapées	➡ Contact avec la formation précédente : faille ouverte N-S à pendage Est (2 m de large 7 m de rejet). laves en dalle au pied de la faille.	
24-25	15,75742	-105,43289	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (bordure de l'AST). Eboulis au pied de faille sur les laves en dalle. ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 2-3 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de 50 cm à 3 m de large ⇒ Hydrothermalisme : sédiments de couleur ocre (site 13) 	24-25 et Site 13
24-26	15,75765	-105,43283	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	➡ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées de 50 cm à 1 m de profondeur.	
24-27	15,75766	-105,43264	flanc Est de l'AST	laves lobées	 Contact avec la formation précédente : bordure du lac de laves effondré Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre 	
24-28	15,75776	-105,43254	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré, plancher : laves en dalle et drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : effondrement massif des laves lobées de 50 cm à 1 m de profondeur. ⇒ Caractéristiques : brèches sur les laves en nappe. Laves drapées en bordure du lac 	24-28a et 28b
24-29	15,75831	-105,43192	flanc Est de l'AST	lavos labáas -+	changement de direction de la plongée	
24-30	15,75836	-105,43218	flanc Est de l'AST	coussin	Contact avec la formation précédente : bordure du lac effondré.	
24-31	15,75858	-105,43261	flanc Est de l'AST	laves lobées et drapées	Contact avec la formation précédente : présence de laves drapées entre les lobes (même coulée?)	24-31
24-32	15,75892	-105,43313	flanc Est de l'AST	laves lobées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (N160°E, rejet : 10 m). Laves lobées de part et d'autre de la faille. ⇒ Caractéristiques : fond peu visible 	
24-33	15,75959	-105,43402	flanc Est de l'AST	lac de laves effondré	\Rightarrow Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (N160°E). Lac de laves à l'aplomb de la faille \Rightarrow Caractéristiques : piliers de 1-2 m de haut et brèches sur le plancher du lac.	24-33
24-34	15,76017	-105,43497	flanc Est de l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 2 m) marquant la bordure Ouest de l'AST. Laves en coussin à l'aplomb de la faille	24-34

24-35	15,76073	-105,43673	flanc Est de l'AST	laves lobées et en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (faille externe). ⇒ Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Structuration : quelques fissures N-S 	24-35
24-36	15,76121	-105,43726	flanc Est de l'AST	laves lobées	➡ Contact avec la formation précédente : graben de 10 m de large et 10 m de profondeur. Laves lobées de l'autre côté du graben	
24-37	15,76166	-105,43750	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : retour de l'autre côté du graben précédent. ⇒ Caractéristiques : les laves en coussin dégouline sur la faille (laves postérieures à la faille). Quelques laves drapées entre les coussins 	24-37a et 37b



Appendice 59 : Photos de la plongée 24 : 21-1/ Laves lobées, 24-2a/ Laves en coussin sur des laves lobées, 24-2b/ Fissure dans les laves lobées, 24-4/ Structures d'effondrement dans des laves lobées, 24-5/ Laves lobées à l'aplomb d'une faille, 24-6/ Laves drapées dans le fond d'une structure d'effondrement, 24-7a/ Laves lobées en bordure d'une faille, Site 2a/ Sédiments hydrothermaux ocres sur des éboulis, Site 2b/ Petite cheminée hydrothermale active de couleur grise, 24-8a/ Laves lobées en bordure de faille.



Appendice 60 : Photos de la plongée 24. 24-8b/ Laves lobées sur des laves drapées, Site 3/ Cheminées hydrothermales actives (fumeurs noirs), 24-11/ Effondrement dans des laves lobées, 24-13/ Laves drapées entre les laves lobées, Site 7 et Site 8/ Edifice hydrothermal fossile, 24-15a/ Laves drapées dans une structure d'effondrement, 24-15b/ Laves lobées, Site 10/ Edifice hydrothermal fossile, 24-17/ Laves lobées avec une structure d'effondrement.



Appendice 61 : Photos de la plongée 24. 24-20a/ Laves en dalle, 24-20b/ Pilier de lac de laves, 24-21/ Bordure d'un lac de laves effondré, 24-23/ Structures d'effondrement dans les laves lobées, Site 12/ Edifice hydrothermal fossile, Site 13/ Eboulis au pied d'une faille, avec des traces d'altération hydrothermale, 24-25/ Structure d'effondrement dans les laves lobées, 24-28a/ Brèches sur des laves en dalle, 24-28b/ Contact entre des laves en dalle et des laves drapées, 24-31/ Laves drapées en contact avec des laves en coussin.



Appendice 62 : Photos de la plongée 24. 24-33/ Lac de laves effondré, 24-34/ Laves en coussin, 24-35/ Laves lobées, 24-37a/ Laves en coussin qui dégoulinent sur un plan de faille, 24-37a/ Laves drapées en contact avec des laves lobées.

Plongée 25



Appendice 63 : Carte micro-bathymétrique (résolution 1 m) dans la région de la plongée 25. Isocontours : 1 m, courbes maitresses : 5 m. Les limites entre les faciès identifiées à partir de l'analyse vidéo sont indiquées par des traits noirs lorsque le contact est franc et par des zigzags noirslorsque le contact est progressif ou non-observé. Les failles observées lors des plongées sont indiquées par un trait noir gras lorsque le plan de faille expose une section nette de lave, et par des tiretés lorsque le plan de faille n'a pas été observé par le Nautile. Les points sont décrits dans l'appendice 64.

		1	<u>г</u>	r	Plongée n° 25	
Numéros	Latitude	Longitude	localisation	Faciès	Commentaires	Photos
25-1	15,81195	-105,43432	dans l'AST	laves lobées	Caractéristiques : structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre Structuration : fissure de 3 m de large orientée N170°E	25-1
25-2	15,81200	-105,43464	dans l'AST	laves lobées	⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 5 m, pendage : 62°). AU pied de la faille les laves lobées sont recouvertes d'éboulis. Laves également à l'aplomb de la faille. ⇒ Structuration : fissures de 20 à 50 cm de large	25-2
25-3	15,81211	-105,43495	dans l'AST	laves lobées et éboulis	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves lobées sont recouvertes d'éboulis. ⇒ Caractéristiques : demi-tour de la plongée 	25-3
25-4	15,81201	-105,43441	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 12 m, pendage : 75°). ⇒ Caractéristiques : éboulis au pied de la faille 	25-4
25-5	15,81198	-105,43387	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Changement de cap ⇒ Structuration : faille à pendage Ouest (rejet : 15 m) 	25-5
25-6	15,81249	-105,43406	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest délimite un graben de 15 m de large et 10 m de profondeur. Laves en coussin de part et d'autre de la faille. ⇒ Caractéristiques : Eboulis au pied de la faille 	25-6
25-7	15,81398	-105,43455	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : Faille à pendage Est, bordure Ouest du graben ⇒ Structuration : fissures N170°E de quelques décimètres à 2 m de large 	25-7
25-8	15,81406	-105,43446	dans l'AST	éboulis	⇒ Contact avec la formation précédente : Eboulis sur les laves en coussin au pied de la faille précédemment décrite.	
25-9	15,81527	-105,43448	dans l'AST	laves en coussin	⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin sont visible sous les éboulis	25-9
25-10	15,81538	-105,43447	dans l'AST	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : les laves en coussin sont en contact avec des laves en dalle drapées au niveau du contact (Laves en nappe postérieures aux laves en coussin?) ⇒ Structuration : fissure N170°E de 1 m de large 	25-10
25-11	15,81669	-105,43432	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : même morphologie du contact qu'au point 25-10 ⇒ Caractéristiques : des coussins atteignent 1 m de diamètre parmi des coussins décimétriques. Localement quelques éboulis sur les laves en coussin ⇒ Structuration : succession de fissures N170°E décimétriques à métriques 	25-11a et 11b
25-12	15,81825	-105,43446	dans l'AST	éboulis	Contact avec la formation précédente : des éboulis recouvrent des laves en coussin au pied d'une faille à pendage Ouest (rejet : 40 m, pendage 83°)	25-12
25-13	15,81907	-105,43452	dans l'AST	éboulis	➡ Contact avec la formation précédente : même formation ➡ Caractéristiques : éboulis de couleur ocre (altération hydrothermale?)	25-13
25-14	15,82047	-105,43448	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : plus d'éboulis sur les laves en coussin ⇒ Caractéristiques : localement présence de laves lobées avec des structures d'effondrement de 1-2 m de diamètre ⇒ Structuration : fissures N-S de 10-50 cm de large 	25-14
25-15	15,82078	-105,43449	dans l'AST	laves en dalle	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non- déterminée ⇒ Caractéristiques : laves en nappe basculées vers l'Ouest ⇒ Structuration : plusieurs fissure de largeur décimétrique 	25-15
25-16	15,82313	-105,43439	dans l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non- déterminée	25-16
25-17	15,82451	-105,43443	dans l'AST	éboulis et laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (pendage : 75°) délimitant un graben de 50 m de large et 25 m de profondeur. Eboulis au fond du graben ⇒ Structuration : succession de horst de 4-5 m de large constitué de laves en coussin 	25-17
25-18	15,82524	-105,43408	dans l'AST	laves en coussin	➡ Contact avec la formation précédente : succession de deux failles à pendage Ouest N170°E (rejet total : 16 m). Lave en coussin à l'aplomb de la faille.	
25-19	15,82765	-105,43446	dans l'AST	laves en coussin	 Contact avec la formation précédente : faille ouverte à pendage est (5 m de large, 7 m de rejet). Laves en coussin au pied de la faille. Structuration : fissures N170° E de 0.5-1 m de large 	25-19
25-20	15,82982	-105,43507	dans l'AST	laves en coussin	➡ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est délimitant un horst de 10 m de haut et 35 m de large. Laves en coussin à l'aplomb de la faille.	
25-21	15,83012	-105,43515	dans l'AST	laves en coussin	⇒ même coulée le long de la bordure Ouest du horst Caractéristiques : présence de creux centimétriques dans les coussins	25-21
25-22	15,83374	-105,43573	dans l'AST	éboulis	Contact avec la formation précédente : faille N170°E à pendage Ouest (rejet : 17 m). Délimitant un graben de 85 m de large. Eboulis au fond du graben	
25-23	15,83508	-105,43575	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille N170°E à pendage Ouest (rejet: 25 m, pendage : 84°) exposant une section de laves en coussin. Laves en coussin à l'aplomb de la faille ⇒ Structuration : fissures 1-2 m de large 	
25-24	15,83629	-105,43513	dans l'AST	laves en coussin	Même coulée changement de cap	25-24
25-25	15,83707	-105,43496	dans l'AST	éboulis	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 15 m) délimitant un graben de 65 m de large. Eboulis au fond du graben	

25-26	15,83937	-105,43417	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 28 m, pendage : 76°). Laves en coussin à l'aplomb de la faille ⇒ Caractéristiques : coussin légèrement aplatis ⇒ Structuration : fissures de 1-2 m de large 	25-26
25-27	15,84020	-105,43466	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Même coulée changement de cap au contact d'une faille ouverte de 6 m de rejet et 10 m de large ⇒ Structuration : graben de 10 m de large et 8 m de profondeur orienté N40°E 	
25-28	15,84051	-105,43502	dans l'AST	éboulis	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 15 m, pendage : 75°) bordant un graben de 70 m de large et 10 m de profondeur. Eboulis au fond du graben	
25-29	15,84145	-105,43597	dans l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 20 m, pendage : 75°) bordant le graben précédemment décrit. Laves en coussin à l'aplomb de la faille	
25-30	15,84198	-105,43647	dans l'AST	laves en coussin	➡ Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 20 m, pendage : 84°). Laves en coussin de part et d'autre de la faille.	25-30
25-31	15,84341	-105,43683	dans l'AST	laves en coussin	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Est (rejet : 15 m). Laves en coussin à l'aplomb de la faille	25-31
25-32	15,84386	-105,43697	dans l'AST	laves en coussin et éboulis	Contact avec la formation précédente : faille à pendage Ouest (rejet : 10 m). Eboulis au pied de la faille sur des laves en coussin	
25-33	15,84419	-105,43719	dans l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : faille N170°E à pendage Est (rejet : 20 m). Laves lobées à l'aplomb de la faille	
25-34	15,84474	-105,43748	dans l'AST	laves en dalle	 ➡ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminé ➡ Caractéristiques : laves en dalle basculées vers l'Ouest ➡ Structuration : plusieurs fissures de largeur décimétrique 	25-34
25-35	15,84502	-105,43764	dans l'AST	laves en coussin	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminé ⇒ Caractéristiques : coussin aplatis entre le faciès des laves en coussin et celui des laves lobées puis évolution vers des coussins plus sphériques ⇒ Structuration : quelques fissures N-S de largeur décimétrique ⇒ Hydrothermalisme : Edifice de 5 m de haut entouré de sédiments ocre (Site 1) 	25-35a, 35b et site 1
25-36	15,84703	-105,43841	dans l'AST	laves lobées	Contact avec la formation précédente : transition progressive entre les laves en coussin et les laves lobées	25-36
25-37	15,84719	-105,43842	dans l'AST	laves drapées	 ⇒ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminé ⇒ Caractéristiques : bande de 4 m de large de laves drapées ⇒ Structuration : quelques centimètres entre les coussins 	25-37
25-38	15,84723	-105,43843	dans l'AST	laves en coussin	⇔ Contact avec la formation précédente : chronologie du contact non déterminé	25-38

Appendice 54: description de la plongée 23, Les changements de faciès ou les points remarquables identifiés le long de la plongée (Appendice 53) sont décrits. Lorsque des photos sont associées à ces points leur numéros est indiqué (Appendices 55 et 56).



Appendice 65 : Photos de la plongée 25 : 25-1/ Laves en coussin, 25-2, 25-3 et 25-4/ Eboulis, 25-5/ Laves en coussin en bordure d'une faille normale, 25-6 et 25-7/ Eboulis aux pieds de failles, 25-9/ Laves en coussin, 25-10/ Laves drapées en bordure d'une fissure, 25-11a/ Laves en coussin.



Appendice 66 : Photos de la plongée 25. 25-11b, 25-12 et 25-13/ Eboulis, 25-14/ Laves en coussin, 25-15/ Laves en dalle fissurées, 25-16/ Laves en coussin, 25-17/ Horst étroit constitué de laves en coussin, 25-19/ Fissure dans des laves en coussin, 25-21/ Trous dans des laves en coussin, 25-24/ Laves en coussin.



Appendice 67 : Photos de la plongée 25.25-26 et 25-30/ Laves en coussin, 25-31/ Eboulis, 25-34/ Laves en dalle affectées par une faille, 25-35a/ Laves en coussin aplaties, 25-35b/ Laves en coussin sphériques, Site 1/ Edifice hydrothermal fossile, 25-36/ Laves lobées, 25-37/ Laves drapées, 25-38/ Laves en coussin.

Interaction dorsale point chaud: influence sur les processus tectoniques et magmatiques à l'axe de la dorsale Est Pacifique, 16°N

Résumé :

Le segment 16°N de la dorsale Est-Pacifique (EPR) est le plus large et le moins profond de cette dorsale rapide. Cette morphologie atypique est liée à un apport magmatique accru sous la dorsale dû à la proximité du point chaud des Mathématiciens. Ce travail présente une étude morphostructurale et de chronologie relative détaillée de la zone axiale de ce segment, réalisée à partir de l'analyse de données bathymétriques à 40 m,

10 m et 1 m de résolution, combinée à l'analyse de photos et vidéos de plongées Nautile acquises lors de la campagne PARISUB ("PAnache Ridge SUBmersible"). Cette étude permet de discuter des processus tectoniques, de la dynamique des éruptions, ainsi que de l'influence du point chaud sur les processus d'accrétion. Sur les bordures du plateau sommital, ainsi que sur les plaines abyssales adjacentes au dôme, les failles et les grabens abyssaux apparaissent moins développés que le long des autres segments de l'EPR. Cette structuration du plancher serait la conséquence directe d'une lithosphère plus chaude et plus mince. A l'axe, le système éruptif complexe et très segmenté, reflète une faible localisation des intrusions et une grande variabilité spatiale et temporelle de l'activité magmatique. En effet, le fossé sommital est parfois large, d'autre fois étroit, parfois unique et parfois parallèle à un second fossé sur plusieurs kilomètres. Cette variabilité et la disposition de ces segments en échelon, décalés vers le point chaud, traduit l'influence du point chaud sur l'activité magmatique et son organisation. Cette influence est observée également sur la morphologie des coulées, mais cette fois-ci de manière indirecte. En effet, l'apport magmatique accru à l'axe est responsable de la formation d'un plateau sommital subhorizontal atteignant 5 km de large au centre du segment. Les faibles pentes de ce plateau sont à l'origine de la mise en place de coulées d'inflation en nappe et en coussin qui constituent plus d'un tiers des coulées de la zone cartographiée. La morphologie atypique de ces coulées, notamment celles en nappe, a conduit au développement d'un modèle théorique sur la dynamique des éruptions sur un plancher subhorizontal et d'un modèle conceptuel de la mise en place de ces laves. Ces coulées aux faciès contrastés semblent s'être mises en place au cours d'une même éruption qui se serait étalée sur jusqu'à plusieurs dizaines de jours, permettant ainsi une inflation des coulée jusqu'à 30 m de hauteur. Ce type d'éruptions aurait pour origine un apport de magma plus conséquent, qui trouverait sa source dans le point chaud.

L'influence du point chaud des Mathématiciens sur les processus d'accrétion est donc observable de l'échelle décimétrique à plurikilométrique.

Hot-Spot Dorsal Interaction : Influence on Tectonic and Magmatic Processes at the East Pacific Ridge axis, 16 ° N

Abstract :

The 16°N segment of the East Pacific Rise (EPR) is the most over-inflated and shallowest of this fast -spreading ridge, in relation with an important magma flux due to the proximity of the Mathematician hotspot. The goal of this thesis is to analyze in detail the magmatic and tectonic processes along this segment in regards to the influence of the hotspot. The study of these processes is based on a morpho-structural and chronological analysis of the segment between 15°36'N and 15°53'N using bathymetric data (1, 10 and 40 m resolution) and Nautile dive photos and videos of the French PARISUB ("PAnach Ridge SUBmerssible") cruise. The characterization of the faults and fissures geometry (e.g., vertical throw, dip, length, depth, width) and their orientation reveled that tectonic processes occur more than 750 m of the ridge axis. Lateral and abyssal grabens formed by fault, less developed than in other EPR segments would be the consequence of a warmer and thinner lithosphere. At the axis, the existence of two parallel and contiguous Axial Summit Troughs (ASTs) over a distance of about 20 km and above a wide magma lens, indicate a wide zone of diking and thus a poor localization of magmatic processes. This poor localization, and the highly segmented and global "en echelon" shift of the ASTs that progressively accommodate the bow shape of the axial dome in the direction of the hotspot, revealed the importance of the Mathematician hotspot influences on spreading processes. This hotspot also influences, although indirectly lava flows morphologies.

Indeed, it is at the origin of the formation of a wide sub-horizontal plateau that results in the formation of inflated sheet and pillow flows. That flows covering about one third of the plateau allows us to develop theoretical and conceptual models to investigate lava flow dynamics. Models revealed that inflated sheet and pillow flows may emplace during the same long-live (few hours to 20 days) eruption, with sheet flows erupted at the end.