



HAL
open science

Traçage thermique et géochimique des systèmes hydrothermaux : exemple d'un domaine océanique jeune et d'une marge continentale

Virginie Le Gal

► **To cite this version:**

Virginie Le Gal. Traçage thermique et géochimique des systèmes hydrothermaux : exemple d'un domaine océanique jeune et d'une marge continentale. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2017. Français. NNT : 2017PA066530 . tel-01886790

HAL Id: tel-01886790

<https://theses.hal.science/tel-01886790>

Submitted on 3 Oct 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale 398 Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

IFPEN / Institut des Sciences de la Terre de Paris

**Traçage thermique et géochimique des systèmes
hydrothermaux :**
Exemple d'un domaine océanique jeune et d'une marge
continentale

Par Virginie LE GAL

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre

Dirigée par Anne BATTANI, Francis LUCAZEAU et Sylvie LEROY

Présentée et soutenue publiquement le 24 novembre 2017

Devant un jury composé de :

Laurent GUILLOU FROTTIER	IR	BRGM	Rapporteur
Bernard MERCIER DE LEPINAY	CR	Sophia-Antipolis	Rapporteur
Christian GORINI	PR	UPMC – ISTEP	Examineur
Philippe SARDA	PR	Paris-Sud	Examineur
Anne BATTANI	IR	IFPEN	Promotrice
Francis LUCAZEAU	CR	IPGP	Co-directeur
Jeffrey POORT	IR	UPMC – ISTEP	Encadrant
Sylvie LEROY	DR	UPMC - ISTEP - CNRS	Directrice

Résumé

Les processus hydrothermaux affectent l'ensemble des domaines océaniques et contrôlent efficacement leur régime thermique. Cependant, les études de flux de chaleur à l'échelle globale conduisent à des interprétations parfois en contradiction avec les études locales. Il est donc essentiel de comparer les effets de l'hydrothermalisme dans différents contextes régionaux. Dans cette optique, nous avons étudié le rôle de l'hydrothermalisme sur le régime thermique d'un domaine océanique jeune (en Atlantique) et d'une marge continentale jeune (Sud Baléares). Pour cela, nous avons quantifié les transferts et pertes de chaleur et de matière en utilisant des traceurs thermiques (mesures du flux de chaleur) et des traceurs chimiques (analyse des fluides interstitiels).

Le domaine océanique jeune se situe dans l'océan Atlantique sur le premier segment au sud de la faille transformante Oceanographer. Les faibles valeurs du flux de chaleur indiquent que les circulations hydrothermales, induites par les nombreux affleurements, extraient d'importantes quantités de chaleur de la croûte. La composition de l'eau interstitielle est similaire à l'eau de mer, indiquant un temps de résidence faible de l'eau dans le socle. Nous avons identifié que la rugosité du plancher océanique est un des paramètres majeurs qui contrôlent l'efficacité de ces circulations de fluides. Ce relief à petite échelle a été comparé à d'autres régions où l'efficacité des processus hydrothermaux avait préalablement été discutée. Nous en avons déduit une relation empirique qui relie la fraction du flux de chaleur à ce relief.

Sur la marge Sud des Baléares, les processus hydrothermaux semblent plus restreints car leur impact thermique est plus local. Sur la pente continentale, des contrastes importants du flux de chaleur ont été mis en évidence. Ils suggèrent des circulations hydrothermales contrôlées par la présence de nombreux monts volcaniques. Cependant, la chimie des fluides reste proche de celle de l'eau de mer et ne permet pas de confirmer ces observations. En revanche, les processus hydrothermaux sont limités dans le bassin par les épais dépôts de sédiments. La chimie des fluides indique la présence de saumures résiduelles et leur simple diffusion vers la surface. Les valeurs du flux de chaleur sont perturbées par les contrastes de conductivité thermique induits par la présence de diapirs de sel ou du socle.

Dans les deux zones d'étude, les circulations de fluides sont liées à la présence de structures basaltiques fracturées dont la perméabilité est supérieure de plusieurs ordres de grandeur à celle des sédiments alentours. La rugosité initiale du plancher océanique et le taux de sédimentation contrôlent la tranche d'âge durant laquelle la croûte reste connectée à l'océan. En revanche, les circulations sont rapidement inhibées sur les marges par les apports importants de sédiments venant du continent proche. Cette conclusion est contrebalancée par d'autres événements pouvant survenir sur les marges telles que le volcanisme ou la tectonique active.

Mots clefs : hydrothermalisme, flux de chaleur, fluides interstitiels, domaine océanique, marges, Atlantique, Méditerranée

Abstract

Hydrothermal processes affect all oceanic domains thereby controlling their thermal regime. At global scale, heat flow studies may lead to different interpretations than local studies. Comparing hydrothermal effects in different local contexts is essential to overcome this scale-issues. To do so, we studied the hydrothermal impact on the thermal regimes of a young oceanic domain (Atlantic Ocean) and a young margin (South Balearic). We quantified heat and matter transfers and heat losses with heat flow measurements and pore water chemical analyses.

The young oceanic domain is situated on the first segment south of Oceanographer transform fault in the Atlantic Ocean. The low heat flow values indicate that hydrothermal circulations, conveyed by numerous outcrops, extract a lot of crustal heat. The composition of water in pores is similar to that of seawater. This points to a short residence time of water in the basement. We identified that the ruggedness of the seabed is one of the key parameters that control the fluid circulation efficiency. This small scale relief was compared to others regions where hydrothermal processes have already been debated. We deduced an empirical relation which links the fraction of the conductive heat flow to this relief.

On the Southern Balearic margin, hydrothermal processes appear to be more limited because of their more local thermal impact. On the continental slope, great heat flow contrasts are highlighted. They suggest that hydrothermal circulation is controlled by numerous volcanic mounts. On one hand, pore fluid chemistry remains close to seawater composition and does not allow confirming these observations. On the other hand, hydrothermal processes in the basin are limited by thick sediment deposits and pore fluid chemistry indicates residual brines and their diffusion towards the surface. Heat flow values along the Southern Balearic margins are perturbed by thermal conductivity contrasts induced by salt diapirs or basement topography.

In both study areas, fluid circulations are linked to fractured basaltic structures with a much larger permeability than the surrounding sediments. The seabed's initial ruggedness and the sedimentation rate control the age range during which the crust is connected to ocean. Nevertheless, fluid circulations cease quickly due to important sediment flows from the nearby continent. This conclusion is partially offset by other events that may occur on the margins such as volcanism or active tectonic.

Key words: hydrothermal, heat flow, pore fluid, oceanic domain, margins, Atlantic, Mediterranean.

Le temps des Mercis :

Cette aventure qu'est la thèse étant bel et bien terminée, voici maintenant le temps des remerciements et il y en a un paquet !

Pour commencer, je remercie Nadine Ellouz-Zimmermann qui m'a permis de rencontrer Anne pour la première fois. Elle est la première à être remerciée car elle représente finalement le battement d'ailes de papillon qui me permet aujourd'hui d'écrire ces remerciements.

J'aimerais ensuite remercier les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail, s'être déplacer le jour de la soutenance et pour les discussions que nous avons pu avoir. Merci aux rapporteurs, Laurent Guillou Frottier et Bernard Mercier de Lepinay. Merci aux examinateurs, Philippe Sarda et Christian Gorini.

De plus, ce projet n'aurait jamais vu le jour sans Sylvie Leroy, Anne Battani et Francis Lucazeau. Je les remercie tous les trois pour m'avoir donné cette chance de connaître ce qu'est le doctorat et m'avoir conseillé durant ces trois ans et trois mois. Je remercie tout spécialement Anne qui a eu à me supporter au jour le jour et qui a pris le soin de me remonter le moral ou de me secouer un peu suivant le contexte du moment. Je remercie aussi Francis pour m'avoir poussé dans mes retranchements et pour tout le temps que tu m'as accordé. Et bien sûr, cette thèse n'aurait sûrement pas abouti non plus sans Jeffrey Poort que je remercie pour sa présence, son écoute et ses conseils prodigués toujours avec un grand calme. Je remercie aussi Xavier Guichet pour sa disponibilité, pour son soutien et ses conseils avisés.

Je remercie également mes direct-eur-ric-e-s et encadrant-e-s de thèse de m'avoir permis de découvrir d'autres horizons, notamment durant les campagnes en mer auxquelles j'ai eu le privilège de participer. Je remercie les chefs de mission de m'avoir embarqué avec eux, Angelo Camerlenghi, Gwenaël Jouet et Jeffrey Poort. Et pour tous les bons moments tant scientifiques que humains passés à bord des bateaux OGS-Explora, l'Atalante et le Pourquoi pas ?, je remercie les équipes scientifiques et l'équipage des campagnes océanographiques Medsalt, Moz4 et Westmedflux.

Lorsque je parle d'autres horizons, je pense aussi aux congrès auxquels j'ai pu participer et pas des moindres : l'IUGG et l'AGU. Merci à Francis de m'avoir accompagné au premier et merci à mes amies qui m'ont fait répéter mon oral de l'AGU à leur en rabattre les oreilles. J'ai aussi eu l'occasion de me rendre dans différents laboratoires où je suis venue analyser mes eaux interstitielles. Merci à Christophe Monnin de m'avoir accueilli au GET et quelques cours sur la géochimie des eaux. Merci à Livio Ruffine et Claire Croguennec de m'avoir accueilli au laboratoire de géochimie sur le site de l'IFREMER et un merci aussi à Vivien Guyader pour avoir passé mes échantillons à l'HPLC. Merci à Claire Bassoulet pour le temps passé à l'ICP-MS et ses explications. Merci à Véronique Bardin du laboratoire de Biotechnologie de l'IFPEN pour toutes ses explications et son aide sur l'HPLC et mes premières dilutions. Merci à Benoit Villemant, Benoit Carron et Pauline Thierry pour m'avoir permis d'utiliser les instruments de la plate-forme Allip6 et aider à interpréter les différents signaux de ces appareils.

J'aimerais maintenant remercier les équipes des deux instituts qui m'ont accueilli. Car oui, j'avais la chance (et la difficulté) d'avoir deux bureaux. Je remercie l'équipe Géologie devenue Géoressources à l'IFPEN de m'avoir accueilli dans un premier temps puis ce fut au tour de

l'ISTEP que je remercie également. Merci à toutes les personnes dont j'ai croisé la route au café du matin ou d'une autre heure, à la cafeteria, à la photocopieuse et dans les couloirs.

Et bien... Je suis déjà à la fin de la première page et il reste encore tellement de personnes à remercier. C'est qu'on rencontre beaucoup de monde en trois ans et qui plus est pendant une thèse. C'est là que je m'excuse d'avance si quelqu'un est oublié dans les prochaines lignes, sachez que ce n'est pas volontaire.

Durant cette thèse, j'ai également reçu de l'aide comme tout à chacun. Merci à ceux qui ont pu l'espace d'un instant ou plus se pencher sur des profils sismiques, des cartes, des statistiques, des soucis de codage ou des soucis informatiques. La liste n'est pas exhaustive mais Merci à Mathilde Cannat, Giovanni Aloisi, Brigitte Doligez, Alain Rabaute, Véronique Gervais, Elia D'acremont, Christine Souque, Ludovic Bodet, Philippe Ressot et Isabelle Kowalewski. Merci aussi aux Patricks et aux secrétaires, Jamila, Sandrine et Odile disponibles aussi bien sur place qu'à distance.

Bien sûr, je remercie aussi tous mes ami-e-s. Ils ont grandement contribué au maintien de ma santé mentale pendant ces trois ans... ou pas. Merci à mes co-bureaux, Claire L, Marianne, Richard, Chloé, Aïda. Pour mes débuts, où l'accueil à l'IFPEN m'a permis de me sentir de la famille très rapidement, merci à Laura, Vincent, Julia, Isabelle, Josselin, Claire D, Camille, Ramadan... Merci aux stagiaires qui même s'ils ne restent pas bien longtemps, marquent les esprits et apportent un peu d'insouciance comme Aurély, Xavier, Jente, Elodie... Tout simplement, merci d'avoir été là pour parler, s'amuser et partager un tas de choses car la thèse fait partie intégrante de notre quotidien et c'est tout ce qui le constitue qui nous permet un jour d'en voir le bout. Merci à Juliette, Adélie, Anouk, Arthur, Xavier, Julie, Estelle, Marion, François, Antoine, Manfred, Maxime, Marine, Vassilis, Nikolaos, Pauline L, Julien, Hamza, Benjamin, Marie, Louise, Jean, Vincent M ...

Pour terminer, il me reste des gens importants à remercier. Merci à mes parents et mes petites sœurs qui ont toujours su trouver les mots pour me remettre sur les rails et m'ont soutenu dans tous mes projets.

Et comme on dit, on garde toujours le meilleur pour la fin, voilà pourquoi ces dernières lignes sont pour te remercier, toi, Benjamin. Merci de m'avoir soutenu, d'être resté près de moi et d'avoir aussi fait bien plus que tout ça durant ces 3 ans.

TABLE DES MATIERES

PROBLEMATIQUE GENERALE.....	9
CHAPITRE I. INTRODUCTION	13
I.1 LE FLUX DE CHALEUR TERRESTRE.....	14
I.2 LE REGIME THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE, UN LIEN FORT AVEC LES PROCESSUS HYDROTHERMAUX HORS AXE	15
<i>I.2.1 A l'échelle globale : les modèles de refroidissement par conduction de la croûte</i>	<i>15</i>
<i>I.2.2 A l'échelle locale : les études régionales</i>	<i>19</i>
I.3 LE REGIME THERMIQUE DES MARGES CONTINENTALES PASSIVES	31
<i>I.3.1 Architecture et évolution d'une marge passive</i>	<i>31</i>
<i>I.3.2 Les marges transformantes et zones de transfert.....</i>	<i>33</i>
<i>I.3.3 Modélisation du régime thermique des marges.....</i>	<i>34</i>
<i>I.3.4 Perturbations du régime thermique.....</i>	<i>36</i>
CHAPITRE II. METHODOLOGIE : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES	43
II.1 LA MESURE DU FLUX DE CHALEUR.....	44
<i>II.1.1 La sonde multi-pénétrations.....</i>	<i>44</i>
<i>II.1.2 Le carottier Küllenberg équipé de sondes NKE instrumentation©.....</i>	<i>48</i>
<i>II.1.3 Corrections des effets environnementaux sur le flux de chaleur.....</i>	<i>51</i>
II.2 LA GEOCHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES	56
<i>II.2.1 Extraction des fluides</i>	<i>56</i>
<i>II.2.2 Techniques analytiques.....</i>	<i>57</i>
II.3 IMAGERIE DU FOND MARIN.....	64
<i>II.3.1 Acquisitions des données de bathymétrie par l'échosondeur multifaisceaux.....</i>	<i>64</i>
<i>II.3.2 Le sondeur de sédiments.....</i>	<i>65</i>
<i>II.3.3 La sismique réflexion.....</i>	<i>66</i>
CHAPITRE III. ETUDE DU SEGMENT OCEANOGRAPHER HAYES -1 (35°N) EN ATLANTIQUE	67
III.1 PROBLEMATIQUE ET CONTEXTE GENERAL.....	68
III.2 PUBLICATION	71
III.3 DISCUSSION COMPLEMENTAIRE.....	114
<i>III.3.1 Quantification des volumes de fluides</i>	<i>114</i>
<i>III.3.2 Perturbations superficielles des profils de température.....</i>	<i>119</i>

III.4	CONCLUSION	124
CHAPITRE IV.LES CIRCULATIONS DE FLUIDES SUR LA MARGE SUD DES BALEARES 125		
IV.1	INTRODUCTION.....	126
IV.2	CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	131
	<i>IV.2.1 Géodynamique de la Méditerranée occidentale</i>	<i>132</i>
	<i>IV.2.2 La crise de salinité Messinienne (CSM).....</i>	<i>135</i>
	<i>IV.2.3 Le promontoire et la marge Sud des Baléares.....</i>	<i>139</i>
IV.3	RESULTATS	149
	<i>IV.3.1 La campagne Westmedflux</i>	<i>149</i>
	<i>IV.3.2 Données bathymétriques et données du sondeur de sédiments</i>	<i>151</i>
	<i>IV.3.3 Données de flux de chaleur</i>	<i>156</i>
	<i>IV.3.4 Données géochimiques des eaux interstitielles des carottes de sédiments</i>	<i>172</i>
IV.4	DISCUSSION.....	184
	<i>IV.4.1 Sources des anomalies thermiques locales.....</i>	<i>184</i>
	<i>IV.4.2 Existence de systèmes régionaux de circulations de fluides ?.....</i>	<i>215</i>
IV.5	CONCLUSIONS	220
CHAPITRE V.SYNTHESE ET PERSPECTIVES..... 223		
V.1	SYNTHESE	224
V.2	PERSPECTIVES	227
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	231
CHAPITRE VI. ANNEXES		
VI.1	ANNEXES DU CHAPITRE III.....	248
VI.2	ANNEXES DU CHAPITRE IV	275

Problématique générale

La formation des marges implique des apports de chaleur importants qui peuvent être induits par une remontée de l'asthénosphère associée à des étirements de la croûte, des exhumations du manteau, ou encore des intrusions et/ou du sous-plaquage magmatique (*Sawyer et al., 2007; Reston, 2009*). Néanmoins, ces intenses augmentations du flux de chaleur de surface peuvent être contrebalancées par la mise en place de circulations hydrothermales qui peuvent refroidir la croûte sur de larges zones et restituer la chaleur localement (*Lister, 1972*). L'influence de l'hydrothermalisme sur l'évolution thermique des marges distales est donc un enjeu important des recherches actuelles avec des conséquences en particulier pour le potentiel pétrolier (*White et al., 2003*). Ces processus hydrothermaux affectent également l'ensemble des domaines océaniques : des stades précoces de formation comme les zones de transition océan – continent (TOC) - (*Lucazeau et al., 2010*) jusqu'aux domaines océaniques bien développés (*Fisher et al., 2003a*) et planchers océaniques d'âges anciens (103 Ma) (*Fisher and Von Herzen, 2005*). Ces systèmes hydrothermaux et leurs effets thermiques ont disparu sur les anciennes marges telles que celles de l'Atlantique où ont été découverts les premiers systèmes pétroliers syn-rift (au large du Brésil ou de l'Afrique de l'ouest). En revanche, des évidences de systèmes hydrothermaux existent encore dans les domaines océaniques de marges jeunes tels que le Golfe d'Aden (*Lucazeau et al., 2010*), la mer Rouge (*Scholten et al., 1991*) ou le Golfe de Californie (*Fisher et al., 2001*). D'autre part, d'après les études de *Cannat et al., (2009)*, les processus de formation des zones de transition océan-continent (TOC) des marges peu magmatiques sont comparables à ceux des dorsales océaniques lentes (< 40 mm/an) à ultra lentes (~ 7mm/an) : dans ces deux zones, l'interaction entre les fluides de surface et les processus magmatiques et tectoniques ont pour conséquence l'exhumation du manteau et sa serpentinitisation (*Lowell and Rona, 2002*). Ainsi, une étude approfondie des domaines océaniques peut permettre de mieux comprendre l'héritage thermique des zones de TOC et les processus spécifiques qui lui sont associés tels que les refroidissements hydrothermaux.

Les analyses des flux de chaleur à l'échelle globale indiquent que les circulations hydrothermales auraient des effets significatifs sur le flux de chaleur seulement pour des croûtes jeunes (< 65 Ma) (*Stein and Stein, 1992*) alors que les études régionales ont mis en évidence l'influence du contexte local (c'est-à-dire la densité de monts basaltiques, du relief et de la couverture sédimentaire) sur les flux de chaleur et donc sur l'intensité des circulations (*Davis et al., 1999; Lister, 1972; Villinger et al., 2002*). Ces études locales sont parfois en contradiction avec les observations globales où ce contexte régional n'est pas pris en compte (*Fisher and Von*

Herzen, 2005; Lucazeau et al., 2006, 2008, 2010). Le modèle classique de circulation propose une infiltration d'eau de mer froide au niveau d'affleurements basaltiques identifiés comme des zones de recharge. L'eau circule alors dans la croûte supérieure perméable, sous une couche de sédiments imperméables. Le fluide s'équilibre thermiquement et chimiquement avec l'encaissant au fur et à mesure de sa circulation puis ressort au niveau d'un autre affleurement basaltique (décharge) à une température supérieure à celle de l'eau de mer.

L'objectif de cette thèse est de caractériser et de quantifier ces transferts et pertes de chaleur liés aux processus hydrothermaux dans un domaine océanique jeune dans un premier temps puis sur une zone de marge continentale jeune dans un deuxième temps. Cette approche a pour objectif de définir les paramètres de premier ordre qui traduiront facilement l'efficacité de ces circulations dans les domaines océaniques. Par la suite, nous transposerons ces résultats dans les zones plus complexes de marges. Les principales questions auxquelles nous tenterons de répondre portent sur la généralisation des paramètres qui vont contrôler ces circulations que ce soit en domaine océanique dans des zones bien sédimentées ou très peu sédimentées, ou encore sur les marges.

- Y observons-nous les mêmes anomalies thermiques et chimiques ?
- La morphologie, a-t-elle les mêmes incidences sur les circulations de fluides et donc sur le déficit thermique d'une zone à une autre ?
- La présence de différentes natures de croûte juxtaposées dans les zones de marges, a-t-elle des incidences sur la géochimie des fluides ?
- Les tranches d'âges de la croûte dans lesquelles s'effectuent les circulations de fluides, sont-ils les mêmes ?

Afin de répondre à cet objectif et ces questions, nous utiliserons des traceurs thermiques (mesures du flux de chaleur de surface) et chimiques (concentrations des ions dans les eaux interstitielles) pour déterminer l'efficacité des circulations hydrothermales. La complémentarité de ces deux méthodes est particulièrement intéressante car la géochimie peut permettre de tracer les chemins de circulations lorsque les vitesses des mouvements de fluides sont trop faibles pour être perceptibles par les mesures de flux de chaleur (*Elderfield et al., 1999; Fisher et al., 2003a, 2003b; Wheat and Fisher, 2008; Langseth et al., 1992; Ziebis et al., 2012*). Ces méthodes seront couplées aux données multifaisceaux (bathymétrie, sondeur de sédiments) et sismique lorsque cela est possible afin de déterminer si les anomalies thermiques et/ou chimiques enregistrées sont liées à des structures particulières du sous-sol.

Ce travail s'appuie sur les données de deux campagnes océanographiques :

- 1) La campagne *Oceanograflu* qui s'est déroulée en Mai et Juin 2013 dans l'océan Atlantique. Elle a permis d'obtenir des données de flux de chaleur et de carottages (prélèvements de fluides interstitiels associés aux mesures thermiques) sur un domaine océanique hors axe jeune, formé par une ride océanique lente.
- 2) La campagne océanographique *Westmedflux*, à laquelle j'ai participé, s'est déroulée en Avril et Mai 2016 afin d'obtenir des données de flux de chaleur ainsi que de carottages sur une marge continentale jeune : la marge Sud des Baléares en mer Méditerranée.

Ce travail se divise en 4 chapitres :

- Le **chapitre I** présente l'état des connaissances actuelles sur les circulations de fluides hydrothermaux et plus superficiels ainsi que les signatures géochimiques et thermiques associées en domaine océaniques ou sur les marges.
- Le **chapitre II** présente les techniques et méthodes d'acquisition et de traitement des données des deux campagnes océanographiques effectuées au cours de la thèse.
- Le **chapitre III** présente les données de flux de chaleur et de géochimie des fluides acquises lors de la campagne *Oceanograflu*. Située sur le segment OH1 (Oceanographer – Hayes) dans un contexte de jeune flanc de ride océanique (4 – 14 Ma), cette étude nous a permis de caractériser les processus hydrothermaux de la zone. Le chapitre se présente sous la forme d'un article (soumis) et d'une discussion complémentaire.
- Le **chapitre IV** présente une étude des circulations de fluides sur la marge Sud du promontoire des Baléares en Méditerranée. Elle s'appuie sur les données acquises lors de la campagne *Westmedflux* dans le bassin Algéro-baléarique. Cette étude nous a permis de caractériser la nature de circulations suivant les différentes zones morphologiques de la marge.

Pour terminer, nous tenterons de comparer les deux systèmes géologiques étudiés en termes de quantification des transferts de chaleur et des circulations de fluides.

CHAPITRE I. INTRODUCTION

I.1 Le flux de chaleur terrestre

Le flux de chaleur terrestre (exprimé en W/m^2) correspond à une densité de flux thermique. Il est défini comme une quantité d'énergie qui traverse une unité de surface pendant une unité de temps. Le flux thermique s'exprime en J/s ou en W et correspond à l'énergie perdue par la Terre dans un temps et un espace donné. Cette énergie possède trois modes de transfert (*Jaupart and Mareschal, 2010*). 1/ La conduction est un transfert de chaleur sans transfert de masse, elle s'effectue sous l'influence d'un gradient de température. L'équation qui régit le transport de chaleur par conduction a été décrite par *Fourier, (1822)*. 2/ La convection correspond à un transfert de chaleur associé à la mise en mouvement de matière dans le milieu concerné du fait de l'existence d'une différence de température et donc de masses volumiques dans le milieu. 3/ La radiation correspond à un rayonnement électromagnétique ou rayonnement thermique dont la puissance ($\propto T^4$) est proportionnelle à la température. À l'intérieur de la Terre, les transferts de chaleur combinent ces trois modes de transport de la chaleur.

Le flux de chaleur à la surface de la Terre est une donnée fondamentale pour l'étude de la thermicité (étude des échanges de chaleur) puisqu'il constitue l'unique mesure directe des transferts de chaleur dans la terre. Il représente la superposition de plusieurs composantes profondes et perturbations superficielles. Les composantes profondes du flux de chaleur mesurées en surface se décomposent en deux parties. La contribution mantellique correspond à la chaleur évacuée du manteau qui est transportée par des mécanismes de convection jusqu'à la base de la lithosphère et la contribution crustale correspond à la production de chaleur dans la croûte terrestre. Dans la croûte océanique, la production de chaleur par désintégration d'éléments radioactifs (uranium, thorium, potassium) est négligeable. Ainsi, le flux de chaleur océanique est assimilé à celui du manteau sous-jacent. Des perturbations superficielles et transitoires peuvent aussi modifier le flux de chaleur de surface. Elles sont d'origines variées telles que les déformations lithosphériques (rifting ou subduction), les variations climatiques, la sédimentation ou encore les circulations hydrothermales qui sont le sujet principal de cette thèse.

I.2 Le régime thermique de la lithosphère océanique, un lien fort avec les processus hydrothermaux hors axe

Les domaines océaniques sont le siège de circulations de fluides à basses et hautes températures qui contribuent aux échanges thermiques et chimiques entre la lithosphère et l'océan. Ces circulations sont spectaculaires à l'axe des dorsales (températures élevées, fumeurs noirs...). Cependant, 70% de la perte de chaleur a lieu en contexte hors axe par le biais des circulations hydrothermales à basses températures (*Stein and Stein, 1992, 1994*). Ces transferts de fluides participent au refroidissement de la lithosphère et sont caractérisés par des évolutions chimiques et thermiques des fluides en circulation. Nous commencerons par décrire l'évolution thermique de la lithosphère océanique en fonction de son âge avant de voir de quelle manière les circulations hydrothermales peuvent altérer significativement la croûte océanique (*Alt et al., 1986*).

I.2.1 A l'échelle globale : les modèles de refroidissement par conduction de la croûte

Les nombreuses données de flux de chaleur acquises en domaine océanique ont permis de conforter la théorie de la tectonique des plaques. Cette dernière implique la mise en place continue d'un matériel chaud à l'axe des dorsales puis son refroidissement et sa contraction au fur et à mesure de son éloignement. Cette décroissance thermique provoque une augmentation de la densité des roches lithosphériques puis leur subsidence avec l'éloignement à la dorsale. Dans le modèle « simple » d'expansion du plancher océanique, une plaque d'épaisseur constante est accrétée à l'axe de la dorsale puis s'en écarte à vitesse constante (*McKenzie, 1967*). Afin de modéliser l'évolution thermique et topographique de la lithosphère, l'hypothèse de départ est de considérer que pour une croûte d'âge supérieur à 1 Ma (flanc de dorsale), le transfert de chaleur s'effectue essentiellement par conduction.

Un des premiers modèles qui rendent compte du refroidissement 1D de la lithosphère océanique par conduction définit la lithosphère comme un milieu semi-infini. L'état initial suppose une température uniforme de l'asthénosphère (T_m) et le maintien d'une température froide de surface (T_s) (*Davis and Lister, 1974*). L'apport de chaleur radiogénique est négligé car la croûte contient très peu d'éléments radiogéniques, alors le flux de chaleur (q) et la bathymétrie (d) en

fonction de l'âge (t) sont donnés par la relation décrite par les équations I-1 et I-2. Les unités couramment utilisées sont q en mW/m^2 , d en mètres, t en Ma et la température en $^{\circ}\text{C}$.

$$q(t) = \frac{\lambda(T_m - T_s)}{\sqrt{\pi\kappa t}} \quad (\text{I-1})$$

$$d(t) = r + 2\sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}} \cdot \frac{\alpha\rho_m T_m}{\rho_m - \rho_w} \quad (\text{I-2})$$

Où κ est la diffusivité thermique (m^2/s), λ la conductivité thermique de la roche (W/m/K), α le coefficient d'expansion thermique de la lithosphère, r la profondeur de la dorsale (m), ρ_m la densité de l'asthénosphère, ρ_w la densité de l'eau. La distance à la dorsale (x) est liée à l'âge par $x = v * t$ avec v la vitesse d'expansion à la dorsale.

Cependant, ce modèle surestime la bathymétrie et sous-estime les valeurs du flux de chaleur pour une croûte âgée (Figure I-1). En effet, l'évolution des valeurs du flux de chaleur pour des âges élevés correspond à une asymptote. Elle suppose un apport de chaleur basal qui empêche la croûte de refroidir indéfiniment. Le modèle de plaque (*Parsons and Sclater, 1977*) modélise cet apport de chaleur en imposant la température T_m de l'asthénosphère à une profondeur (a) finie. Ainsi, les caractéristiques d'une croûte jeune dépendantes linéairement de la racine carrée de l'âge ($t^{1/2}$) sont conservées alors que pour une croûte plus âgée, une relation asymptotique est décrite pour le flux de chaleur (q) et la bathymétrie (d). Les équations des modèles sont dérivées d'un modèle physique (équation 1-3 et 1-4) dont la paramétrisation est empirique (*Langseth et al., 1966; McKenzie, 1967; Stein and Stein, 1992; Sclater and Francheteau, 1970; Sclater et al., 1971; Hasterok et al., 2011*).

$$q(x) = \frac{\lambda T_m}{a} \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} e^{\left(-\frac{\beta_n x}{a}\right)} \right] \quad (\text{I-3})$$

$$d(x) = r + \frac{\alpha\rho_m T_m a}{2(\rho_m - \rho_w)} \left[1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2} e^{\left(-\frac{\beta_{2n+1} x}{a}\right)} \right] \quad (\text{I-4})$$

Avec $\beta_n = \sqrt{R^2 + n^2\pi^2} - R$ et $R = \frac{va}{2\kappa}$

Le modèle de *Stein and Stein, (1992)* (modèle GDH1 : Global Depth and Heat flow - Figure I-1) qui fait référence aujourd'hui, provient de la régression des mesures de flux de chaleur afin de faire correspondre au mieux les lois mathématiques (équation 1-3 et 1-4) aux mesures. Les paramètres du modèle sont définis et la bathymétrie ainsi que le flux de chaleur sont obtenus en fonction de l'âge de la lithosphère (Figure I-1). L'objectif de cet ajustement étant d'obtenir un modèle plus en adéquation avec les mesures de flux de chaleur comparé aux premiers

modèles de plaque proposés (*Langseth et al., 1966; McKenzie, 1967; Parsons and Sclater, 1977*).

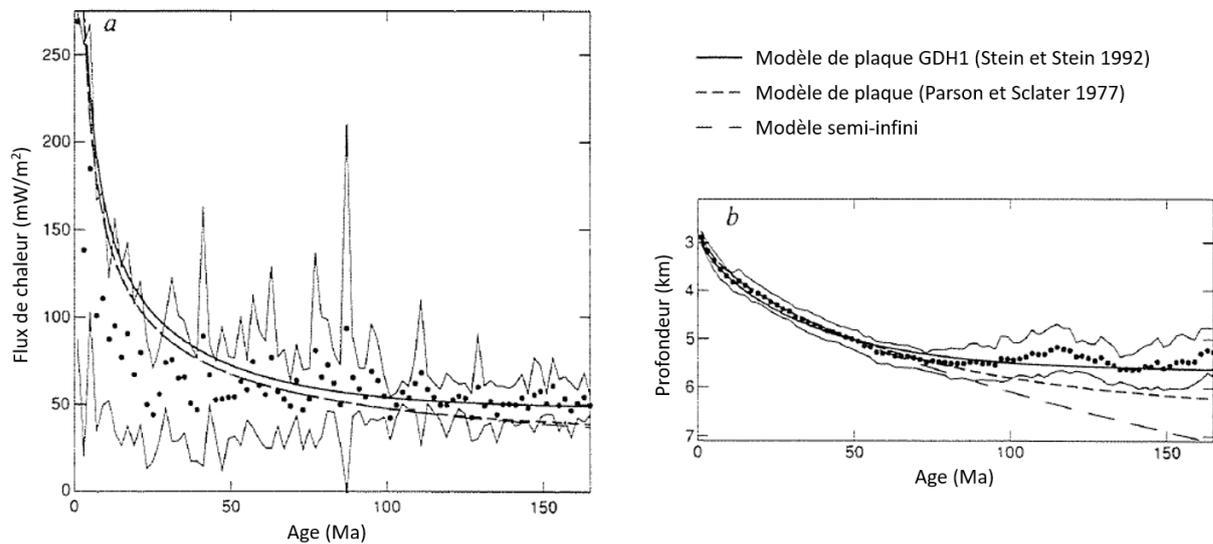


Figure I-1. Données (points) et modèles (courbes) de refroidissement de la croûte par la conduction (d'après *Stein and Stein, 1994*) pour a) flux de chaleur et b) profondeur du plancher océanique.

Toutefois, dans les domaines océaniques d'âge inférieur à 65 Ma, les flux de chaleur mesurés s'écartent sensiblement du modèle (Figure I-1 - *Stein and Stein, 1992*). Il existe donc des apports et des extractions de chaleur autres que ceux de la composante mantellique du flux de chaleur. La composante radiogénique est négligeable dans la croûte (0.49 mW/m^2 en moyenne d'après *Hasterok, 2013*). Ainsi, cet écart est généralement attribué aux perturbations superficielles (et transitoires, cf. I.1- Le flux de chaleur terrestre) : ces anomalies de flux de chaleur sont interprétées comme les conséquences des circulations hydrothermales qui s'effectuent dans la croûte supérieure perméable (*Langseth et al., 1966; Langseth and Herman, 1981; Lister, 1972; Sclater, 2003; Hutnak et al., 2006*). Ces processus hydrothermaux ont une faible influence à l'échelle lithosphérique car ils n'ont aucun effet sur la subsidence de la lithosphère qui intègre un champ de température sur une profondeur plus importante (Figure I-1).

A l'échelle d'une plaque, les processus hydrothermaux évoluent en fonction de l'âge de la croûte océanique et de l'épaisseur sédimentaire associée. A l'axe, les contrastes de températures et l'absence de couverture permet une intense circulation des fluides à haute température (Figure I-2a). Elle extrait d'importantes quantités de chaleur et peut laisser une empreinte thermique jusqu'à 5 Ma après son arrêt (*Cochran and Buck, 2001; Spinelli and Harris, 2011*).

Hors axe (c'est-à-dire pour une croûte d'âge supérieur à 1 Ma), les sédiments imperméables tempèrent les circulations hydrothermales même si les dépôts sont discontinus (Sclater, 2003; Davis et al., 2004). Les affleurements de socle ou des failles actives sont des zones privilégiées de recharge et de décharge des fluides. L'âge de scellement de la perméabilité pour la croûte océanique a été interprété à 65 Ma (Stein and Stein, 1994).

Néanmoins, cet âge n'est pas en accord avec une partie des études régionales qui montrent l'absence de circulations sur des domaines bien plus jeunes (entre 0 et 18 Ma) (Lucazeau et al., 2006, 2008, 2010) et leur présence pour des âges supérieurs à 65 Ma (ex. 103 Ma) (Von Herzen, 2004; Fisher and Von Herzen, 2005). Plusieurs facteurs interagissent pour engendrer les conditions nécessaires à la mise en place des circulations : l'épaisseur de la couverture sédimentaire (Davis et al., 1999; Lister, 1972), la densité d'affleurements de croûte ou encore la présence de fractures (Villinger et al., 2002; Lucazeau et al., 2010).

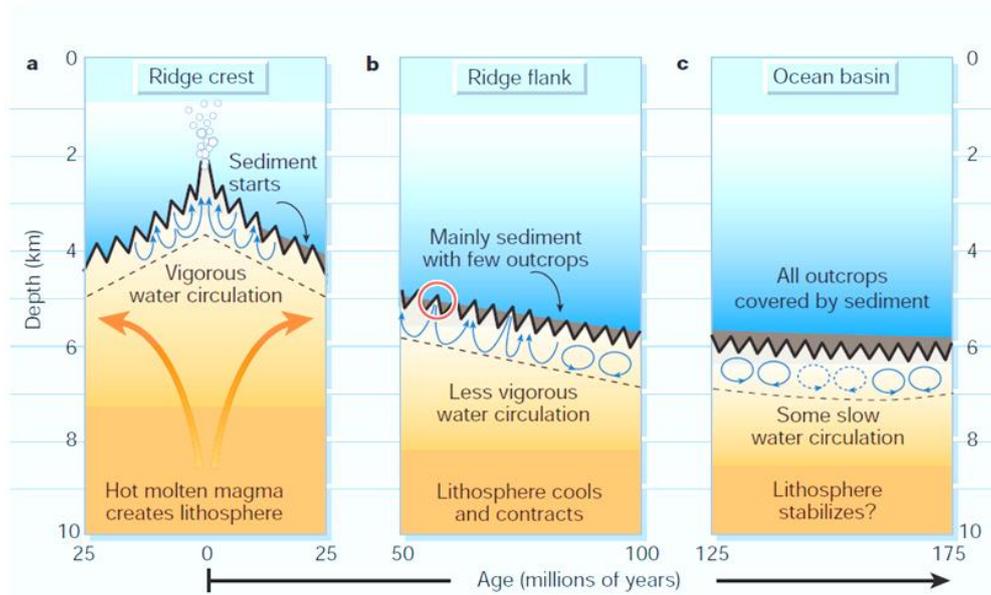


Figure I-2. Modèle général de la circulation hydrothermale d'après Sclater, (2003). Le plancher océanique évolue en terme d'épaisseur sédimentaire et de la présence des processus hydrothermaux avec l'âge de la lithosphère via trois grandes domaines. 1) Au niveau de l'axe, le processus de transfert de chaleur est l'advection (0 – 25 Ma). 2) Au niveau des flancs, les processus de transferts de chaleur sont l'advection et la conduction (50 – 100 Ma). Les circulations d'eau dans le socle sont reliées au reste de l'océan par les affleurements de socle. 3) Au niveau du bassin océanique, le processus de transfert de chaleur est la conduction (125 – 175 Ma).

Hasterok et al. (2011) ont testé l'influence de deux paramètres, la distance aux affleurements de croûte et l'épaisseur sédimentaire, sur les variations du flux de chaleur qui a priori traduisent

la présence de circulations hydrothermales. Ces auteurs ont filtré les mesures du flux de chaleur, ne retenant que les stations de mesures où l'épaisseur sédimentaire sous-jacente est supérieure à 400 mètres et avec une absence de monts sous-marins dans un rayon de 60 km. De cette manière, l'impact des circulations de fluides sur la mesure du flux de chaleur s'en trouve limité. Il en résulte une meilleure adéquation des mesures filtrées avec les modèles de refroidissement de la croûte océanique par conduction (Figure I-3). Cependant, un déficit persiste pour des âges de croûte inférieurs à 25 Ma. La raison peut être que certains paramètres, notamment la présence d'affleurements de croûte, sont moins bien contraints sur les domaines de croûte océanique très jeune (< 25 Ma).

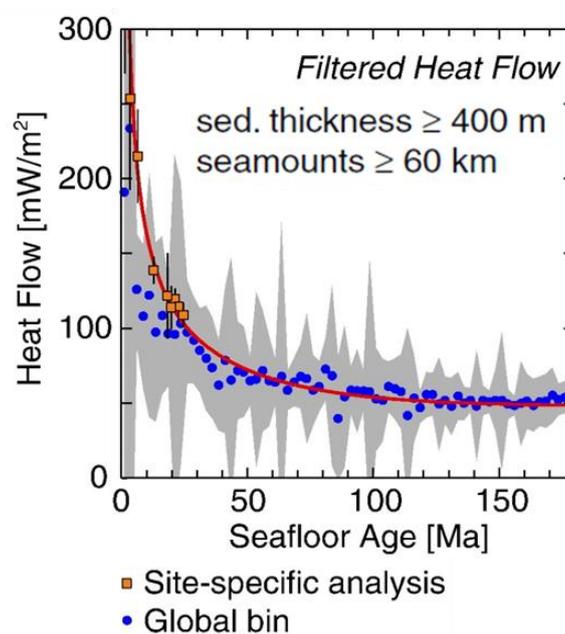


Figure I-3. Flux de chaleur en fonction de l'âge de la croûte océanique. Les données représentées sont les données filtrées pour des épaisseurs sédimentaires supérieures à 400 m et une distance au mont-sous-marin le plus proche d'au moins 60 km (Hasterok et al., 2011).

I.2.2 A l'échelle locale : les études régionales

I.2.2.1 Un modèle type des circulations hydrothermales : le cas de Juan de Fuca (JDF)

I.2.2.1.1 Mise en évidence des circulations par les mesures de flux de chaleur

Il existe de nombreuses études détaillées des systèmes hydrothermaux hors axe mais aucun site n'a été autant étudié que le site de Juan de Fuca (JDF) dans l'océan Pacifique. Il est situé en domaine hors axe, au large du continent Nord-Américain. Les premières études ont été

effectuées par *Lister, (1972)*. Il a montré qu'aucun modèle de refroidissement conductif ne pouvait expliquer les observations sur le flanc ouest et est de la ride de Juan de Fuca. Il remarque une relation entre la présence d'une épaisse couverture sédimentaire sur le flanc est de la ride et la présence de valeurs élevées du flux de chaleur. Sur le flanc ouest en revanche, les flux de chaleur sont globalement faibles et les dépôts sédimentaires peu épais.

Par la suite, les études se sont focalisées sur le flanc est de la zone qui est particulièrement bien sédimenté avec une couche de sédiments épaisse (~200 m) et continue en raison des nombreux apports turbiditiques du proche continent Nord-Américain (*Buatier et al., 2001; Davis et al., 1997; Fisher et al., 2003a*). Trois campagnes ODP (Ocean Drilling Program – Leg168 en 1998) et IODP (International Ocean Discovery Program - Leg301 et Leg327 en 2004 et 2010) ont permis de forer 10 puits qui ont pénétré le socle sur une dizaine de mètres (sites : 1023, 1024, 1025, 1026, 1027, 1028, 1029, 1030, 1031 et 1032). De nombreuses campagnes océanographiques ont également eu lieu : carottages et mesures de flux de chaleur (FlankFlux en 1992, Hydrocell en 1997 ou RetroFlux en 2002) et campagnes d'imagerie sismique (ImageFlux en 2000). Une des observations majeures est l'existence d'une corrélation inverse entre les valeurs du flux de chaleur et l'épaisseur sédimentaire (*Davis and Villinger, 1992; Davis et al., 1997; Davis et al., 1999*) - (Figure I-4). Elle suppose la mise en place d'une vigoureuse circulation de fluide dans la croûte supérieure perméable qui homogénéise la température à la base des sédiments imperméables.

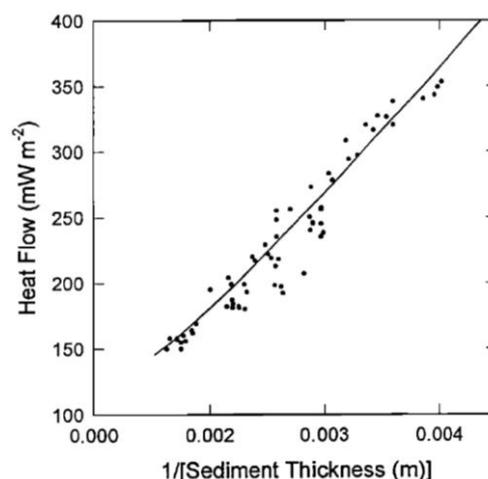


Figure I-4. Flux de chaleur en fonction de l'inverse de l'épaisseur sédimentaire sur le flanc Est de Juan de Fuca à proximité des puits 1026 et 1027 (*Davis et al., 1999*).

Les rares affleurements de croûte qui percent la couche de sédiment se révèlent être des chemins préférentiels de circulations de fluides. Cette caractéristique est mise en évidence par des études

détaillées sur les flux de chaleur et la géochimie des fluides interstitiels (*Mottl et al., 1998; Elderfield et al., 1999; Wheat and Mottl, 2000; Fisher et al., 2003a*) – (Figure I-6 et Figure I-7). Les valeurs du flux de chaleur sont élevées à l’approche du mont *Baby Bare* décrit comme une zone de décharge des fluides. En revanche, les fluides diminuent drastiquement à proximité de *Grizzly Bare* qui est une zone de recharge, distante de plus de 50 km de *Baby Bare* (*Fisher et al., 2003a*) - (Figure I-5). *Hutnak et al., (2006)* en déduisent que la taille, l’enfouissement et la morphologie du mont pourraient être des facteurs déterminants pour définir une zone de recharge ou de décharge des fluides. Ainsi, les petits monts (ex. *Baby Bare*) seraient des zones privilégiées de décharge des fluides alors que les monts plus massifs tels que *Grizzly Bare* seraient des zones privilégiées de recharge des fluides. Les modélisations effectuées par *Harris et al., (2004)* montrent également la possibilité d’une circulation locale intra-mont. *Winslow et al., (2016)* modélisent des zones de recharge sur les bordures de l’affleurement *Grizzly Bare* et de décharge au centre du mont.

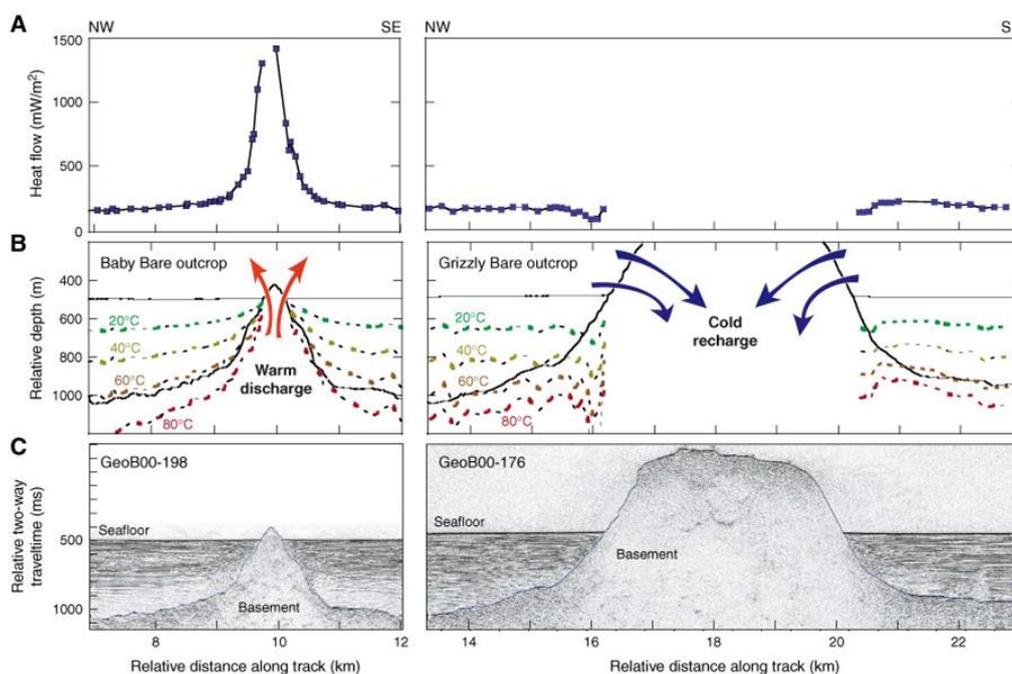


Figure I-5. A) valeurs du flux de chaleur, B) isothermes de la croûte, et C) profils sismiques à proximité des structures « Baby Bare » et « Grizzly Bare » d’après (*Fisher et al., 2003a*).

I.2.2.1.2 Apport de la chimie des eaux interstitielles

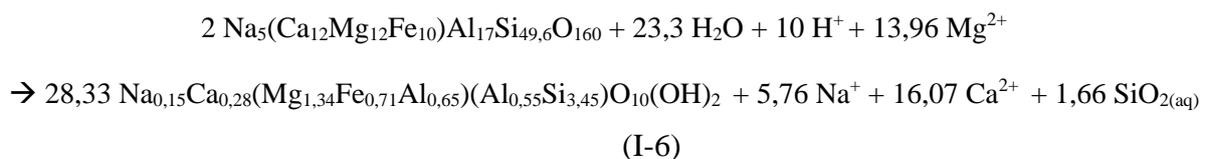
Les analyses géochimiques des eaux interstitielles des sédiments (carottes et puits) ont permis de confirmer l’existence de ces mouvements de fluides (*Wheat and Mottl, 1994; Elderfield et al., 1999; Wheat and Mottl, 2000*). Le principe consiste à utiliser des traceurs conservatifs dans la colonne sédimentaire pour tracer les chemins empruntés par les fluides : les concentrations

des eaux interstitielles sont contrôlées par des processus d'advection – diffusion – réaction dont le taux est contrôlé par le temps (*Boudreau, 1997*), suivant la relation à l'état stationnaire dans un espace à une dimension :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - v \frac{\partial C}{\partial z} + R * C = 0 \quad (\text{I-5})$$

Avec D le coefficient de diffusion, ∂C le gradient de concentration entre la surface des sédiments et le socle, z l'épaisseur de sédiment, R le taux de réaction (nul pour les éléments conservatifs), C la concentration de l'élément et v la vitesse d'advection du fluide. La vitesse du fluide sera négative pour un fluide s'écoulant dans une direction opposée à l'axe des z (décharge) et positive dans le cas de la recharge. Les conditions aux limites sont les suivantes : $C_0=C_{(z=0)}$ est la concentration de l'eau de mer et $C_L=C_{(z=L)}$ est la concentration dans le socle. Par exemple, avec une épaisseur sédimentaire de 200 m et une porosité proche de 50%, 0.5 Ma seront nécessaire pour que les concentrations en calcium et magnésium atteignent l'état stationnaire (*Boudreau, 1997; Schulz and Zabel, 2006*). Leur coefficient de diffusion respectif dans l'eau à 5°C est $D_{Mg}=3.93E-10$ m²/s et $D_{Ca}=4.26E-10$ m²/s (*Schulz and Zabel, 2006*).

L'eau de mer qui s'infiltré et circule dans le socle basaltique tend à s'équilibrer avec la croûte océanique. Elle va réagir avec l'encaissant et l'altération du verre basaltique va former de nouvelles phases minérales : des argiles dans un premier temps (smectites - *Seyfried and Bischoff, (1979)*) puis des phases carbonatées (*Staudigel et al., 1981; Staudigel and Hart, 1983*). L'équation chimique de l'altération du verre basaltique en smectite (*Seyfried and Bischoff, 1979*) s'écrit :



Lors de cette altération, un échange stœchiométrique va s'effectuer entre les ions calcium et magnésium (*Seyfried and Bischoff, 1979; Seyfried and Mottl, 1982*). L'eau de mer initialement chargée en magnésium (53 mmol/kg) va se charger en calcium et perdre son magnésium au fur et à mesure de sa circulation dans le socle. L'ampleur de l'altération chimique est principalement liée à la température. En conséquence, un gradient de concentration chimique va se créer entre les concentrations de l'eau (en Ca^{2+} et Mg^{2+}) du fond des océans et les concentrations de l'eau dans le socle. Lorsque les vitesses des fluides seront nulles ou presque dans la colonne sédimentaire (advection \ll diffusion), le processus de diffusion va dominer le

transport des solutés des zones de forte concentration vers les zones de faible concentration. Le profil de concentration enregistré dans la colonne sédimentaire (entre le fond de l'océan et le socle) sera alors linéaire (ex. profils bleus sur la Figure I-7). Au contraire, en présence de mouvements verticaux de fluides (advection \gg diffusion), le profil de concentration va être courbé proportionnellement à la vitesse de remontée du fluide. Des vitesses importantes vont homogénéiser les concentrations le long de la colonne sédimentaire. Ainsi, à l'approche des zones de décharge des fluides (ex. Ca^{2+} et Mg^{2+} sur la Figure I-6 ou profils rouges sur la Figure I-7), des profils courbés, caractéristiques des éléments conservatifs (dans le sédiment) vont être observés (Elderfield *et al.*, 1999; Wheat and Mottl, 2000).

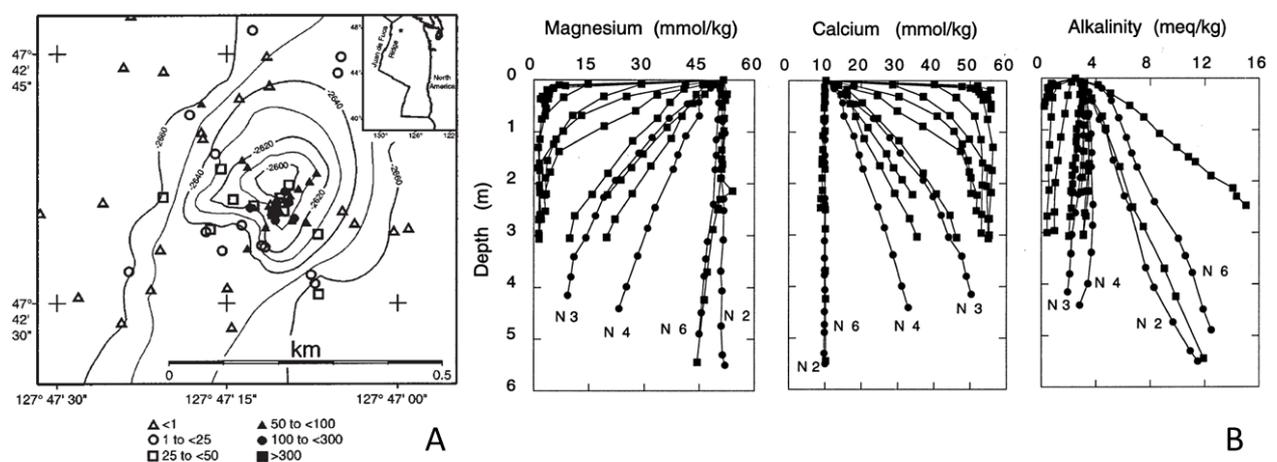


Figure I-6. A) Localisation des carottes à proximité du mont « Baby Bare ». La légende indique leur teneur en magnésium. B) Profils des concentrations en Mg^{2+} , Ca^{2+} et alcalinité dans les carottes proches de « Baby Bare », les profils N2, N6, N4 et N3, correspondent à différentes vitesses de remontée du fluide dans les sédiments, respectivement : 0 - 0.02 - 0.16 et 0.34 cm/an. D'après Mottl *et al.*, (1998); Wheat and Mottl, (2000).

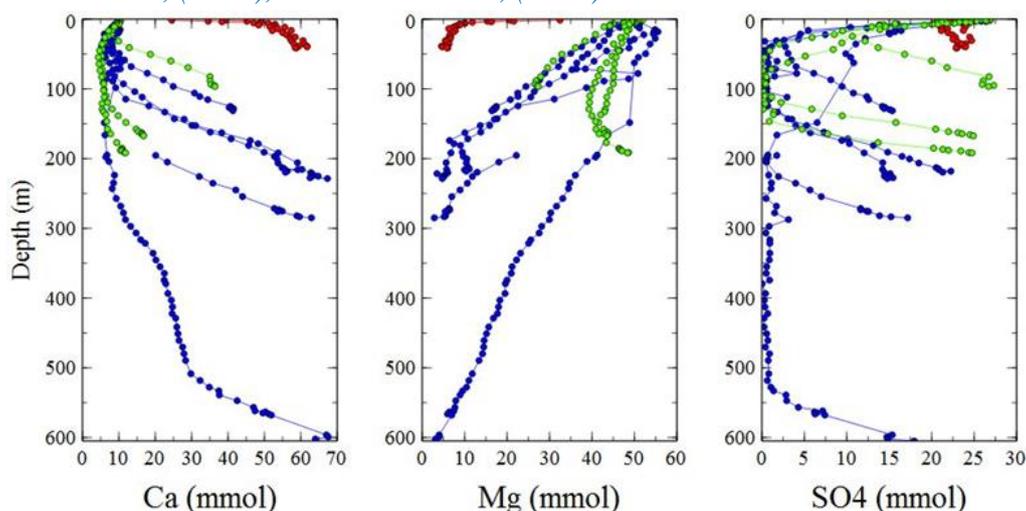


Figure I-7. Concentrations (mmol/kg) en Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-} le long des puits 1023, 1024 et 1025 (vert), 1026, 1027, 1028, 1029 et 1032 (bleu), 1030 et 1031 (rouge – zone de « First Ridge »); d'après Elderfield *et al.*, (1999); Buatier *et al.*, (2001).

A l'inverse, il existe des éléments (tels que les sulfates) ou des caractéristiques de l'eau (telles que l'alcalinité) qui évoluent le long de la colonne sédimentaire (Figure I-6 et Figure I-7) : l'augmentation de l'alcalinité et la diminution des sulfates le long de la colonne sédimentaire traduit généralement des réactions de diagenèse précoce impliquant l'action de micro-organismes à basse température (Berner, 1971; Froelich et al., 1979). Les organismes aérobies vont utiliser les oxydants dissous dans l'eau interstitielle pour oxyder la matière organique (MO) et libérer du dioxyde de carbone (CO₂). Lorsque l'oxygène (O₂) est totalement consommé, l'oxydation de la matière organique se poursuit à l'aide des oxydants secondaires : les sulfates (SO₄²⁻), les nitrates (NO₃), les oxydes de manganèse (MnO₂) et les oxydes et hydroxydes de fer (Fe₂O₃ ou FeOOH). Lorsque les sulfates sont totalement consommés, on atteint le stade ultime de dégradation de la matière organique, qui correspond à la zone de méthanogénèse (zone de formation du méthane) - (Schulz and Zabel, 2006; Hoareau, 2009). La séquence diagénétique est décomposée en 7 zones pour faciliter sa description (Figure I-8) - (Froelich et al., 1979; Chester and Jickells, 2012).

⇒ Zone 1 : Oxydation de la matière organique: $\text{CH}_2\text{O}_{(s)} + \text{O}_{2(aq)} = \text{H}^+_{(aq)} + \text{HCO}^-_{3(aq)}$

⇒ Zone de réduction du sulfate : $2(\text{CH}_2\text{O}) + \text{SO}_4^{2-}_{(aq)} = \text{HS}^-_{(aq)} + \text{H}^+_{(aq)} + 2\text{HCO}^-_{3(aq)}$

⇒ Zone 2 à 5 : réduction des nitrates : $5(\text{CH}_2\text{O}) + 4\text{NO}^-_{3(aq)} + 4\text{H}^+_{(aq)} = 2\text{N}_{2(aq)} + 7\text{H}_2\text{O}_{(l)} + 5\text{CO}_2$

⇒ Zone 3-4 : réduction du manganèse : $\text{CH}_2\text{O} + 2\text{MnO}_{2(s)} + \text{H}_2\text{O}_{(l)} = 2\text{Mn}^{2+}_{(aq)} + \text{HCO}^-_{3(aq)} + 3\text{OH}^-_{(aq)}$

⇒ Zone 6-7 : réduction du fer : $\text{CH}_2\text{O} + 2\text{Fe}_2\text{O}_{3(s)} + 3\text{H}_2\text{O}_{(l)} = 4\text{Fe}^{2+}_{(aq)} + \text{HCO}^-_{3(aq)} + 7\text{OH}^-_{(aq)}$

⇒ Zone de méthanogénèse bactérienne : $2(\text{CH}_2\text{O}) + \text{H}_2\text{O}_{(l)} = \text{CH}_{4(aq)} + \text{H}^+_{(aq)} + \text{HCO}^-_{3(aq)}$

Réactifs dans les sédiments, ces éléments diagénétiques sont à l'inverse, peu réactifs dans le socle. En conséquence, aucun gradient de concentration n'existe entre la concentration de l'eau de mer (à la surface des sédiments) et la concentration de l'eau qui circule dans le socle. Sans mouvements verticaux de fluides, ces éléments évoluent en adéquation avec les profils de diagenèse (Figure I-6, Figure I-7 et Figure I-8). A l'approche du socle où l'eau n'est pas modifiée pour ces éléments, un retour vers la concentration de l'eau de mer est observé. En revanche, si des processus d'advection sont présents et dominants par rapport aux processus de diagenèse, les concentrations vont s'homogénéiser dans la colonne sédimentaire et correspondre à la concentration de l'eau de mer. L'analyse des fluides est donc un outil complémentaire aux mesures de flux de chaleur pour mettre en évidence les circulations de fluides.

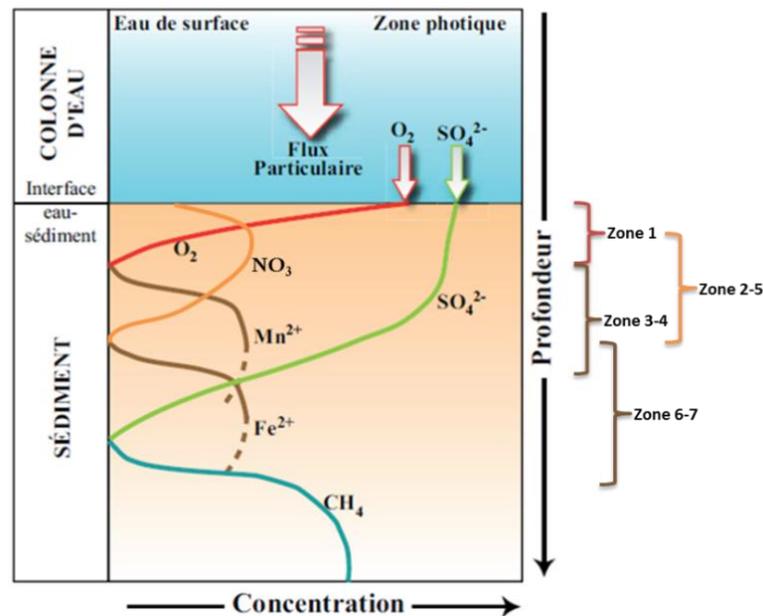


Figure I-8. Représentation schématique de la zone diagénétique et profils des eaux interstitielles des sédiments durant la diagenèse des sédiments marins, modifiée d'après Hoareau, (2009).

I.2.2.2 Autres chantiers

Le flanc Est de JDF accumule une quantité importante de sédiments sur une croûte océanique jeune, ce qui en fait une zone non représentative des domaines océaniques en général. Ainsi, les conclusions des études sur la zone de Juan de Fuca Est ne sont pas généralisables à toutes les zones d'études. En plus de l'épaisseur sédimentaire, la densité d'affleurements, la présence de fractures ou la rugosité du relief peuvent être des caractéristiques indispensables à la mise en place des circulations jusqu'à des âges de croûte avancés (Villinger et al., 2002; Harris et al., 2004; Géli et al., 2008; Lucazeau et al., 2010).

Des couplages entre les études de flux de chaleur et les analyses géochimiques des fluides interstitiels ont été effectués sur différentes localités telles que le site EPR Cocos plate dans l'océan Pacifique (Fisher et al., 2003b; Hutnak et al., 2008; Wheat and Fisher, 2008) ou le site de North Pond près de la ride centrale Atlantique (Langseth et al., 1992; Becker et al., 2001; Villinger et al., 2009; Schmidt-Schierhorn et al., 2012; Ziebis et al., 2012). Sur ces deux sites, les flux de chaleur mesurés sont très faibles comparés aux modèles de refroidissement par conduction de la croûte océanique (Stein and Stein, 1994) indiquant la présence de circulations hydrothermales vigoureuses dans la croûte supérieure perméable. L'ampleur des refroidissements (comparativement au site de Juan de Fuca) est liée à la grande densité des monts sous-marins qui suggère de plus courtes distances de circulation (de 10 à 20 km). D'autre

part, la température du socle est moins élevée qu'à Juan de Fuca (20°C sur la zone de Cocos contre 60°C à JDF - [Becker et al., 2001](#); [Wheat and Fisher, 2008](#)). Que ce soit sur le site de Cocos ou de North Pond, les analyses géochimiques n'ont pas montré d'indices d'échanges Ca^{2+} et Mg^{2+} dans la croûte océanique. Afin de tracer d'éventuelles circulations, les éléments réactifs dans la colonne sédimentaire ont été utilisés : nitrate et oxygène dissous (Figure I-9) dont les profils évoluent suivant la distance aux émergences de socle ([Wheat and Fisher, 2008](#); [Ziebis et al., 2012](#)). Finalement, l'amplitude des échanges entre le fluide et la croûte (échanges de chaleur, réaction chimique et transport) va dépendre de la quantité de fluide en circulation (selon la taille de la zone perméable et du nombre de zones de recharge), du temps de résidence dans le socle (selon la distance de circulation et la perméabilité) et de la température du système (selon l'âge de la croûte et la vigueur des circulations - [Fisher and Wheat, 2010](#)).

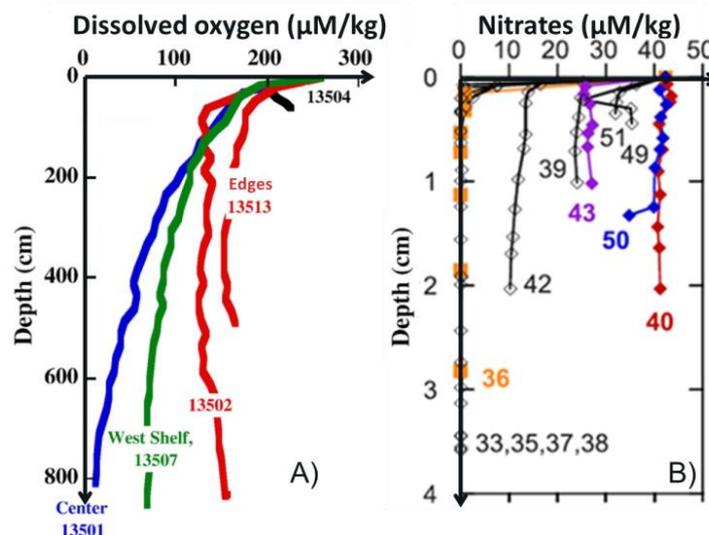


Figure I-9. A) Profils des concentrations en oxygène dissous sur le site de North Pond. Différentes formes de profils sont enregistrées suivant leur emplacement dans le bassin, centre et bordures (d'après [Ziebis et al., 2012](#)). B) Profils des concentrations en nitrates à proximité du Mont Dorado sur le site de EPR Cocos plate (d'après [Wheat et Fisher 2008](#)). Les carottes 50, 40 et 43 sont les plus proches du mont alors que la carotte 36 en est plus éloignée.

Ainsi, en présence de toutes les conditions nécessaires à l'initiation des circulations, des systèmes hydrothermaux pourraient se mettre en place sur de vieux domaines de croûte océanique (> 65 Ma) tel que sur le site de Madeira dans l'océan Atlantique (106 Ma – [Von Herzen, 2004](#); [Fisher and Von Herzen, 2005](#)).

Une absence de circulations sur des domaines jeunes est aussi répertoriée. La campagne Luckyflux s'est déroulée dans l'océan Atlantique (en 2003 – [Lucazeau et al., 2006](#)) sur une croûte âgée de 0 à 11 Ma. Les résultats ont montré que la présence d'un relief n'était pas

nécessairement liée à une anomalie de flux de chaleur (Figure I-10). Ces observations indiquent que les systèmes de circulations sont des structures 3D dont les écoulements ne sont pas forcément parallèles aux profils de mesures. La marge jeune du Golfe d'Aden (17 Ma) a également été l'objet d'une étude détaillée de flux de chaleur. Peu de circulations semblent s'y produire en raison d'un apport important de sédiments provenant du continent proche qui scellent les affleurements de croûte (Lucazeau et al., 2010).

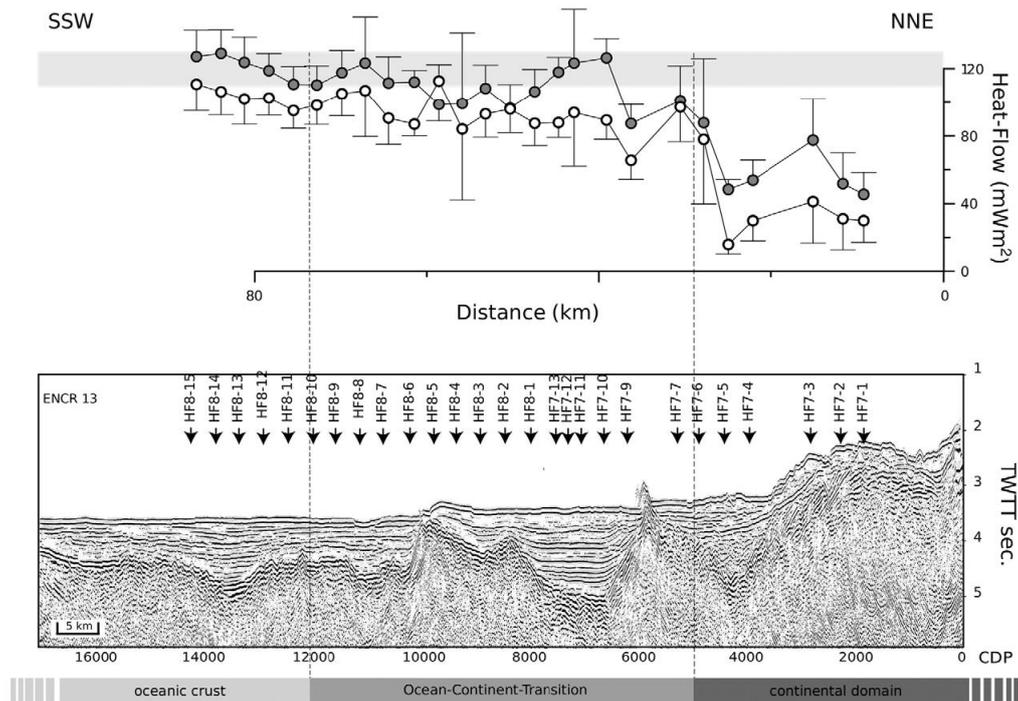


Figure I-10. Profil de flux de chaleur et Profil sismique ENCR13 associé (campagne Encens flux, d'après Lucazeau et al., 2010). Le rectangle gris correspond à 120 ± 10 mW/m², c'est la valeur de flux de chaleur suggérée sur le domaine océanique et le domaine de TOC. Les points indiquent les valeurs du flux de chaleur, blancs : valeurs non corrigées, noirs : valeurs corrigées des effets de sédimentation et de topographie.

I.2.2.3 Modèles de circulation des fluides

Le modèle conceptuel de circulation qui fait référence actuellement sur les flancs de ride décrit des entrées de fluides froids (eau de mer) par des monts sous-marins basaltiques massifs. L'eau circule ensuite latéralement dans la croûte océanique perméable sous-jacente (maximum de 500 m d'épaisseur) où elle va s'équilibrer thermiquement et chimiquement avec *l'encaissant* (Langseth and Herman, 1981; Fisher and Becker, 2000; Fisher et al., 2003a). A la surface, le flux de chaleur retrouve progressivement une valeur conductive. Les sédiments sus-jacents vont jouer le rôle de couverture plus ou moins imperméable par rapport à la croûte océanique suivant leur composition et leur épaisseur (Davis et al., 2004; Fisher and Wheat, 2010 – Figure I-11).

L'eau ressort ensuite au niveau d'autres émergences de socle généralement plus petites que celles des zones de recharges à une température plus élevée qu'à la recharge (Langseth et Herman, 1981; Hutnak et al., 2006). Ce processus peut conduire à des flux de chaleur très faibles proches des zones d'entrée des fluides et à des flux de chaleur élevés localement où les fluides chauds sortent rapidement de la croûte (Langseth et Herman, 1981). Ces processus seront alors détectables chimiquement et thermiquement en fonction de la vitesse des mouvements de fluides et de l'épaisseur sédimentaire (Figure I-11).

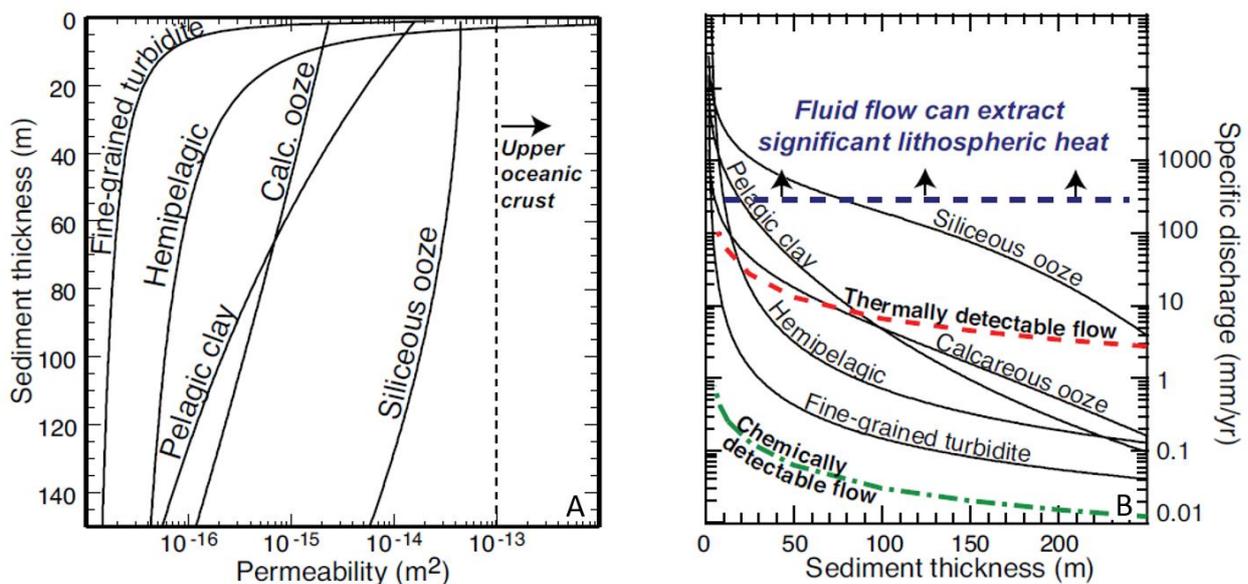


Figure I-11. A) Perméabilité suivant le type de sédiments et B) vitesses moyennes de décharge des fluides associées pour une pression de fluide de 20 kPa (d'après Fisher et Wheat 2010).

Nous avons vu que les mouvements de fluides et les transports de chaleur et de matière sont étroitement couplés lors des processus de circulations hydrothermales. La loi de Darcy traduit ce couplage : elle relie la décharge spécifique appelée v , qui correspond à un débit Q (m^3/s) sur la section du milieu étudié S (m^2), à un gradient de pression $\Delta P/\Delta x$ (Pa) d'après la perméabilité du milieu k (m^2) et η (Pa.s) la viscosité du fluide.

$$v = \frac{Q}{S} = \frac{k}{\eta} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (I-7)$$

Ce gradient de pression est directement lié aux différences de températures et de densités entre les zones de recharges et de décharge des fluides.

Langseth et Herman, (1981) décrivent alors un simple modèle 1D d'échange de chaleur (Well mixed aquifer model - Figure I-12, Fisher et Becker, 2000) entre l'eau et l'encaissant afin d'estimer le flux d'eau circulant latéralement nécessaire pour expliquer le déficit de chaleur

observé. Ce modèle relie l'amplitude et la longueur d'onde de l'anomalie de flux de chaleur à la vitesse v de circulation du fluide, à l'épaisseur de socle perméable h_b de conductivité λ recouverte par une couche de sédiments imperméables d'épaisseur h_s et de conductivité λ_s . Le flux de chaleur à la base de la lithosphère est q_L . $T(x)$ correspond à la température dans l'aquifère à une distance x de la zone de recharge. Le flux de chaleur mesuré q_m (ou perturbé) est :

$$q_m = \lambda_s * \frac{T(x)}{h_s} \quad (\text{I-8})$$

Le bilan énergétique requiert que la différence entre le flux de chaleur conductif et le flux de chaleur de surface soit égal au flux de chaleur horizontal supprimé par les circulations de fluides à une vitesse de Darcy v (en m/an) :

$$h\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - hv\rho C \frac{\partial T}{\partial x} - q_m + q_L = 0 \quad (\text{I-9})$$

La solution du rapport du flux mesuré sur le flux conductif est :

$$\frac{q_m}{q_L} = 1 - \exp\left(\frac{-x*\lambda_s}{v*hb*\rho C*hs}\right) \quad (\text{I-10})$$

Où ρC est la chaleur spécifique de l'eau (J/kg/K).

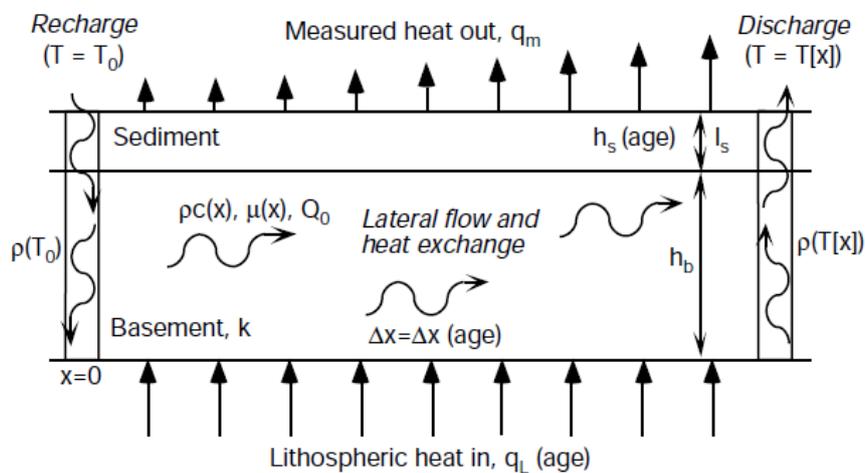


Figure I-12. Well mixed aquifer model (Langseth et Hermans 1981 – figure d'après Fisher et Becker 2000).

Cette circulation est conduite par les différences de force de pression dans la colonne d'eau de chaque affleurement de croûte entre les zones de recharge froides et les zones de décharge plus chaudes (Fisher and Becker, 2000; Fisher and Wheat, 2010). Dans les zones de recharge, la pression de fluide est plus importante à la base d'une colonne de fluides crustaux froids et l'infiltration des fluides est assez rapide pour minimiser le réchauffement lors de la descente. A

l'inverse, dans les zones de décharge, la pression de fluide dans la croûte est plus faible à la base de la colonne plus chaude où les fluides remontent. Ces différences de pression sont la première force de conduction des circulations hydrothermales sur les flancs de ride (*Fisher and Wheat, 2010*). Des modèles plus complexes (2D et 3D) ont été mis au point par (*Winslow et Fisher, 2015*). Ils montrent l'importance de la taille des monts sur les processus de siphons hydrothermaux et sur leur pérennisation. Il en déduit également une perméabilité minimale de 10^{-12} m^2 requise pour maintenir ce processus. C'est une valeur plus faible que celle calculée précédemment par les modèles 1D et 2D (*Becker et Fisher, 2000; Fisher et al., 2003a; Stein et Fisher, 2003; Hutnak et al., 2006*). Cependant, ces modèles ont été contraint d'après les paramètres définis sur la zone du flanc est de Juan de Fuca.

La circulation des fluides au sein de la croûte océanique permet les échanges de matière et de chaleur entre la croûte inférieure et la croûte supérieure mais surtout ceux entre la croûte supérieure et l'océan (*Davis et Elderfield, 2004*). Elle a donc un fort impact sur le budget chimique et thermique global de l'océan et de la lithosphère. L'étude d'un domaine océanique jeune (chapitre III), nous permettra de définir les paramètres géologiques qui contrôlent la distribution des flux de chaleur et impactent les circulations hydrothermales dans une zone d'étude représentative des conditions d'une jeune croûte océanique hors axe. Nous tenterons de déterminer la répartition spatiale et la profondeur de ces circulations afin de définir les paramètres qui caractérisent leur efficacité.

I.3 Le régime thermique des marges continentales passives

I.3.1 Architecture et évolution d'une marge passive

Les marges sont des zones de transition entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale épaisse. Elles enregistrent les premières étapes de la divergence, de la phase d'étirement à la phase d'accrétion océanique. Les marges passives sont actuellement décrites entre deux extrêmes formés par i) les marges magmatiques et ii) les marges peu magmatiques (*Sawyer et al., 2007; Reston, 2009*). Les marges peuvent présenter des morphologies et sédimentations variées bien qu'à grande échelle elles montrent des architectures similaires.

Une marge peut être définie par trois zones morphologiques (Figure I-13).

- 1) Un plateau continental de faible pente ($\sim 0,1^\circ$) et de faible bathymétrie (0 – 200 m) dont la largeur peut atteindre 1500 km.
- 2) Un talus continental caractérisé par une forte pente (1 à 5°) et de largeur variable (10 – 100 km). La bathymétrie augmente de 200 m jusqu'à 4000 m et peut être profondément entaillée par des canyons.
- 3) Un glacis continental qui correspond au pied de la pente où les sédiments sont accumulés. Il se raccorde au bassin océanique (plaine abyssale).

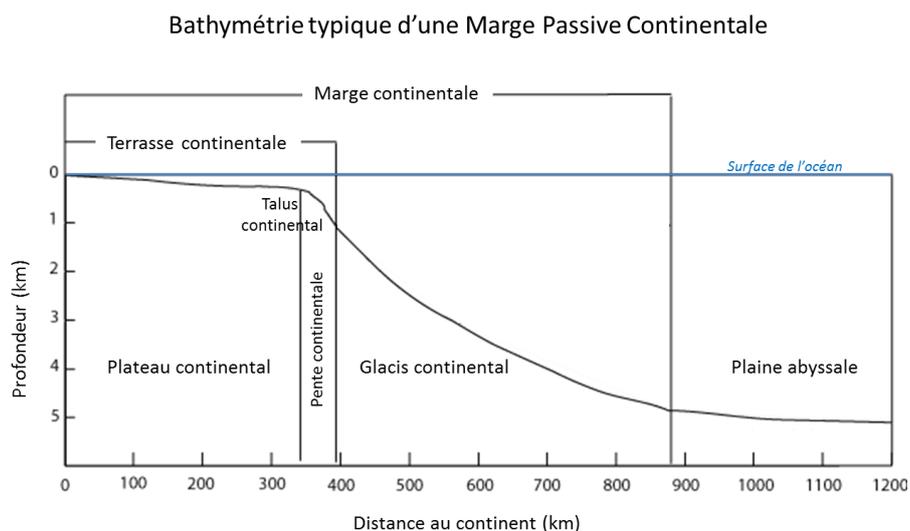


Figure I-13. Schéma des zones morphologiques découpant une marge passive .

Elle peut aussi être définie par 4 grands domaines structuraux, aux natures de croûtes variées qui traduisent une évolution complexe de la marge (Figure I-14).

1. Le domaine proximal est caractérisé par un faible amincissement de la croûte continentale par des failles listriques formant des bassins de rift. Dans ce domaine, le toit du socle et le Moho sont plus ou moins parallèle (*Péron-Pinvidic et al., 2013*). Ce domaine traduit la première phase d'étirement de la croûte.
2. La zone de *necking* ou d'étranglement correspond à la zone d'amincissement majeure de la croûte continentale qui passe de 30 km à moins de 10 km. Dans ce domaine, le toit du Moho remonte et converge vers celui du socle (*Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009; Péron-Pinvidic et al., 2013*).
3. La définition du domaine distal varie entre les deux pôles de marges (magmatique et peu magmatique - Figure I-14a et b). Il est composé du domaine de croûte continentale hyper étirée (<10 km – *Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009; Reston, 2009*) et l'ensemble de la TOC (Transition – Océan – Continent). Sur les marges peu magmatiques, la TOC est formée par le manteau exhumé et serpentinisé plus ou moins affecté par du volcanisme (*Péron-Pinvidic et al., 2013*) (Figure I-14a). En revanche, sur les marges plus magmatiques, la zone de croûte continentale hyper étirée est intrudée par du matériel magmatique (sill et dykes) et recouverte par d'épaisses coulées volcaniques (Figure I-14b). Elles sont identifiées comme des SDRs (Seafloor Dipping Reflectors). Un corps de haute vitesse ($V_p = 7.3$ km/s, *Franke, 2013*) probablement d'origine volcanique est mis en évidence sous la croûte hyper-étirée.
4. Le domaine océanique est composé d'une croûte magmatique stable qui peut être associée à des anomalies magnétiques. La formation d'une dorsale fait suite à la rupture lithosphérique progressive lors de la localisation de la production magmatique (*Cannat et al., 2009; Péron-Pinvidic et al., 2013*).

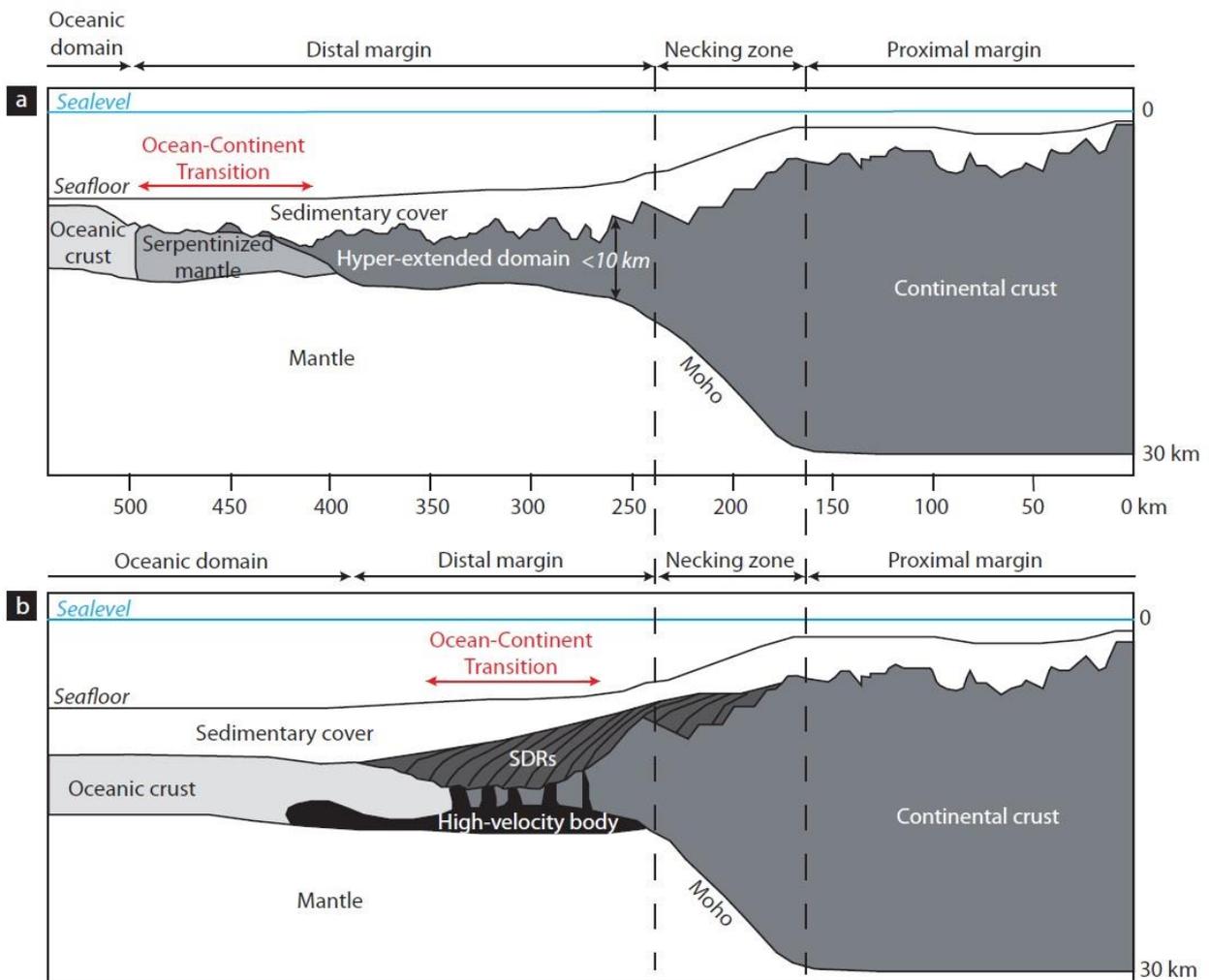


Figure I-14. Schémas conceptuels représentatifs des pôles marges (a) peu-magmatique et (b) magmatique (Nonn, 2017 modifiée d'après Gillard, 2014; Mohn et al., 2012; et Franke, 2013). Les différentes études sur les marges ont montré que dans la plupart des cas, le type de marge se situe entre ces deux pôles extrêmes.

I.3.2 Les marges transformantes et zones de transfert

Les marges transformantes se développent suite à un rifting oblique mis en place lorsque la direction d'ouverture du rift est oblique à l'axe du rift. L'angle formé par la direction d'ouverture et l'axe du rift est l'obliquité. Brune et al., (2012) montrent que ce mouvement oblique facilite le processus de rifting car il requiert moins de contraintes que les mouvements orthogonaux pour atteindre la limite élastique de la lithosphère.

Les marges continentales transformantes se définissent comme la juxtaposition au même endroit d'une marge continentale et d'une faille transformante (active ou inactive) (Basile, 2015). Mercier de Lépinay et al., (2016) font un inventaire global des marges continentales

transformantes et définissent plusieurs caractéristiques générales qui ne sont pas forcément systématiques. La Figure I-15 présente la morphologie de deux marges transformantes.

1. Comparée aux marges divergentes, la pente continentale d'une marge transformante est généralement raide ($> 10^\circ$), érodée et dépourvue de sédiments. Les processus d'érosion et d'instabilité de la pente y sont courants.
2. Lorsqu'elle est connue, la zone de *necking* est souvent plus étroite sur les marges transformantes que sur les marges divergentes.
3. La présence d'une ride marginale est spécifique aux marges transformantes. Elle n'est cependant pas observée systématiquement.
4. La présence d'un plateau marginal est spécifique aux marges transformantes, il est défini comme une surface plate et profonde dans la zone de pente continentale. Il est interprété comme un domaine de croûte continentale étirée avant la formation de la marge.

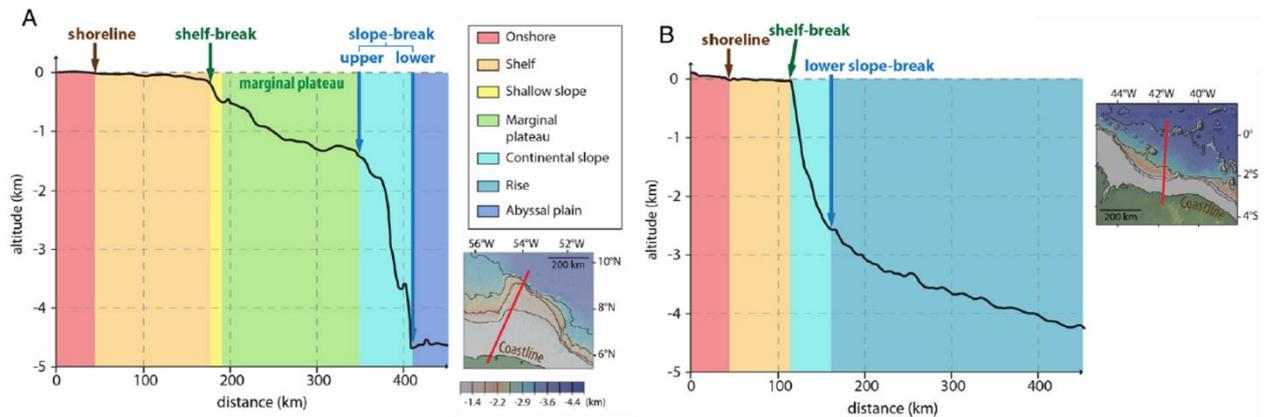


Figure I-15. Profils bathymétriques des marges transformantes (d'après [Mercier de Lépinay et al., 2016](#)). A) Demerara plateau, offshore Suriname. Deux domaines de pentes sont observées B) Ceara transform margin, offshore Brazil.

I.3.3 Modélisation du régime thermique des marges

Lors de la phase d'amincissement et de break-up des marges continentales divergentes le géotherme continental augmente. S'en suit, un épaissement et un refroidissement de la lithosphère continentale vers son état initial dans un temps caractéristique de 60 Ma ([McKenzie, 1978](#); [Hellinger and Slater, 1983](#); [Cochran, 1983](#); [Buck et al., 1988](#)). Le modèle de [McKenzie \(1978 - Figure I-16, équation 1-11\)](#) est le plus simple et le plus connu. Ce modèle à une dimension ne suppose que des transferts de chaleur verticaux. Il correspond à une extension instantanée de la lithosphère qui implique sa compensation isostatique suite aux remontées d'asthénosphère chaude. Ainsi, le modèle suppose que la lithosphère tend passivement vers son

état initial (pré-rift). Dans ce modèle, la chaleur radiogénique de la croûte est négligée. Le flux de chaleur de surface (q) est donné par la relation :

$$q(t) = \frac{\lambda Tl}{a} \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin\left(\frac{n\pi}{\beta}\right) \right] e^{\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right)} \right] \quad (\text{I-11})$$

Où $\tau = a^2/\pi^2\kappa$; avec t le temps après l'extension, λ la conductivité thermique, Tl la température à la base de la lithosphère, a l'épaisseur initiale de la lithosphère, β le facteur d'amincissement, τ le temps caractéristique pour lequel le flux de chaleur tend vers sa valeur initiale et κ la diffusivité thermique. Ainsi, le régime thermique de la partie amincie de croûte continentale de la marge est modélisé en fonction de l'âge du rift et du facteur d'amincissement (*McKenzie, 1978*). Un facteur d'amincissement important ($\beta > 10$) approche les modèles de refroidissement de la croûte océanique par conduction (*Stein and Stein, 1992* – cf.I.2. Le régime thermique de la lithosphère océanique).

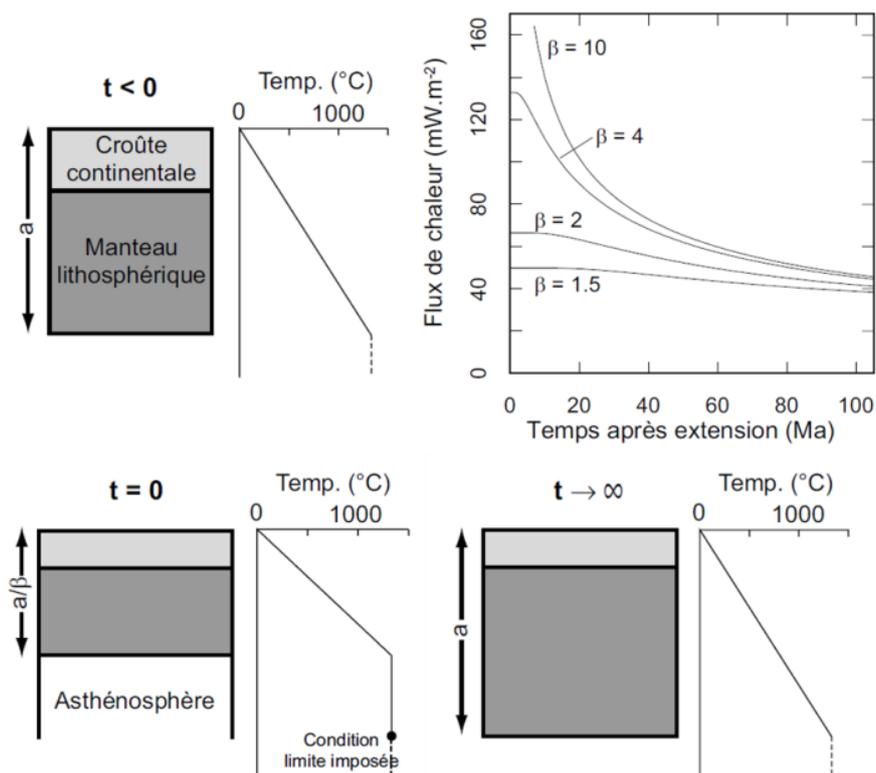


Figure I-16. Modèle de *McKenzie (1978)* : schémas de l'évolution thermique d'une marge. a est l'épaisseur initiale de la lithosphère, et β est le facteur d'amincissement. La lithosphère s'amincissant instantanément d'un facteur β , la nouvelle épaisseur de la lithosphère est donc a/β (à $t = 0$). Le gradient géothermique est alors multiplié par β , passant de T°/L (à $t < 0$) à $\beta \cdot T^\circ/L$ (à $t = 0$). Graphique : évolution du flux de chaleur en fonction du temps après l'extension et pour différents facteurs d'amincissement (β) pour un temps caractéristique (τ) de 62.8 Ma. Schémas et graphiques d'après *Goutorbe, (2007)*.

Cependant, une anomalie thermique persistante sous la zone de transition du plateau continental et de la croûte océanique est visible sous les anciennes marges (*Lucazeau et al., 2004; Scheck-Wenderoth and Maystrenko, 2008; Goutorbe et al., 2008*) de même que sous les jeunes marges (*Lucazeau et al., 2008*). En conséquence, le flux de chaleur lithosphérique ne décroît pas jusqu'à la valeur pré-rift, au contraire des prédictions données par les modèles thermiques des marges.

I.3.4 Perturbations du régime thermique

Sur les zones de marges, il existe de nombreux évènements qui peuvent modifier et perturber le régime thermique. Nous nous attarderons ici sur deux perturbations superficielles majeures : la réfraction thermique induite par des différences de conductivité thermique entre des couches de géométrie variable et les circulations de fluides. Une présentation plus exhaustive des perturbations thermiques du flux de chaleur et de leurs corrections sont présentées dans le chapitre II.1.3 Corrections des effets environnementaux sur le flux de chaleur.

I.3.4.1 Les dépôts salifères et leurs déformations

Durant la structuration d'une marge, des dépôts évaporitiques peuvent se former pendant les différents stades du rifting (syn à post-rift). Ces dépôts s'observent notamment en Atlantique dans le Golfe du Mexique, sur la marge brésilienne (ex. du bassin de Campos) ou encore sur les marges de l'Angola et du Congo (*White et al., 2003; Hudec and Jackson, 2007*).

Le sel (utilisé ici en termes d'évaporites) a un impact important sur la thermicité de la marge. A l'échelle des temps géologiques, le sel flue et crée des structures de différentes formes telles que des diapirs (*Hudec and Jackson, 2007*). Elles se répartissent inégalement dans le bassin suite à l'influence de différents facteurs tels que le taux d'aggradation des sédiments, l'inclinaison de la marge et le taux de fluage du sel (*Goteti et al., 2013 ; Jackson and Hudec, 2017*). Certaines évaporites telles que la halite ou l'anhydrite ont une conductivité thermique bien supérieure à celle des roches sédimentaires (x2 à x4). La conductivité de l'anhydrite est comprise entre 4.8 et 5.8 W/m/K et 4.8 à 6.5 W/m/K pour la halite contre seulement 1 à 2 W/m/K pour les roches sédimentaires (*Clauser and Huenges, 1995*). Pour ces raisons, une structure de sel agit comme un conduit pour le transport de la chaleur. Cette trajectoire préférentielle de conduction de chaleur provoque un décalage vertical des isothermes dans la colonne sédimentaire et le flux de chaleur de surface est perturbé (*Mello et al., 1995* - Figure I-17). En surface, l'ampleur de la perturbation sera fonction de la profondeur d'enfouissement,

de la taille et de la forme de la structure de sel. Cette caractéristique et son impact sur la thermicité est particulièrement intéressante pour ces effets sur la maturation des hydrocarbures.

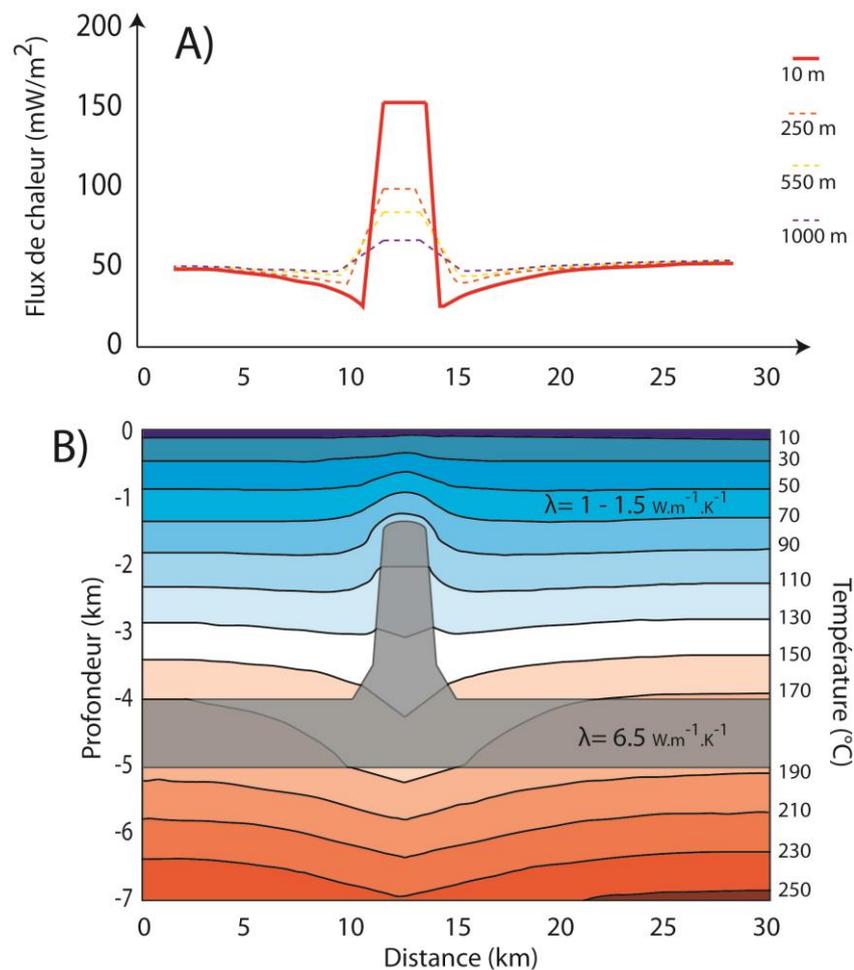


Figure I-17. Modifiée d'après Mello (1995). A) Flux de chaleur mesuré en surface suivant la profondeur d'enfouissement du diapir. B) Géométrie des isothermes en présence d'une structure de sel.

De plus, ces dépôts évaporitiques sont souvent décrits comme des roches faiblement perméables. Ainsi, le sel est connue pour être une roche couverture à de nombreux réservoirs d'hydrocarbures (Warren, 2006). En effet, en plus de posséder une perméabilité et une porosité très faibles, sa nature ductile en fait une roche très résistante à la fracturation. Cependant, des observations ont clairement démontré que des échappements de fluides étaient parfois possibles à travers les épaisses séries évaporitiques (Bertoni and Cartwright, 2015; Warren, 2017). L'observation de sel noir par exemple montre bien que des fluides (saumure, eau, huile, gaz) peuvent traverser la masse de sel. En outre, les déformations salifères génèrent des failles dans les sédiments à l'apex des diapirs qui peuvent être des drains pour les migrations de fluides. Leurs manifestations en surface sont diverses et sont détaillées dans la section suivante (cf.

I.3.4.2.1). De plus, la présence de sel dans les bassins entraîne des variations de concentrations qui peuvent engendrer des convections solutales en raison des différences de densités (*Magri et al., 2008*).

I.3.4.2 Circulations des fluides sur les marges

I.3.4.2.1 Les structures et indices d'échappements de fluides

Les marges sont le siège de nombreux processus de migration des fluides (eau, gaz, huile) et de nombreux indices d'expulsion de fluides sont visibles sur le fond marin. Il s'agit d'indices morphologiques ou bien de manifestations plus discrètes telles que des chapelets de bulles de gaz (*Judd and Hovland, 2007* - Figure I-18). Ces manifestations sont généralement corrélées à des anomalies thermiques associées ou non à des signatures géochimiques particulières (*Parnell, 2002; Berndt, 2005; Campbell, 2006* - Figure I-18).

Les pockmarks sont des dépressions superficielles sub-circulaires visibles sur le fond marin qui peuvent être isolées ou bien organisées spatialement (ex. alignement). Leur distribution peut être contrôlée par des structures enfouies : diapirs, failles, failles polygonales, surface d'érosion (*Eichhubl et al., 2000; Gay et al., 2007*). De nombreux pockmarks sont répertoriés dans le golfe du Mexique ou encore en mer Méditerranée orientale (*Dimitrov and Woodside, 2003; Loncke et al., 2004; Foucher et al., 2009; Mascle et al., 2014*) et occidentale (*Acosta et al., 2013*).

Les volcans de boue sont des structures plus spectaculaires formées sur le fond marin suite à l'expulsion de mélanges de sédiments fins (boues) et de fluides (gaz, eau, huile, saumure - *Judd and Hovland, 2007*). Des fragments de roches peuvent également être expulsés en surface (*Kopf, 2002*). Ces structures ont notamment été décrites en Méditerranée orientale (*Camerlenghi et al., 1992; Charlou et al., 2003; Mascle et al., 2014*) et en mer d'Alboran (*Blinova et al., 2011*). Les flux de chaleur enregistrés près de ces structures sont généralement élevés (*Vogt et al., 1997; Eldholm et al., 1999; Grevemeyer et al., 2004*).

De plus, la précipitation de carbonates authigènes (*Kulm and Suess, 1990; Aloisi et al., 2000; Blinova et al., 2011*), l'observation de bulles de gaz dans la colonne d'eau (*Dupré et al., 2007*) ou encore la présence de communautés biologiques peuvent être des conséquences de ces suintements de fluides (*Sibuet and Olu, 1998; Campbell, 2006*). Mais la plupart du temps, aucun indice morphologique n'indique l'emplacement des échappements de fluides (*Judd and Hovland, 2007*) et seules les anomalies thermiques et chimiques permettent de localiser ces sorties de fluides.

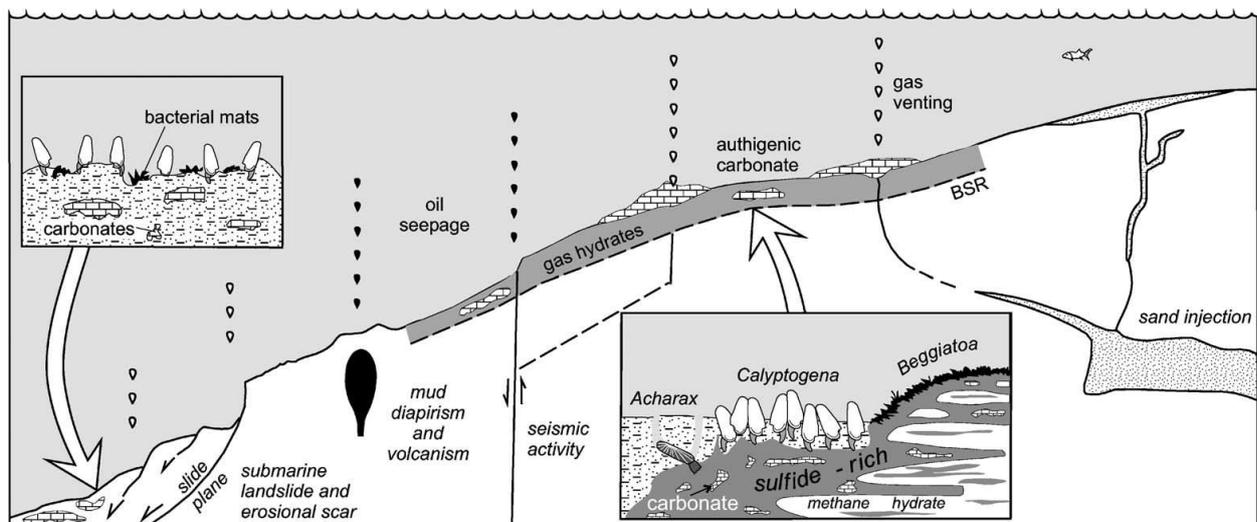


Figure I-18. Schéma des circulations de fluides sur les marges suivant les moteurs de la circulation et manifestations en surface (Campbell 2006).

I.3.4.2.2 Origine et nature des fluides

Les origines de ces fluides peuvent être diverses (Figure I-18) et leur expulsion vers la surface résulte de deux forces : soit la surpression va créer un événement explosif, soit une diminution de la densité du fluide va provoquer sa remontée (Judd and Hovland, 2007). Plusieurs scénarii peuvent créer de telles forces :

- 1) Au cours de la sédimentation, les eaux porales sont lentement expulsées par compaction. Un barrage à cette expulsion, comme par exemple une importante sédimentation de dépôts peu perméables, peut générer des zones sous-compactées en surpression (Bertoni and Cartwright, 2015).
- 2) La formation de gaz par dégradation de la matière organique (diagenèse précoce) ou tout autre processus (formation d'hydrocarbures ou déstabilisation d'hydrates de gaz) vont aussi induire des surpressions (Berndt, 2005).
- 3) La mise en place d'intrusions magmatiques lors d'événements volcaniques contribue également aux surpressions en chauffant la roche encaissante. Ces événements peuvent générer du gaz par craquage thermique de la matière organique ou diminuer la densité des fluides qui vont alors remonter vers la surface (Berndt et al., 2016; Kjoberg et al., 2017).
- 4) Les transformations diagénétiques telles que smectite – illite (Bjørlykke, 1993) ou gypse – anhydrite (Jowett et al., 1993) libèrent de l'eau peu salée et donc peu dense qui peut dissoudre

les sédiments environnants en remontant dans la colonne de sédiments (*Bertoni and Cartwright, 2015*). Les changements de volume résultants créent des failles polygonales qui peuvent être observées en sismique (*Berndt et al., 2003; Dal Cin et al., 2016*). Ce système non tectonique est contrôlé par les expulsions de fluides (*Cartwright, 2011*).

5) Des fluides originaires des circulations hydrothermales peuvent également remonter à travers la colonne sédimentaire. La migration de fluides s'effectue à travers des failles préexistantes, des horizons stratigraphiques perméables ou en créant des chemins par hydro-fracturation et/ou dissolution (*Judd and Hovland, 2007; Bertoni and Cartwright, 2015*). Pour définir une circulation hydrothermale, il faut une zone de recharge, un réseau de circulation et une zone de décharge (chapitre I.2 ; *Judd and Hovland, 2007*). Un événement peut affecter une large zone correspondant à l'étendue du réseau de circulation et pouvant modifier significativement le régime thermique. A l'inverse, les autres mouvements de fluides proviennent d'une accumulation (gisements) et sont seulement caractérisés par un flux de sortie (décharge).

I.3.4.2.3 Les circulations hydrothermales sur les marges

Comme dans les domaines océaniques, les circulations hydrothermales peuvent être des sources importantes de perturbations thermiques locales dans les bassins sédimentaires et notamment sur les jeunes marges passives. Ces processus sont mis en évidence par la présence de zones serpentinisées qui traduisent les interactions de l'eau avec la roche au cours de la circulation (*Manatschal, 2004; Reston and Pérez-Gussinyé, 2007; Lucazeau et al., 2010; Manatschal et al., 2015*). Durant ce processus, les péridotites du manteau à l'affleurement sont hydratées et forment de la serpentine. Des processus hydrothermaux ont été identifiés sur les marges de la Norvège et de la Californie (*Berndt et al., 2016*) ou du Golfe d'Aden (*Lucazeau et al., 2010* - Figure I-19) par les structures particulières du fond marin, les faciès chaotiques observés en sismique et les anomalies thermiques. Plusieurs systèmes hydrothermaux ont été identifiés dans le Golfe d'Aden Est mais ils restent actuellement très limités spatialement et ne contribuent plus au refroidissement actif de la zone. Néanmoins, la serpentinitisation du manteau continental suggère que la circulation hydrothermale est plus étendue dans des stades plus précoces de formation de la marge (*Lucazeau et al., 2010*). Durant ce stade précoce, ce mécanisme de grande ampleur pourrait avoir refroidi efficacement la zone. Cependant, ces mécanismes sont-ils aussi efficaces sur les marges que dans les domaines océaniques ?

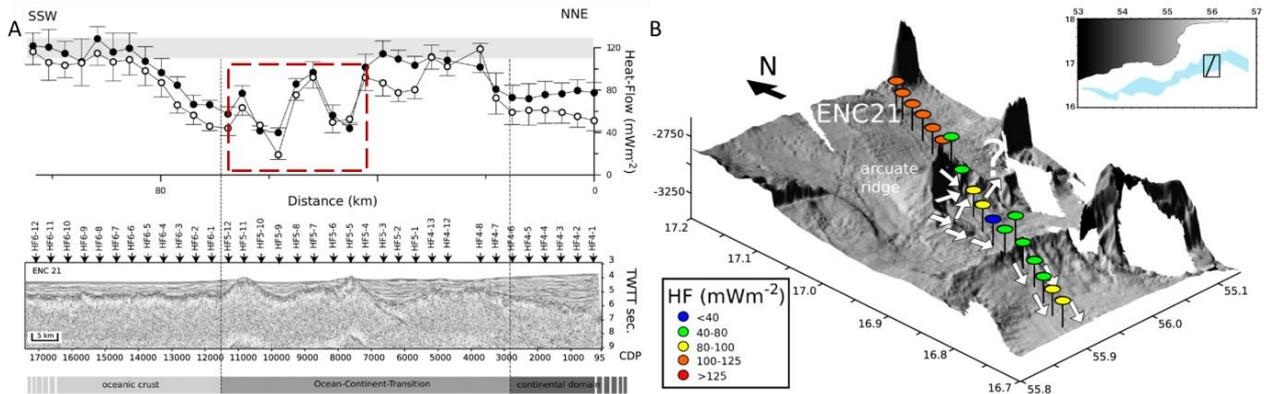


Figure I-19. Anomalies de flux de chaleur suggérant la présence de circulations hydrothermales au niveau d'affleurements de socle, sur la transition océan-continent du Golfe d'Aden Est, d'après [Lucazeau et al., \(2010\)](#). A) Profil des flux de chaleur ENC21 et profil sismique. Le carré rouge indique les anomalies de flux de chaleur. B) Vue en perspective de la bathymétrie et localisation des stations de flux de chaleur. « Arcuate ridge » est la zone principale de recharge de fluides.

Dans ce manuscrit, nous nous appliquerons à quantifier les transferts et pertes de chaleur liés aux processus hydrothermaux sur deux régions particulières que sont les flancs de ride océaniques et les marges. L'étude de ces deux zones distinctes nous permettra de mettre en évidence les paramètres majeurs qui contrôlent l'efficacité de ces circulations hydrothermales. C'est-à-dire les paramètres qui régulent le déficit thermique de la zone d'étude et nous permettrons de répondre à ces questions :

- Observons-nous les mêmes anomalies thermiques et chimiques sur les deux zones ?
- La morphologie, a-t-elle les mêmes incidences sur les circulations de fluides et donc sur le déficit thermique d'une zone à une autre ?
- La présence de différentes natures de croûte juxtaposées dans les zones de marges, a-t-elle des incidences sur la géochimie des fluides ?
- Les tranches d'âges de la croûte dans lesquelles s'effectuent les circulations de fluides, sont-ils les mêmes ?

**CHAPITRE II. METHODOLOGIE :
ACQUISITION ET TRAITEMENT DES
DONNEES**

Ce chapitre décrit les différentes méthodes d'acquisitions et de traitements des données des deux campagnes présentées dans cette thèse : Oceanograflu (2013) et Westmedflux (2016). Dans un premier temps, nous détaillerons les méthodes de mesure du flux de chaleur à l'aide des deux instruments, POGO et carottier Küllenberg équipé de sondes NKE. Dans un deuxième temps, nous détaillerons le protocole d'extraction des fluides interstitiels des carottes de sédiments et les techniques d'analyses de ces fluides. Enfin, nous décrirons rapidement l'acquisition des données par le sondeur de sédiments et le sondeur multifaisceaux qui permettent d'imager le fond marin.

II.1 La mesure du flux de chaleur

Les différentes méthodes de mesure du flux de chaleur impliquent la mesure d'un gradient de température et d'une conductivité thermique. Dans le domaine océanique, le défi consiste à effectuer des mesures sous une tranche d'eau généralement importante, supérieure à 1500 m. Les instruments utilisés font entre 5 et 10 m et permettent de déterminer un gradient thermique de surface. La sonde multi-pénétrations permet de faire des mesures de flux régulières durant une campagne, sans avoir besoin de remonter l'instrument sur le pont entre chaque station (*Von Herzen, 1987*). La méthode utilisant l'instrument « thermograd » consiste à fixer des sondes de température à un carottier. Cette technique a été développée dans les années 1960 (*Gerard et al., 1962*). Elle permet de coupler les mesures de flux de chaleur à la récupération d'une carotte et aux analyses de fluides en laboratoire. Les deux instruments ont été utilisés lors des campagnes *Oceanograflu* et *Westmedflux* (cf. rapports de campagne) dont il est question dans le manuscrit.

II.1.1 La sonde multi-pénétrations

II.1.1.1 Appareillage

Le *Micro-Computerized Heat Flow* (MCHF) permet de mesurer la température et la conductivité thermique *in situ* sur plusieurs stations, sans avoir besoin d'être ramené à bord car il possède une autonomie de 72h (*Von Herzen, 1987; Bonneville et al., 1993*). Ce type d'instrument a été conçu par *Von Herzen, (1987)* puis modernisé à l'IPGP depuis 2001 (*Lucazeau, comm. personnel*). Il diffère des instruments *violin bow* et *sonde Bullard* à l'intérieur desquels les capteurs sont liés à un seul petit tube (*Villinger et al., 2002*). A l'inverse l'instrument de l'IPGP possède des capteurs indépendants et externes.

Entre deux mesures, l'instrument est tracté à l'arrière du bateau à une vitesse de 1 ou 2 nœuds et à environ 100 m au-dessus du fond marin. Après le transit, une attente de 15 min est nécessaire afin que l'instrument retrouve une position verticale avant la prochaine mesure. Ensuite, le fil est déroulé à une vitesse de 1 ou 2 m/s et l'instrument se plante dans les sédiments sous l'action de son propre poids (1.5 tonnes avec le lest). Le bateau doit rester stable durant la mesure qui est aussi de 15 min (cf. chapitre : II.1.1.2 Séquence d'acquisition). L'instrument peut ensuite être arraché et le navire océanographique peut se déplacer pour gagner le point de mesure suivant.

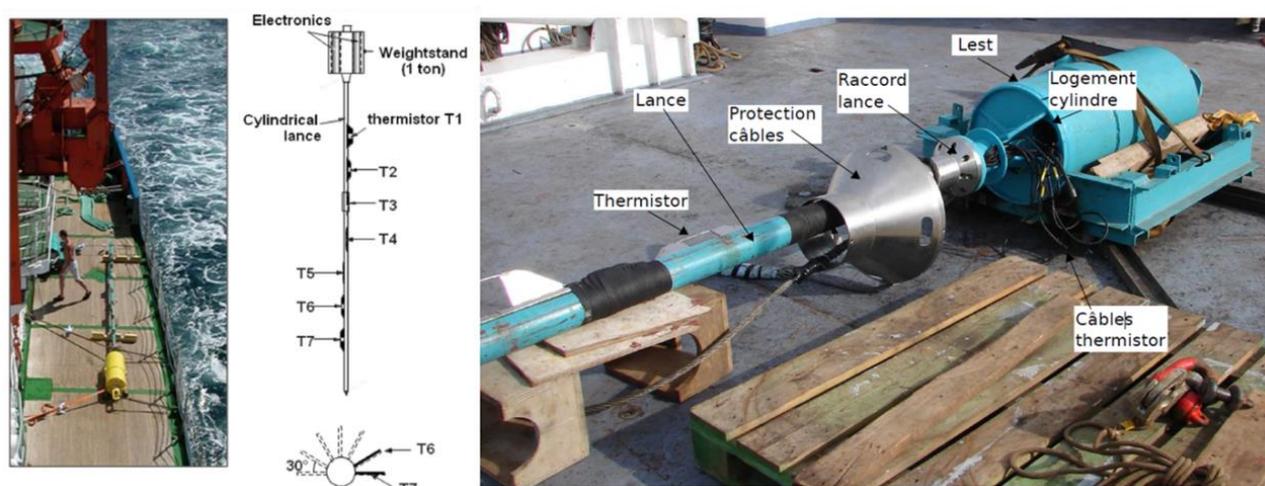


Figure II-1. Principaux éléments du MCHF d'après le rapport de la campagne Océanografu: une lance, 7 capteurs/thermistors positionés en ellipse (voir schéma de gauche), un lest en plomb contenant 2 caissons étanches, l'un contenant les batteries et le système de chauffage, l'autre contenant le pilote d'acquisition, le stockage des données et des instruments tel qu'un capteur de pression et 2 inclinomètres.

Cet instrument est composé d'une lance de 5 mètres et de 7 thermistors disposés en ellipse et à intervalles réguliers autour de la lance (Figure II-1). Chaque capteur possède une résistance et un fil chauffant qui permet de mesurer la température (résolution de $2 \cdot 10^{-3}$ K) et la conductivité thermique *in situ*. Les capteurs ont une faible inertie thermique car ils sont constitués d'un tube en acier de petit diamètre. L'instrument possède un lest en plomb ($1.3 \cdot 10^3$ kg) avec une armature en acier à l'intérieur de laquelle se trouvent deux caissons étanches. Le premier caisson cylindrique (XMIT) contient les batteries, le système de chauffage avec ses connecteurs et le transducteur du modem embarqué. Le deuxième caisson cylindrique contient le CPU « *Central Processing Unit* » pilotant l'acquisition, la transmission et le stockage des données, le modem embarqué, ainsi qu'un capteur de pression et deux inclinomètres. Les inclinomètres permettent de connaître l'angle de planté de l'instrument afin de corriger par la suite, la véritable

profondeur des thermistors dans le sol. Le transducteur permet la connexion en direct avec la surface afin de contrôler l'acquisition et son bon déroulement.

II.1.1.2 Séquence d'acquisition

La séquence d'acquisition des mesures de flux de chaleur (par MCHF) comprend deux étapes divisées en plusieurs phases d'enregistrement : 1) la mesure de la température et 2) la mesure de la conductivité. La séquence d'enregistrement est visible sur le graphique de la Figure II-2 (provenant du rapport de la campagne Océanograflu) qui montre l'évolution de la température de chaque capteur en fonction du temps d'acquisition.

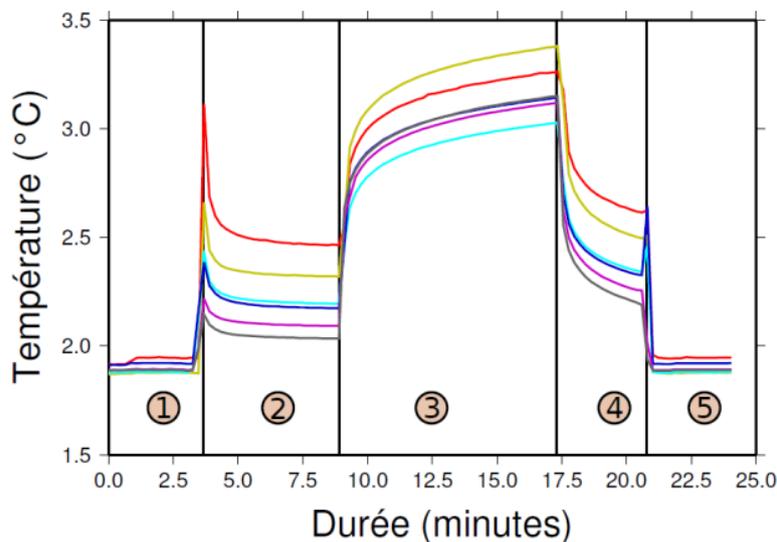


Figure II-2. Séquence d'acquisition : Enregistrement de 1) Température de l'eau. 2) Relaxation de la température après échauffement par friction lors de la pénétration dans les sédiments. 3) Dissipation d'une puissance constante, échauffement des capteurs et détermination de la conductivité. 4) Arrêt du chauffage, diminution de la température. 5) Échauffement des capteurs lors de l'arrachage. Puis enregistrement de la température du fond de mer. Les courbes de différentes couleurs correspondent à l'enregistrement d'un capteur plus ou moins profond.

La première phase d'enregistrement (1) correspond à la température de l'eau avant pénétration de l'instrument dans les sédiments. La deuxième phase (2), montre un pic abrupt d'élévation de température. Il est provoqué par la friction et l'échauffement dû à la pénétration de la sonde dans les sédiments. Il est suivi d'une relaxation thermique qui est enregistrée pendant 5 à 10 min afin d'extrapoler la température d'équilibre suivant la théorie d'écrite par [Bullard, \(1954\)](#) :

$$T(t) = T_{\infty} + T_{friction}\Phi(\alpha, \tau) \quad (II-1)$$

T_{∞} est la température à l'équilibre. $T_{friction}$ correspond à l'anomalie de température induite par la friction avec $\Phi(\alpha, \tau)$ qui est une fonction décroissante suivant le pic de température. α et τ sont des paramètres non dimensionnels. τ est le temps caractéristique depuis le début de la friction, avec α et τ :

$$\alpha = \frac{2\pi r^2 \rho C}{\mu} \quad (\text{II-2})$$

$$\tau = \frac{\kappa t}{r^2} \quad (\text{II-3})$$

Une minute après la pénétration la solution asymptotique approche l'équation II-4 :

$$\Phi(\alpha, \tau) = \frac{\mu}{4\pi\lambda t} \quad (\text{II-4})$$

Avec μ la capacité calorifique par unité de longueur du thermistor ; r le rayon du thermistor ; λ la conductivité thermique et κ la diffusivité thermique du sédiment.

Durant la troisième phase d'enregistrement (3), on dissipe une puissance constante (Q) de 1.6W pendant une dizaine de minutes, ce qui permet d'échauffer les capteurs (d'environ 1°C) et de déterminer la conductivité du milieu d'après le principe de l'aiguille chauffante (*Von Herzen and Maxwell, 1959*). L'augmentation de la température va être d'autant plus importante que la conductivité du milieu est faible. En effet, l'augmentation de température avec le logarithme du temps est proportionnelle après un certain laps de temps à l'inverse de la conductivité thermique (équation II-5) :

$$\Delta T = \frac{Q}{4\lambda\pi} \ln\left(\frac{4\alpha t}{B a^2}\right) \quad (\text{II-5})$$

Où t est le temps ; Q la chaleur dissipée par unité de longueur et de temps (1.6 W) ; λ la conductivité thermique ; α la diffusivité thermique ; a le rayon et B une constante égale à 1.7811 (relation valable si $t \gg a^2/\alpha$).

En phase quatre de l'enregistrement (4), suite à l'arrêt du chauffage, la température diminue progressivement puis, l'arrachage de la sonde crée un léger échauffement visible sur les capteurs les plus profonds. En phase cinq (5), on retrouve la température du fond de l'eau. Les différentes couleurs de courbes correspondent à chacun des 7 capteurs.

II.1.2 Le carottier Küllenberg équipé de sondes NKE instrumentation©

Equiper les carottiers de sondes thermiques permet de coupler sur un même point de mesure, les mesures de flux de chaleur, l'analyse des fluides interstitiels et l'acquisition d'une carotte de sédiments. Cette technique inclut deux étapes. La première permet d'obtenir un gradient de température avec les sondes, la deuxième mesure la conductivité thermique du matériel sédimentaire échantillonné, une fois la carotte à bord.

II.1.2.1 Le carottier Küllenberg

Afin d'échantillonner les premiers mètres des sédiments, un carottier Küllenberg à piston de 5 ou 10 m est utilisé. La longueur du carottier va dépendre des objectifs du carottage (description des sédiments, extraction de l'eau interstitielle) et des conditions environnementales (épaisseur des sédiments, présence de roches dures ou de structures particulières) déterminées d'après la sismique et les profils du sondeur de sédiments.

Le carottier est constitué d'un lest (~6 tonnes) auquel est assemblé un tube en acier terminé par une ogive. Le lest est également relié à un bras de levier sur lequel est fixé un contrepoids (Figure II-3). A l'intérieur du tube en acier, une chemise en plastique est insérée pour recevoir la colonne sédimentaire. On y trouve aussi un piston qui est relié au levier par un câble tendu le long du tube et qui forme une boucle au sommet. Lorsque le contrepoids touche le fond marin (Figure II-3 (2)), le levier se déséquilibre et le lest se décroche du bras. La boucle (de la taille de la chute) se déroule et le tout, tombe en chute « libre ». Lorsque l'ogive touche le fond (Figure II-3 (3)), le câble est complètement tendu, le piston reste donc à l'interface eau-sédiment alors que le tube pénètre dans les sédiments (Figure II-3 (4)). Lors de l'arrachement (Figure II-3 (5)), la colonne sédimentaire échantillonnée est retenue dans l'ogive par un système de sécurité et un bon réglage du piston empêche les effets de « *succion* » qui peuvent déformer les sédiments. Ensuite, la carotte est remontée à bord. Une fois sur le pont, toutes les carottes sont découpées en section de 1.50 m (sur la campagne Océanograflu) ou 1 m (sur la campagne Westmedflux). Par la suite, plusieurs mesures et prélèvements sont effectués. Tout d'abord, en chambre froide, la technique des rhyzon© est utilisée pour prélever les fluides interstitiels (cf. II.2.1.Extraction des fluides). Une fois la carotte à l'équilibre thermique avec la température ambiante, les mesures de conductivité thermique sont effectuées par la méthode de l'aiguille chauffante (cf. II.1.2.3. Mesure de la conductivité thermique).

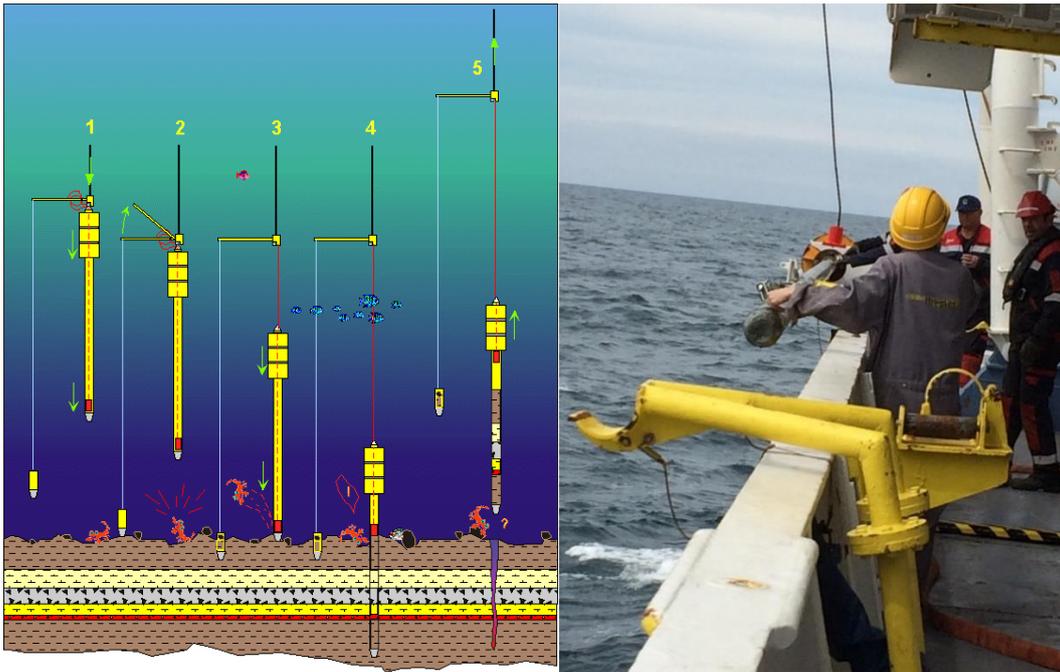


Figure II-3. A gauche, schéma de fonctionnement d'un carottier à piston (provient du site de l'ifremer), le piston est représenté en rouge. A droite, photo du carottier après la remontée sur la campagne Westmedflux.

II.1.2.2 Capteurs de température haute précision NKE instrumentation©

Les carottiers Küllenberg (5 ou 10 m) utilisés durant les campagnes Océanograflu et Westmedflux ont été équipés de 4 à 5 capteurs de température de haute précision (THP) NKE instrumentation© ($\pm 0.001^{\circ}\text{C}$) soudés en ellipse le long du carottier (Figure II-4). Les sondes sont espacées d'environ 1 à 2 mètres (Figure II-4) et permettent d'obtenir un gradient de températures de la longueur du carottier. Un inclinomètre (S2IP NKE©) est également fixé sur le lest afin de mesurer l'angle avec lequel le carottier se plante dans les sédiments. Il est donc possible de déterminer avec précision la profondeur réelle des sondes au moment de la mesure. Un système d'acquisition autonome permet d'enregistrer une mesure par seconde. Les données sont téléchargées à l'aide d'un crayon à induction (Data pencil NKE©) et du logiciel WinMemo©. Le traitement des données de température est réalisé avec le logiciel THPread (Lucazeau, unpublished 2014, Figure II-4).

Lorsque les capteurs THP pénètrent dans les sédiments, les thermistors s'échauffent puis s'équilibrent thermiquement avec l'encaissant. Le carottier est gardé environ 10 à 15 minutes dans le sédiment afin d'extrapoler l'équilibre thermique puis il est arraché et les capteurs s'échauffent à nouveau. La séquence d'acquisition visible sur la Figure II-4 correspond à l'enregistrement effectué entre ces deux échauffements sur l'interface du logiciel THPread.

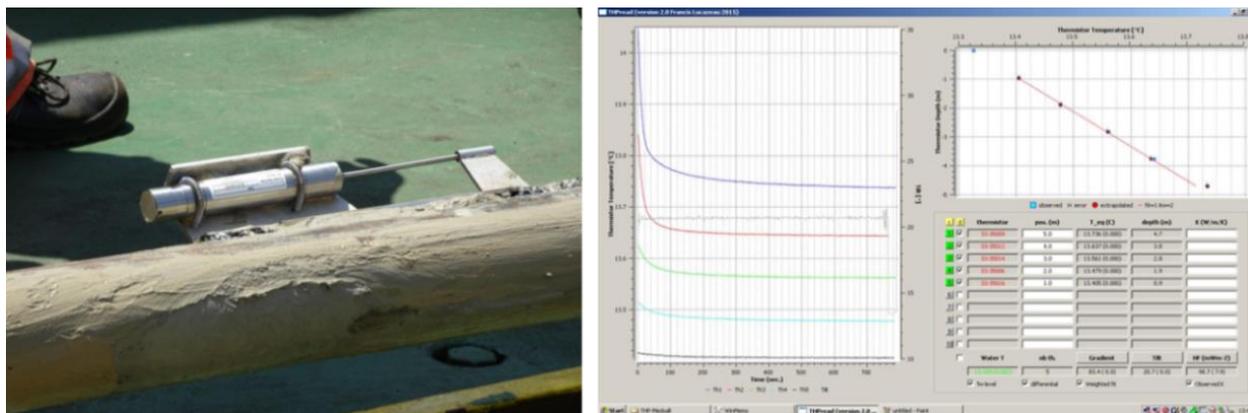


Figure II-4. A gauche : capteur de température autonome de haute précision qui se fixe au carottier Küllenberg. A droite : Interface du logiciel THPread. Les courbes colorées correspondent chacune à un enregistrement de la température dans le sédiment par une des sondes NKE. La courbe bleue foncée correspond au capteur le plus profond et la courbe turquoise au moins profond. Le gradient est tracé en haut à droite et les valeurs sont indiquées en bas à droite.

II.1.2.3 Mesure de la conductivité thermique

Lorsque les mesures de température dans le sédiment sont effectuées avec le carottier, la conductivité ne peut pas être mesurée *in situ*. Elle est mesurée à bord (Figure II-5), à l'aide d'une aiguille chauffante insérée transversalement dans chacun des tronçons de la carotte fermée. Cette mesure s'effectue une fois que la carotte s'est équilibrée thermiquement à la température ambiante. Le principe est le même que celui présenté dans la méthode POGO (II.1.1.2 Séquence d'acquisition). Une puissance constante de chaleur est dissipée pendant 100 secondes via le fil chauffant et l'aiguille. Pendant ce temps, une thermistance enregistre l'augmentation de température qui dépend de la conductivité du sédiment suivant la relation donnée par *Von Herzen and Maxwell (1959 – équation II-5)*. Une mesure de conductivité est effectuée tous les 50 centimètres environ (2 ou 3 mesures par tronçon) en fonction des intervalles d'analyse géochimique effectués en amont. Le système d'acquisition utilisé est Hukseflux TPSYS02© (Figure II-5).

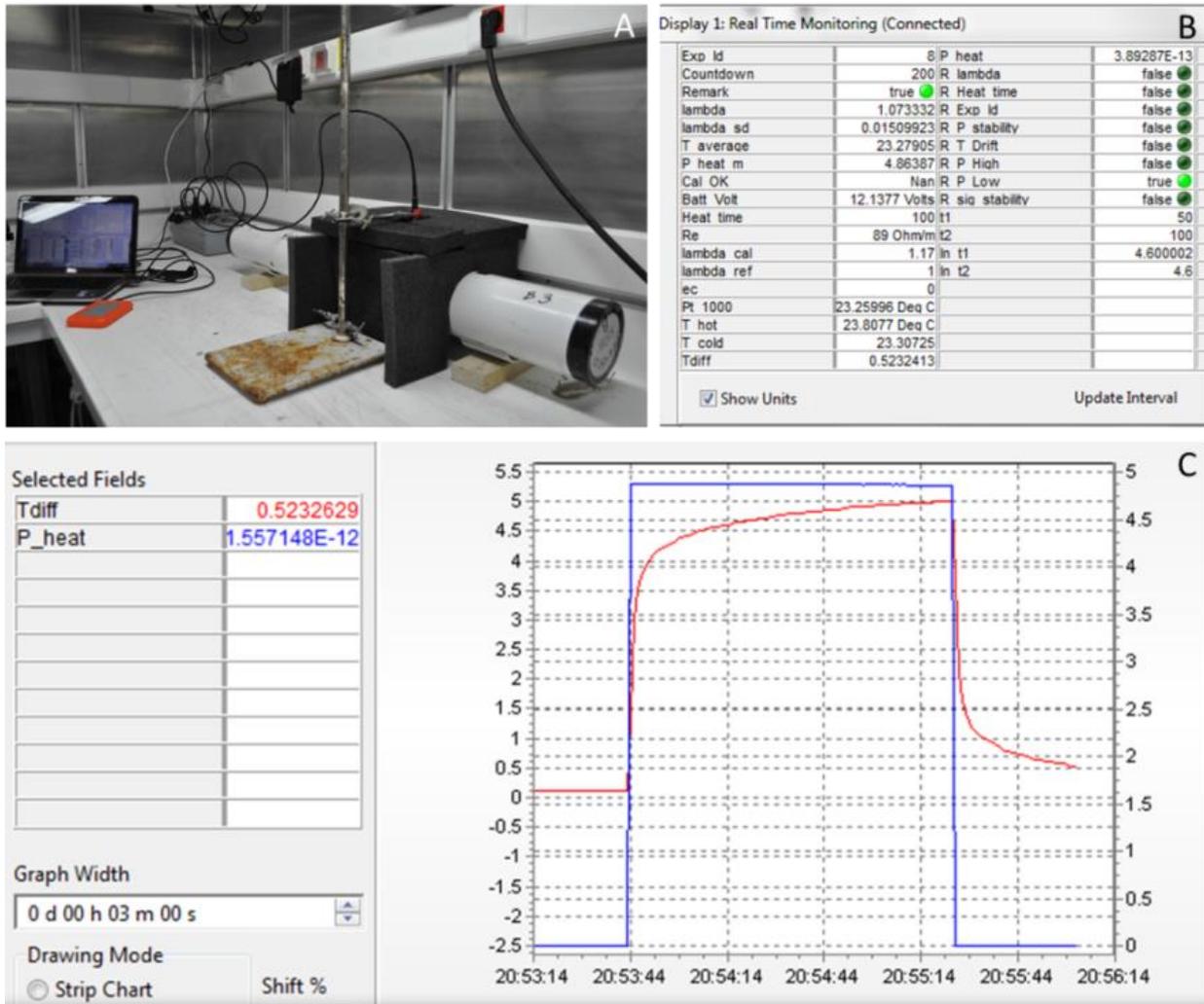


Figure II-5. A) Système de mesure de la conductivité à l'aide de l'aiguille chauffante insérée dans la carotte encore fermée. La mousse disposée autour permet d'éviter toutes perturbations extérieures. Le système d'acquisition visible en arrière-plan sur l'ordinateur est Hukseflux TPSYS02. B et C) Interface du système d'acquisition Hukseflux TSPY02. Il est possible de visualiser l'enregistrement sur le graphique (C). Les paramètres sont visibles dans le tableau (B), notamment la conductivité mesurée : « lambda ».

II.1.3 Corrections des effets environnementaux sur le flux de chaleur

Afin d'interpréter correctement les flux de chaleur mesurés, il est nécessaire de corriger la mesure des perturbations du flux géothermique causées par les effets environnementaux tels que la sédimentation, les contrastes de conductivité thermique, la topographie du plancher océanique et son histoire thermique.

II.1.3.1 Taux de sédimentation

Les effets de sédimentation sont induits par le taux de sédimentation (U) et plus généralement par l'histoire sédimentaire du bassin. Des dépôts de sédiments d'épaisseur inégale vont provoquer des variations latérales du flux thermique de surface (q_m) (Langseth *et al.*, 1966). En effet, des taux importants de sédiments (froids), vont avoir tendance à diminuer significativement le flux de chaleur de surface (Figure II-6). La durée et l'ampleur de cet effet sur la thermicité vont dépendre du taux de sédimentation (U) et de la durée de l'événement (t) (Beardsmore and Cull, 2001). Lorsque la sédimentation cesse, le système se rééquilibre lentement avec une constante de temps qui est caractéristique de la réponse thermique de l'ensemble de la lithosphère (Hutchison, 1985). A l'inverse, une érosion de la surface va amplifier la valeur du flux (Figure II-6). Pour résoudre ce problème dans le cas d'une sédimentation ou érosion constante, Von Herzen and Uyeda, (1963) proposent de le réduire à un problème de diffusion dans un demi-espace en mouvement : une érosion ou un apport de sédiment va déplacer le milieu par rapport à la condition limite (Beardsmore and Cull, 2001). Cependant, cette solution ne prend pas en compte les variations du taux de sédimentation ou la compaction et leurs effets sur la conductivité thermique. Le rapport de la valeur du flux de chaleur mesuré sur la valeur lithosphérique correspond à :

$$\frac{q_m}{q_l} = 1 - \operatorname{erf}(X) - \left(\frac{2X}{\sqrt{\pi}}\right) * e^{-X^2} + 2X^2 * \operatorname{erfc}(X) \quad (\text{II-6})$$

Avec $X=0.5U\sqrt{t/k}$; k étant la diffusivité thermique du sédiment.

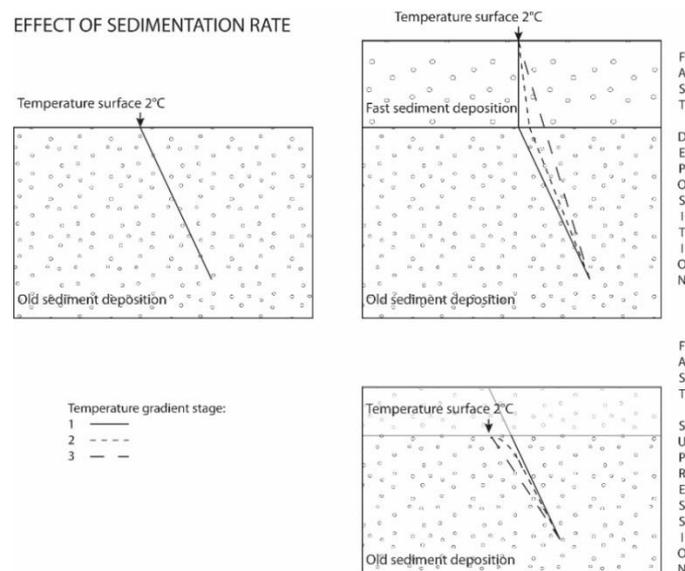


Figure II-6. Effet de la sédimentation sur les profils de températures a) dépôts rapides de sédiments ou b) suppression rapide de sédiments, lors de glissements par exemple.

II.1.3.2 La compaction des sédiments

Pour un taux de sédimentation donné, la modification du flux de chaleur en surface dépend du type de sédiments déposés (équation II-6). En effet, la conductivité, la capacité calorifique, la densité et la compaction sont caractéristiques à chaque type de sédiment. Des sédiments avec une faible porosité et une compaction importante et constante comme pour les calcaires, montrent une importante réduction du flux de chaleur de surface. En revanche, les sédiments avec une importante conductivité affectent moins le flux de chaleur que les autres dépôts (*Hutchison, 1985*). Des solutions numériques ont été proposées par *Hutchison, (1985)* et *Lucazeau and Le Douaran, (1985)*. Dans ces modèles, la compaction des sédiments est une fonction de la porosité qui décroît exponentiellement avec la profondeur (en surface, elle est égale à 0).

II.1.3.3 Chaleur radiogénique

De nombreux sédiments contiennent de petites quantités d'isotopes radioactifs. Ceux-ci contribuent à la chaleur interne du flux géothermique. Pour un flux très important, l'apport de chaleur par la radioactivité est négligeable alors que pour des flux faibles, la chaleur interne peut compenser jusqu'à 40% des effets de la sédimentation (*Hutchison, 1985*). Sur une croûte océanique, la quantité d'isotopes radioactifs est faible, une correction n'est pas nécessaire.

II.1.3.4 Variations des températures de surface

Généralement, la température du fond des océans à plus de 1000 m est relativement stable et non affectée par les variations climatiques de surface. Elle est donc considérée comme constante pour l'étude des flux de chaleur en domaine océanique profond (*Hutchison, 1985; Davis et al., 2003*). Cependant, cette affirmation n'est pas toujours valable en présence de courants océaniques variables. L'impact de ces changements de température sur la mesure du flux de chaleur est très rapide. En revanche, ce phénomène est de courte durée et affectent seulement la température près de la surface des sédiments. Ainsi, ces perturbations montrent un court temps de décroissance, et seules les variations importantes et récentes sont à prendre en compte (*Hutchison, 1985*).

Si on considère une variation sinusoïdale : $T_0(t) = \cos(wt)$ où T_0 est la température du fond marin, alors la température (T) à une profondeur (z) et un temps (t) est :

$$T(z, t) = \cos\left(wt - z^2 \sqrt{\frac{w}{2k}}\right) \exp\left(-z^2 \sqrt{\frac{w}{2k}}\right) \quad (\text{II-7})$$

Avec $w = \frac{2\pi}{P}$; P étant la période de variation de la température et k la diffusivité thermique du matériel sédimentaire.

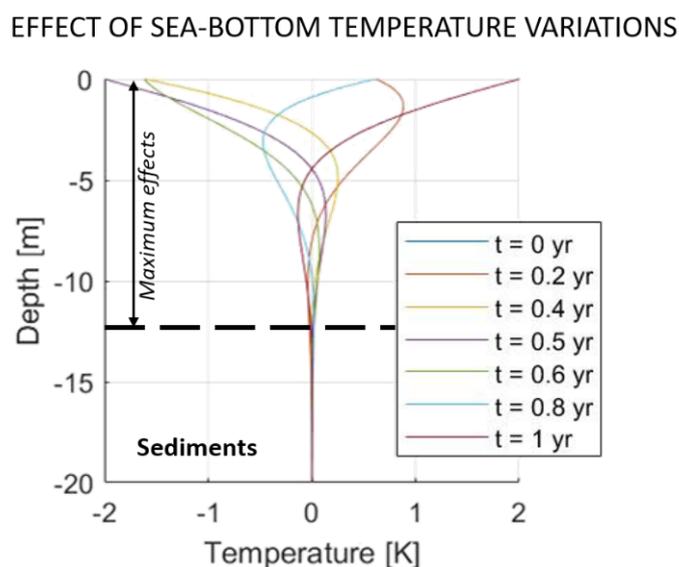


Figure II-7. Effect sur la forme des profils de températures, d'une variation annuelle de température de 2°C sur le fond marin.

II.1.3.5 Effets topographiques et réfraction du flux de chaleur

Les variations de faciès génèrent la présence d'hétérogénéités géologiques qui présentent des contrastes de conductivité thermique (Figure II-7) comme aux interfaces basalte/sédiment ou sédiment/eau. L'amplitude de la perturbation sur la valeur de flux de chaleur de surface sera fonction de la localisation de la station par rapport à l'interface des deux milieux, de l'ampleur de la différence de conductivité et de la configuration (géométrie) du milieu (Lee and Henyey, 1974). Il est donc important d'effectuer des corrections topographiques qui seront appliquées dans les cas particuliers où la profondeur de la mesure est petite par rapport à la distance au relief basaltique (Hutchison, 1985; Beardsmore and Cull, 2001). Les effets combinés de la topographie et de la distribution inégale des sédiments (et donc des contrastes de conductivité) peuvent expliquer la dispersion des données de flux de chaleur (Langseth et al., 1966). La correction effectuée correspond à une approximation 2D de la géométrie du plancher océanique le long des profils sismiques, ce qui tend à minimiser les effets de réfraction à l'approche des monts sous-marins. Un contraste de conductivité (W/m/K) est appliqué afin d'estimer au mieux les données.

Le cas du sel :

La présence de sel peut fortement impacter la mesure du flux de chaleur en surface. Sa forte conductivité (près de 5.5 W/m/K) est presque 4 fois supérieure à celle des sédiments clastiques ou hémipélagiques (1.3 W/m/K). En raison de la faible densité du sel (2 à 2.2 g/cm³), de la charge sédimentaire et de l'inclinaison de la pente, les forces de flottabilité induisent sa remontée sous forme de diapirs à travers les sédiments sus-jacents (*Beardsmore and Cull, 2001*). La couche de sel ainsi que ses différentes géométries impactent la distribution de la température dans le bassin : 1) le gradient de température dans les sédiments au-dessus du sel est relativement élevé ; 2) le gradient de température dans la couche de sel est faible ; 3) les isothermes sont abaissées sous la couche de sel (*Mello et al., 1995* – cf. Figure I-17 et Figure II-8). Ainsi, des perturbations positives seront observées à l'aplomb de la structure de sel et l'amplitude de l'anomalie thermique sera fonction de sa profondeur d'enfouissement. En revanche, les anomalies négatives du flux de chaleur de surface seront observées autour de la structure (Figure II-8 – cf. chapitre I.3.4.1 Les dépôts salifères et leurs déformations et Figure I-17).

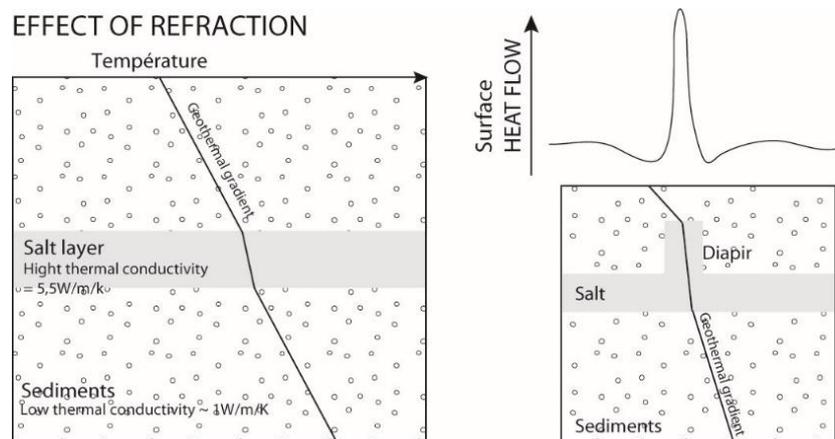


Figure II-8. Exemple de l'effet de réfraction induit par une différence de la conductivité thermique entre deux couches. Influence sur le gradient géothermique et la mesure du flux de chaleur en surface (*Burrus and Foucher, 1986; Mello et al., 1995*).

Une fois ces effets identifiés et corrigés sur la valeur du flux de chaleur de surface, les anomalies résiduelles peuvent être imputées à des phénomènes transitoires tels que le volcanisme ou les circulations de fluides. Les flux de chaleur ne sont pas les seuls outils qui permettent de tracer les circulations de fluides. La section suivante présente le traceur géochimique.

II.2 La géochimie des eaux interstitielles

II.2.1 Extraction des fluides

L'extraction des fluides s'effectue à bord du navire océanographique le plus tôt possible après la remontée de la carotte. Une fois la carotte découpée en plusieurs tronçons, ceux-ci sont stockés en chambre froide et les fluides interstitiels peuvent alors être échantillonnés. Nous utilisons la méthode des rhyzon[®] (capillaires et seringues dépressurisées, Figure II-9) pour un échantillonnage tous les 30 cm environ. Cette méthode présente l'avantage de très peu perturber mécaniquement les sédiments car les rhyzon[®] ont un petit diamètre (2.4 mm) et un faible volume (0.5 ml) (Figure II-9-A - *Seeberg-Elverfeldt et al., 2005; Schulz and Zabel, 2006; Dickens et al., 2007*). Le capillaire est introduit dans le sédiment et une seringue est mise en dépression à son extrémité (Figure II-9B). Un vide est ainsi créé et l'eau interstitielle est aspirée depuis le sédiment. L'extraction se fait dans une chambre froide, le plus proche possible des 4°C, dans les 12 h qui suivent la remontée de la carotte. La quantité d'eau récupérée est très variable : il est possible de ne rien récupérer ou de récupérer plus de 10 ml d'eau porale suivant la perméabilité des sédiments échantillonnés. Après l'extraction, les échantillons sont parfois conditionnés en y ajoutant quelques millilitres d'acide nitrique pur ou de chlorure mercurique afin d'empêcher la précipitation de carbonates et le développement de micro-organismes qui par leur activité pourraient modifier la composition de l'eau. La quantité d'acide nitrique ajoutée est connue au µl près. Les échantillons sont ensuite conservés au réfrigérateur à 4°C jusqu'à leur analyse.

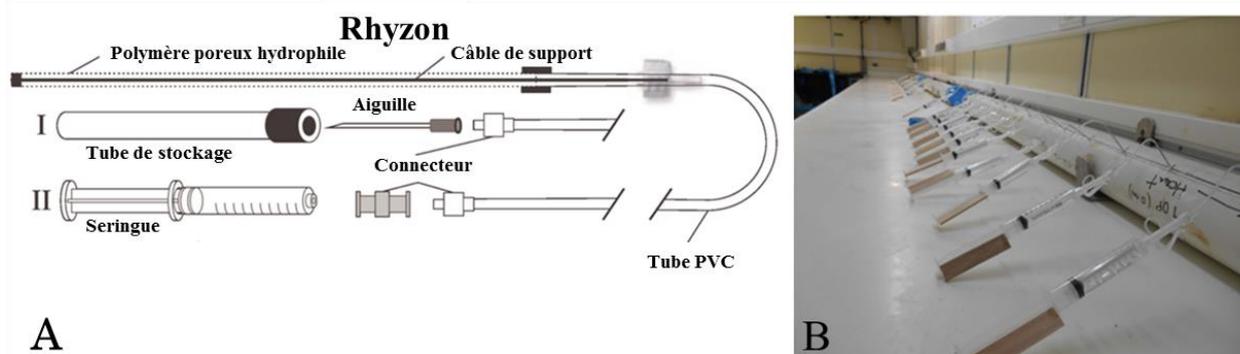


Figure II-9. A) Modifié d'après *Seeberg-Elverfeldt et al., 2005*, diagramme schématique de rhyzons (longueur: 5 et 10 cm, diamètre: 2.4 mm, volume : 0.5 ml, taille des pores 0.1 µm). Le rhyzon[®] est constitué d'un câble qui soutient un polymère poreux hydrophile connecté à un tube en PVC. Les connecteurs permettent d'y relier une seringue pour l'extraction (II) ou une aiguille pour stocker l'eau dans des tubes hermétiques. B) Les rhyzon[®] sont insérés dans le sédiment pour l'échantillonnage de l'eau interstitielle.

II.2.2 Techniques analytiques

Lors du choix des techniques analytiques, il faut prendre en compte la quantité d'eau disponible pour les analyses et le type d'élément considéré, majeurs ou mineurs.

Dans le cas de la campagne Oceanograflu, les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) et anions (Cl^- , SO_4^{2-}) majeurs ont été analysés en chromatographie ionique (HPLC : Dionex AS 120®) au laboratoire de l'IFREMER (équipe LCGr : Laboratoire Cycles Géochimiques et ressources). Cependant, les carottes KT1, 4, 15, 19 et 23 ont été analysées au laboratoire de Toulouse (GET). Sur ces 5 carottes, les cations majeurs ont été analysés à l'ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry : Horiba Jobin Yvon Ultima2®) et les anions majeurs à l'HPLC (Dionex ICS 2000®). Pour les éléments mineurs ($\text{B}(\text{OH})_3$, Ba^{2+} , Br^- , Li^+ , Mn^{2+} , Sr^{2+}) les analyses ont été réalisées avec un ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry : HR-ICP-MS Element 2 thermo scientific®) à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO – plateforme technologique Pôle de Spectrométrie Océan) ; la préparation des échantillons s'est effectuée au laboratoire Géochimie et Métallogénie de l'IFREMER, en salle blanche.

Pour la campagne Westmedflux, les concentrations en cations et anions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-}) et mineurs (Sr^{2+} , $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$, Mn^{2+} , Br^-) de l'eau interstitielle des carottes KF03, 04, 06, 08, 09, 12, 13, 14, 16, 17 et 18 ont été analysées via la plate-forme ALIPP6 à l'ISTEP (UPMC Sorbonne-universités). Les anions ont été analysés à l'HPLC (Dionex ICS1100®) et les cations à l'ICP-OES (5100 ICPOES®). L'eau des carottes KF10 et 11 a été analysée à l'HPLC au laboratoire des Biotechnologies de l'IFPEN. Pour ces deux carottes, seules les concentrations en ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-}) ont été déterminées. Les isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et δD ont été déterminés dans les carottes KF10, 12, 13 et 18 avec un spectromètre de masse de rapport isotopique (Picarro®) du laboratoire l'OCEAN (UPMC Sorbonne-universités).

II.2.2.1 High Pressure Liquid Chromatography; HPLC

La chromatographie en phase liquide à haute performance est une technique analytique de séparation des éléments d'une solution qui permet de quantifier leur concentration.

II.2.2.1.1 Phase de préparation

Avant d'être analysés à l'HPLC, les échantillons d'eau porale sont dilués 500 fois (200 µl dans 100 ml) à l'eau MilliQ® (eau ultra pure de résistivité 18.2 MΩ·cm). Toutes les dilutions sont pesées avec une précision de l'ordre du milligramme pour diminuer les incertitudes expérimentales. Par la suite, la correction de dilution est appliquée sur la valeur des concentrations mesurées. Cette dilution permet de prendre en compte la quantité d'eau utilisée par la machine (moins de 1 ml) et sa limite de saturation (concentration maximale d'un élément que la machine peut mesurer avec précision),

Un standard ION 915 et 4 standards IAPSO sont également préparés. La solution ION 915 est une solution aux concentrations, conductivité et pH bien connue qui sert à calibrer la machine. La solution IAPSO est une solution saline à 34.991 g/kg. Quatre standards sont fabriqués à partir de la solution mère IAPSO. Ils sont dilués respectivement 40, 20, 15 et 10 fois afin de couvrir toute la gamme potentielle de variation des concentrations de nos échantillons.

II.2.2.1.2 Phase d'analyse

L'HPLC est une technique d'identification des éléments majeurs d'un constituant. Il s'agit de séparer à l'aide d'un solvant les solutés constituant une solution. La machine analyse les cations et les anions suivant les colonnes à disposition. L'HPLC est constituée de plusieurs éléments présentés sur la Figure II-10. La pompe permet le passage du liquide, appelé phase mobile à travers l'HPLC à un débit spécifique en ml/min. Le passeur d'échantillons sert à introduire l'échantillon sous forme liquide dans le flux d'écoulement de la phase mobile. La phase stationnaire de la colonne sépare les différents composants de l'échantillon suivant leurs paramètres physico-chimiques tels que leur taille, leur forme, leur polarité, leur valeur de charge électrique ou encore la présence de groupements d'atomes formant des sites particuliers. Ensuite, le détecteur détecte par conductimétrie, les molécules qui sortent de la colonne. Enfin, l'ordinateur contrôle tous les modules de l'HPLC et il enregistre le signal provenant du détecteur. L'ordinateur utilise ce signal pour caractériser le temps de rétention des composants de l'échantillon pour déterminer leur nature et leur quantité.

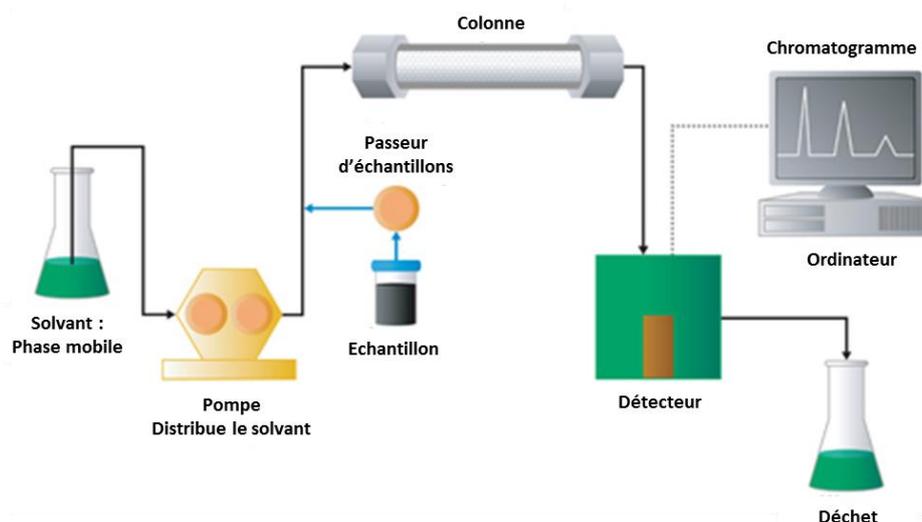


Figure II-10. Eléments constituant l'HPLC : 1- Pompe : distribue le solvant ; 2- Passeur d'échantillon (auto-sampler) : injecte automatiquement les échantillons dans la machine ; 3- Phase stationnaire de la colonne : permet de séparer les phases ; 4- Détecteur : détecte les molécules ; 5- Ordinateur : enregistre le signal.

Une séquence d'analyse typique contient toujours de l'eau MilliQ et les standards. Analysés à intervalle régulier ils permettent de calculer la dérive de la machine et d'appliquer une correction au besoin. L'analyse d'un échantillon dure environ 30 min.

Tableau II-1 – Précision des analyses à l'HPLC ~2%

Eléments analysés	mmol +/-
Chlorure ; Cl	+/- 10 mmol
Sulfates ; SO ₄	+/- 0,6 mmol
Calcium ; Ca	+/- 0,2 mmol
Magnésium ; Mg	+/- 1 mmol
Sodium ; Na	+/- 8 mmol
Potassium ; K	+/- 0,2 mmol

La concentration (en ppm) d'un composant est déterminée en intégrant l'aire de son pic qui est fonction de sa surface (en $\mu\text{S} \cdot \text{min}^{-1}$) et de sa hauteur (en μS) (Figure II-11). L'enregistrement des données et les calculs se font avec le logiciel Chromeleon®.

N°.	T.Ret. min	Nom du pic	Concentration (ppm)	Surface (µS*min)	Hauteur (µS)
1	4,51	Chlorure	192,5316	408,526	2934,775
2	6,20	Sulfate	26,7679	42,225	164,481
3	8,53	Nitrate	n.a.	0,003	0,016
Total:			219,300	450,754	

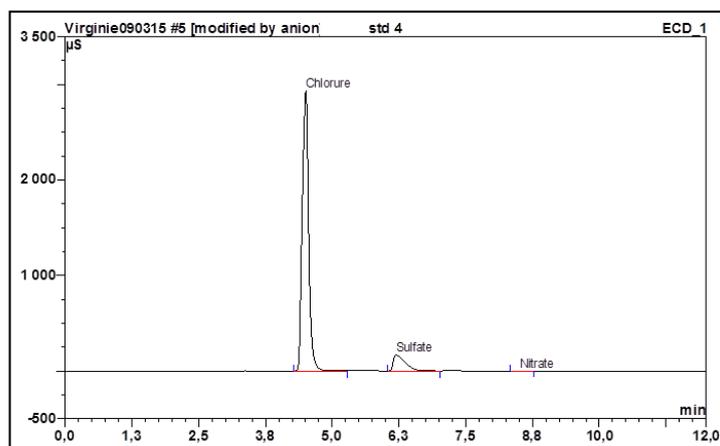


Figure II-11. Exemple d'intégration des pics (en rouge) pour le calcul des concentrations à l'HPLC sous le logiciel Chromeleon®.

II.2.2.2 Inductively Coupled Plasma–Atomic/Optical Emission Spectrometry; ICP-A/OES

Nous avons utilisé *Inductively Coupled Plasma-Atomic/Optical Emission Spectrometry* (ICP-A/OES) pour quantifier les anions présents dans les eaux porales.

II.2.2.2.1 Phase de préparation

Les eaux porales ont été diluées 10 fois dans de l'acide nitrique à 2% afin de les analyser à l'ICP-AES. Toutes les dilutions sont pesées au milligramme près, afin de corriger les erreurs d'incertitudes expérimentales. Des standards commerciaux mono-élémentaires sont mélangés et dilués pour fabriquer les standards multi-élémentaires adaptés au cas étudié. Dans notre cas, les standards sont composés de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ .

II.2.2.2.2 Phase d'analyse

L'analyse se déroule comme suit : l'échantillon préparé est introduit dans la chambre à l'aide de la pompe péristaltique. Les particules liquides de l'échantillon sont mises en suspension dans le plasma d'argon sous forme de particules très fines. Les gouttelettes passent ensuite dans la chambre de nébulisation où seulement les gouttelettes supérieures à 10 µm de diamètre seront envoyées vers la torche à plasma. Une fois dans le plasma, l'échantillon nébulisé subit plusieurs processus avant d'être excité : désolvatation, vaporisation, atomisation et éventuellement

ionisation. Lorsque l'élément analysé a été excité, il va tendre à retourner à l'état fondamental et émettre des photons d'une longueur d'onde qui lui est propre. Le système optique va séparer les photons en fonction de leur longueur d'onde et le système de détection va les transformer en signaux électriques. La concentration d'un élément est définie par l'intensité du pic obtenu et en soustrayant l'intensité des blancs à ceux de l'échantillon. Une comparaison avec les pics des étalons est également nécessaire.

La séquence d'analyse contient toujours des blancs (acide nitrique à 2%) tous les 5 échantillons environ afin de calculer la dérive de la machine. La précision de la mesure à l'ICP-AES est d'environ 2%.

Tableau II-2 – Précision des analyses à l'ICP-AES

Eléments analysés	mmol +/-
Calcium ; Ca	+/- 0,2 mmol
Magnésium ; Mg	+/- 1 mmol
Sodium ; Na	+/- 8 mmol
Potassium ; K	+/- 0,2 mmol

II.2.2.3 Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry; ICP-MS

L'« Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry » (ICP-MS) permet l'identification et la quantification des éléments traces de nos échantillons tels que le Lithium, le Baryum, le Bore, le Strontium et le Manganèse. Le principe se rapproche de celui de l'ICP-AES mais ici, les éléments sont ionisés.

II.2.2.3.1 Phase de préparation des échantillons en la salle blanche

La préparation des échantillons s'effectue en salle blanche où l'air est filtré afin de limiter la concentration particulaire. L'hygrométrie, la pression et la température sont des paramètres contrôlés très précisément dans une salle blanche. Lors de la préparation, l'échantillon est dilué dans l'acide nitrique à 2 %, 120 µl d'échantillon pour une solution de 3 ml (120 µl d'échantillon + 2.88 ml d'acide). Toutes les dilutions sont pesées afin de corriger les incertitudes expérimentales sur les volumes. Des solutions standards diluées à l'acide nitrique sont également fabriquées à partir de solutions mono-élémentaires des éléments à analyser (Li^+ , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Mn^{2+} et $\text{B}(\text{OH})_3$) et du standard NASS-5.

II.2.2.3.2 Phase d'analyse

L'ICP-MS permet de mesurer une concentration de l'ordre du ppm. Il s'agit de séparer les ions des uns des autres à l'aide d'un champ électromagnétique, en fonction de la masse atomique, de la charge électrique et de la vitesse de l'ion. Durant l'analyse à l'ICP-MS (Figure II-12), l'échantillon préparé est tout d'abord introduit à l'aide de la pompe péristaltique dans une chambre de vaporisation et de nébulisation où l'échantillon est alors transformé en aérosol liquide à l'aide d'argon gazeux. Par la suite, la torche à plasma génère une importante chaleur (entre 6 000 et 10 000°C) qui permet l'ionisation des composants. Le plasma crée des ions chargés positivement puis ces ions positifs vont être séparés par un filtre de masse quadripolaire. Ce filtre permet de mesurer les ions ayant un rapport masse sur charge spécifique suivant la fréquence des quadripôles. Les ions ayant la masse sur charge recherchée sont transmis au système de détection qui lui-même transmet un « nombre de coup » ou « intensité » pour chaque ion analysé. Des standards sont passés à intervalle régulier (tous les 3 échantillons) afin de corriger la dérive de la machine lors du calcul des concentrations.

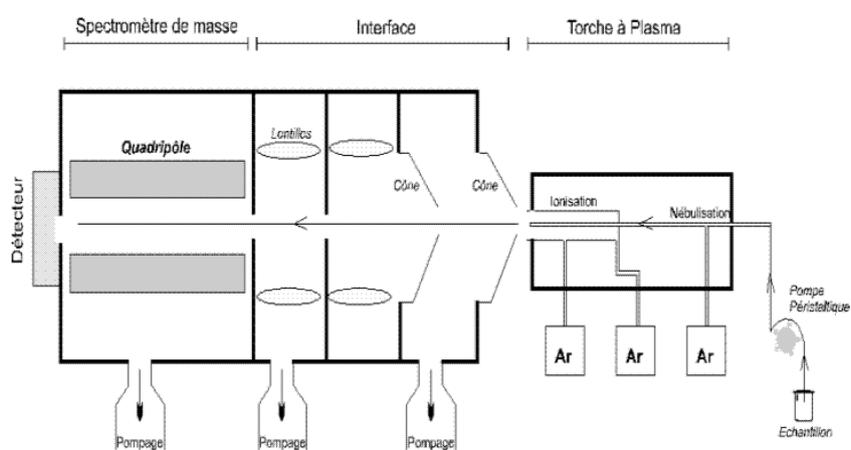


Figure II-12. Etapes de l'analyse à l'ICP-MS : 1) introduction de l'échantillon dans une chambre de vaporisation et nébulisation de la solution ; 2) la torche à plasma génère une température entre 6 000 ou 10 000°C produisant une ionisation positive des composants ; 3) séparation en masse par le quadripôle qui filtre tous les ions sauf ceux qui ont le ratio masse sur charge recherché ; 4) système de détection.

Une séquence d'analyse typique contient des blancs composés d'acide nitrique. Ils sont répartis à intervalle régulier et passés au début et à la fin de la séquence d'analyse. Les standards sont passés en premiers afin de calibrer la machine. Les échantillons sont analysés et un standard est intercalé tous les 3 échantillons. Les blancs (acide nitrique) disposés régulièrement sont soustraits à l'intensité mesurée par échantillons afin de déterminer la concentration réelle de

l'échantillon. La concentration d'un élément est définie par l'intensité obtenue et en soustrayant l'intensité des blancs à ceux de l'échantillon.

Tableau II-3 – Précision des analyses à l'ICP-MS

Eléments analysés	µmol +/-	Eléments analysés	µmol +/-
Nitrates ; NO ₃	+/- 0,6 µmol	Lithium ; Li	+/- 0,35 µmol
Manganèse ; Mn	+/- 0,4 µmol	Strontium ; Sr	+/- 1,5 µmol
Phosphates ; PO ₄	+/- 0,1 µmol	Bore ; B	+/- 10 µmol
Baryum ; Ba	+/- 0,18 µmol		

Les résultats géochimiques sont présentés sous forme de profils des concentrations en fonction de la profondeur. Leur forme et valeur évoluent en fonction des interactions dans la carotte de sédiments, des processus en profondeur et des modes de transports des solutés (cf. chapitre I).

II.3 Imagerie du fond marin

La technique d'imagerie du fond marin et des couches géologiques consiste à émettre un signal acoustique qui sera réfléchi sur le fond marin et les différentes couches sous-jacentes. Il sera ensuite réceptionné par un receveur. La profondeur de pénétration de l'onde émise est principalement fonction de la fréquence du signal (Figure II-13).

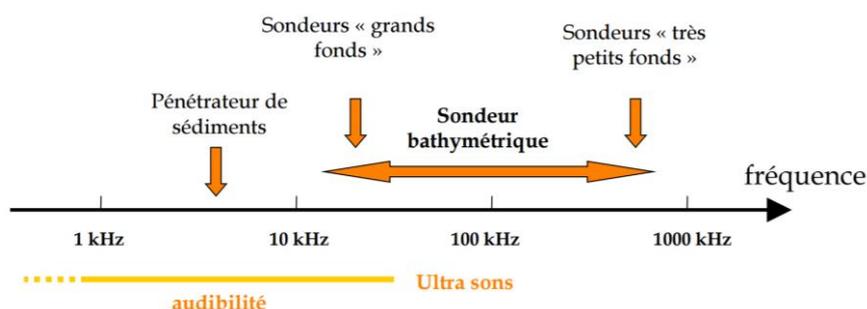


Figure II-13. Graphique de Genavir / ifremer. Fréquences des signaux acoustiques et domaines d'applicabilité.

II.3.1 Acquisitions des données de bathymétrie par l'échosondeur multifaisceaux

L'échosondeur multifaisceaux émet un signal acoustique via un ensemble de transducteurs longitudinaux. Ce signal est ensuite réfléchi sur le fond marin et reçu par un réseau de transducteurs transversaux installés sur la coque du bateau (Figure II-14). L'utilisation de faisceaux multiples permet d'échantillonner une large bande du fond marin sur plusieurs kilomètres perpendiculairement à la direction de navigation (Figure II-14). Le signal retourné est converti en utilisant un pas d'échantillonnage de 2 MHz. La conversion en temps double des ondes acoustiques est effectuée d'après la calibration de la vitesse des ondes dans l'eau par des mesures ponctuelles de Sippican XBT sur une tranche d'eau de 730 à 1830 m. La vitesse est ensuite extrapolée jusqu'au fond marin.

L'acquisition des données de bathymétrie a été effectuée sur la campagne Westmedflux avec les sondeurs Kongsberg EM122 en eau profonde (> 2000 m) et EM710 en eau peu profonde (< 2000 m). Les deux instruments ont une ouverture angulaire qui peut atteindre 150°. L'EM122 possède 288 faisceaux et une fréquence du signal comprise entre 10.5 et 13 kHz qui permet d'imager des fonds marins entre 100 et 12 000 m de profondeur. La largeur de la fauchée correspond à 4 ou 5 fois la profondeur du fond marin. Ce type d'échosondeur possède une résolution égale à 3 ou 4 % de la profondeur du plancher océanique (60-80 m pour 2000 m

d'eau). L'EM710 possède 256 faisceaux et une fréquence comprise entre 70 et 100 kHz qui permet d'imager les fonds marins sous une colonne d'eau entre 3 et 2000 m. La largeur de la fauchée est égale à 5-6 fois la profondeur du fond marin (> 2.5 km) pour une colonne d'eau inférieure à 400 m. Pour une profondeur d'eau supérieure à 400 m, elle est égale à 2 km. Sa résolution est proche des 2 % de la profondeur du fond marin (2 m pour 100 m d'eau).

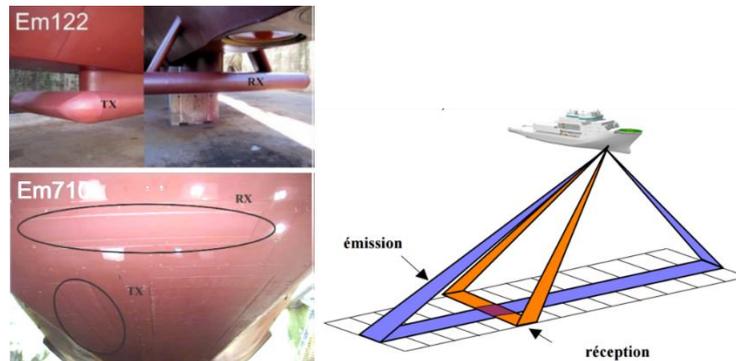


Figure II-14. Gauche : transducteurs longitudinaux (Tx – envoyés) et transversaux (Rx – reçus) des échosondeurs EM122 et EM170. Droite : schéma d'émission et de réception des faisceaux.

Les données du sondeur multi-faisceaux sont ensuite traitées avec le logiciel *Caraiibes* conçu par l'IFREMER. Il permet de filtrer les données afin de corriger le signal des perturbations induites par la houle ou tout autre phénomène dégradant le signal (ex. objet dans la colonne d'eau, double écho). Des MNT (modèle numérique de terrain) sont ensuite créés à différentes résolutions.

II.3.2 Le sondeur de sédiments

Le sondeur de sédiments (appelé aussi CHIRP) est un système qui permet d'imager la subsurface à haute résolution. Le sondeur de sédiments du N/O l'Atalante est un ECHOES 3500 (Figure II-15) dont l'acquisition des données est effectuée avec le système SUBOP (SUB-BOTTOM-Profiler) développé par l'IFREMER (SUBOP version 2.21). L'instrument émet un signal autour d'une fréquence de 3.5 kHz (Figure II-13) qui est réfléchi sur le fond marin et les premières couches de sédiments. Il est ensuite réceptionné par un receveur. La source (mono-faisceau) et le receveur du signal sont situés sur le même transducteur localisé sous la coque du bateau (Figure II-15). La résolution des données acquises ainsi que la profondeur de pénétration du signal sont fonction de la fréquence du signal émis, de l'ouverture du faisceau des transducteurs, de la puissance émise et de la durée de l'onde acoustique. Le sondeur de sédiments du N/O l'Atalante permet d'obtenir une profondeur de pénétration du signal de 100 m environ dans des sédiments meubles et sa résolution verticale est inférieure à 30 cm. Dans

notre cas, cet outil est principalement utilisé pour évaluer la qualité du fond marin avant chaque pénétration des instruments (POGO et carottier). Cette dernière pourrait être compromise et/ou endommager les instruments par la présence de structures basaltiques ou salifères. A terre, les données sont visualisées et interprétées avec le logiciel Kingdom Suite©.

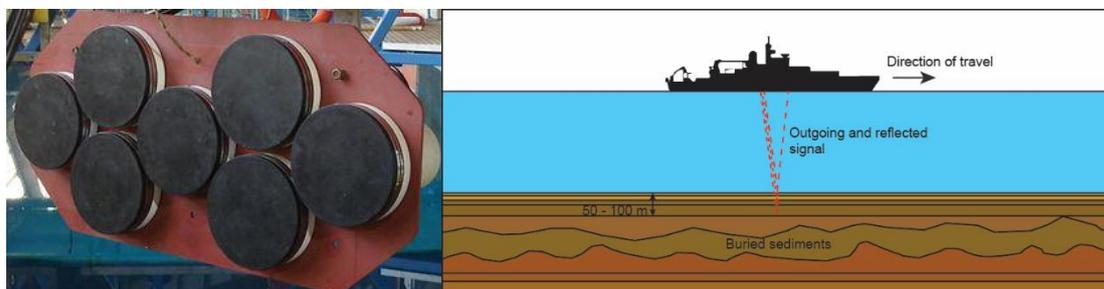


Figure II-15. Antenne acoustique du sondeur de sédiments du N/O l'Atalante (gauche) – schéma du sondeur de sédiments et visualisation de l'angle d'incidence du signal (droite - figure de l'USGS)

II.3.3 La sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode d'exploration qui consiste à émettre un signal sismique énergétique qui va se réfléchir sur les horizons du sous-sol. L'analyse et le traitement des ondes réceptionnées vont nous permettre d'obtenir une image du sous-sol. La résolution de l'image dépend de la fréquence de la source et de l'énergie du signal émis. Plus la fréquence de la source est élevée et plus la résolution sera importante mais la profondeur d'investigation sera faible. La profondeur de pénétration des ondes peut varier de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Cette profondeur dépend aussi de la nature des roches et de l'amplitude du signal.

En domaine océanique, le signal émis provient généralement de canons à air comprimé qui émettent une onde de pression à des cadences élevées (5 à 10 secondes - une surpression est créée par injection d'une bulle d'air dans l'eau). Les receveurs sont contenus dans une flute sismique formée par un ensemble d'hydrophones protégés à l'intérieur d'une gaine. Durant la campagne *Sudaçores* qui a permis l'acquisition des profils sismiques utilisés pendant la campagne *Oceanograflu*, les canons étaient situés à 13 mètres et 5 m de fond par rapport au bateau et l'intervalle des tirs était de 10 secondes. Les receveurs comprenaient une flute sismique de 6 traces localisée à 7 m de profondeur.

L'imagerie du fond marin permet de corrélérer les anomalies thermiques ou chimiques avec des structures particulières du fond de mer.

**CHAPITRE III. ETUDE DU SEGMENT
OCEANOGRAPHER HAYES -1 (35°N)
EN ATLANTIQUE**

III.1 Problématique et contexte général

Des progrès importants ont été réalisés dans la compréhension des processus hydrothermaux hors axe depuis leur mise en évidence en 1972 (*Lister, 1972*). Un des chantiers le mieux documenté est celui de Juan de Fuca dans l'océan Pacifique où ces processus ont été décrits en détail. L'étude du flanc Est, bien sédimenté et du flanc Ouest, peu sédimenté, a montré le lien entre la présence des sédiments et les valeurs du flux de chaleur : le flanc Est présente des flux de chaleur très élevés localement, au contraire de l'Ouest où les flux sont régionalement faibles (*Lister, 1972*). C'est sur ce flanc Est que la plupart des campagnes se sont déroulées et que les relations entre la géologie et les flux de chaleur ont été mises en évidence. *Davis et al., (1999)* ont montré l'existence d'une corrélation inverse entre le flux de chaleur et l'épaisseur des sédiments. C'est également sur ce flanc Est que des circulations sur de grandes distances (50 km) sont démontrées (*Fisher et al., 2003a*) : des flux de chaleur faibles indiquent une zone de recharge près d'un mont basaltique (*Grizzly Bare*) alors que des flux de chaleur très élevés localisent leur sortie au niveau d'une autre émergence de socle (*Baby Bare*). Associée aux mesures des flux de chaleur, l'étude des fluides interstitiels a permis de quantifier ces processus en suggérant des vitesses de remontée de ces fluides (*Wheat and Mottl, 1994; Elderfield et al., 1999*). Récemment, aucune autre zone n'a été étudiée avec les moyens utilisés à Juan de Fuca : 3 campagnes ODP et IODP (forage de 10 puits jusqu'au socle) ainsi que de nombreuses campagnes à la mer (ex. FlankFlux - 1992, Hydrocell - 1997, ImageFlux - 2000 ou encore RetroFlux - 2002) dont l'objectif principal était la compréhension des systèmes hydrothermaux. Cependant, d'autres études semblent indiquer que les observations à Juan de Fuca ne sont pas généralisables à l'ensemble des domaines océaniques (*Baker et al., 1991; Harris et al., 2004*). D'autres facteurs (densité de monts sous-marins, relief local, *Villinger et al., 2002; Hutnak et al., 2007*) semblent jouer des rôles majeurs dans la mise en place et la persistance de ces systèmes jusqu'à des âges de croûte parfois avancés (> 65 Ma, *Fisher and Von Herzen, 2005* : 103 Ma). De récentes études ont également montré l'absence de circulations hydrothermales sur des zones de croûte océanique jeune (< 25 Ma - *Lucazeau et al., 2006, 2008, 2010*). Ainsi, l'enregistrement des flux de chaleur océaniques à l'échelle globale (scellement de la perméabilité à 65 Ma, *Stein and Stein, 1994*) est parfois en contradiction avec les observations locales.

Ce chapitre présente les résultats de la campagne Oceanograflu dont l'objectif est l'étude des circulations hydrothermales sur un jeune flanc de ride océanique lente (4 à 14 Ma). La campagne Oceanograflu a eu lieu en mai-juin 2013, sur le navire l'Atalante. Elle s'est déroulée

à plusieurs kilomètres de la dorsale Atlantique, au sud des Açores (35°N), entre les zones transformantes Oceanographer et Hayes. Sa localisation éloignée des Açores, limite ses interactions avec le point chaud. L'objectif est d'étudier une zone de flanc de ride différente de la zone bien connue de Juan de Fuca où le flanc est bien sédimenté de par son emplacement géographique proche du continent et où la croûte océanique est accrétée à une vitesse importante (> 80 mm/an). Le segment Oceanographer – Hayes 1 (OH1) est l'un des segments le mieux connu de la dorsale Atlantique. De nombreuses études sur le sujet s'accordent à le présenter comme représentatif de cette dorsale en terme d'épaisseur de croûte, de distribution des lithologies mais également d'évolution de la segmentation (*Detrick et al., 1995; Gràcia et al., 1999; Rabain et al., 2001; Dunn et al., 2005*). Les amplitudes et distributions des reliefs sur les flancs du segment sont similaires aux autres études hors axe de l'Atlantique. Ainsi, les résultats de l'étude pourront être extrapolés à l'ensemble de la ride, excepté les domaines de croûte épaissie tel que l'Islande et les Açores. Plusieurs campagnes (campagnes FARA-sigma 1991, Oceanaut 1995 et SudAçores 1998) permettent un accès à un certain nombre d'outils tels que la bathymétrie multi-beam, des profils sismiques, les mesures d'anomalies de Bouguer et des données magnétiques. Le segment OH1 est une des 4 régions de l'Atlantique où il existe une bathymétrie hors axe étendue jusqu'à des âges supérieurs à 12 Ma. Les mesures de flux ont été effectuées le long de profils de sismique « rapide ». Ces profils sont non publiés et proviennent des acquisitions de la campagne SudAçores 1998. Ils permettent de localiser avec précision les stations par rapport aux structures et variations du plancher océanique, mais également de pointer la base des sédiments afin d'effectuer les corrections sédimentaires et de topographie sur la mesure du flux de chaleur (corrections 2D).

Cette campagne nous a permis d'étudier la thermicité d'une jeune croûte océanique sur les deux flancs de la dorsale ainsi que de déterminer les interactions existantes à l'approche d'une zone de fracture : la fracture Oceanographer située au nord du segment (partie active à l'Est et inactive à l'Ouest). Les effets de la densité des monts sous-marins variant du centre aux extrémités du segment peuvent également être expérimentés. Enfin, cette étude pourra servir d'analogie pour l'étude des processus hydrothermaux en domaine de TOC (Transition Océan-Continent). Dans ces zones particulières formées pendant les stades précoces de formation des océans, les processus d'accrétion semblent comparables à ceux des rides océaniques lentes (*Cannat et al., 2009*). Ainsi, le régime thermique des zones de TOC pourrait être affecté par la présence de systèmes hydrothermaux capables d'évacuer la chaleur.

Afin d'étudier en détail ces processus hydrothermaux et leurs interactions avec les irrégularités du plancher océanique, 178 mesures de flux de chaleur avec le MCHF ainsi que 30 carottages avec des sondes thermiques fixées au carottier Küllenberg ont été effectués (cf. Chapitre II). L'utilisation du carottier a permis d'associer aux mesures du flux de chaleur, l'étude des eaux porales des sédiments qui ont été échantillonnées par la technique des rhyzons© (cf. Chapitre II). Les résultats que nous détaillerons dans ce chapitre indiquent des circulations très efficaces dans la zone. Néanmoins, cette caractéristique empêche de tracer les chemins préférentiels de circulation des fluides et de distinguer des zones de recharge et de décharge tels que cela a été fait antérieurement sur les zones de Juan de Fuca ou Cocos plate (*Fisher et al., 2003a; Wheat and Fisher, 2008*).

La première partie du chapitre se présente sous la forme d'un article « *Heat flow, morphology, pore fluids and hydrothermal circulations in a typical mid-Atlantic ridge flank near Oceanographer Fracture Zone* » soumis à EPSL le 02 juin 2017. La version présentée dans le chapitre prend en compte les suggestions des reviewers. L'article présente les données de flux de chaleur, de géochimie des eaux interstitielles et de sismique réflexion sur les deux flancs de la ride du segment OH1. Ces données sont interprétées en termes de nature des processus hydrothermaux et comparés à d'autres sites où des travaux similaires ont été effectués : la ride de Juan de Fuca flanc Est - Ouest et Cocos Plate dans l'océan Pacifique ainsi que le site de North Pond le long de la ride Mid-Atlantique.

La deuxième partie du chapitre présente les points non discutés dans l'article. Nous utiliserons le « *well mixed aquifer model* » afin de quantifier les volumes de fluides nécessaires pour observer les anomalies de flux de chaleur mesurées sur le segment. Nous nous intéresserons ensuite plus en détail aux profils de température non linéaires.

III.2 Publication

Heat-flow, morphology, pore fluids and hydrothermal circulations in a typical mid-Atlantic ridge flank near Oceanographer Fracture Zone

V. Le Gal^{b,d}, F. Lucazeau^a, M. Cannat^a, J. Poort^b, C. Monnin^c, A. Battani^d,
F. Fontaine^a, B. Goutorbe^e, F. Rolandone^b, C. Poitou^a, M-M. Blanc-Valleron^f,
A. Piedade^g, A. Hipólito^h

^a*Institut de Physique du Globe de Paris/Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 7154, 1 rue Jussieu, 75238, Paris cedex 05, France*

^b*iSTeP, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252, Paris cedex 05, France*

^c*Geosciences Environnement Toulouse, 14 Avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France*

^d*Geosciences, IFP Energies nouvelles, 1-4 avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France*

^e*Universidade Federal Fluminens, Niterói, Brazil*

^f*Museum National d'Histoire Naturelle, CP 48, 57 rue Cuvier, 75231 Paris cedex 05, France*

^g*School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University, Main Building, Park Place, CF10 3AT Cardiff, United Kingdom*

^h*Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, Rua da Mãe de Deus, 9501-801 Ponta Delgada, Portugal*

Abstract

Hydrothermal circulation affects heat and mass transfers in the uppermost oceanic basement. These processes occur on ridge flanks, where the role of the sediment blanket and seamounts has been recognized in several areas of the Pacific Ocean by heat flow measurements and pore waters analysis. However, as the morphology of Atlantic and Indian ridge flanks is generally rougher than in the Pacific, hydrothermal processes in slow or ultra-slow accretion oceanic domains could also be different. Therefore, we carried out a survey on two regions on the eastern and western flanks of the Mid-Atlantic Ridge between Oceanographer and Hayes Fracture Zones. Two hundred and eight new heat flow measurements were obtained along six seismic profiles, on 5 to 14 Ma old seafloor. Thirty heat flow measurements were made with collection of piston cores (Küllenberg) from which pore waters have been extracted. Most heat flow values are lower than those predicted by purely conductive cooling models, with some local variations and exceptions: heat flow values on the eastern flank of the study area are more variable than on the western flank, where they tend to increase westward as the sedimentary cover in the basins becomes thicker and more continuous. Heat flow is also higher, on average, on the northern sides of both the western and eastern field regions and include values close to conductive predictions near the Oceanographer Fracture Zone. Pore fluids collected from sediment cores across the study area have a chemical composition similar to that of bottom

seawater. Heat flow values and pore fluid compositions are consistent with fluid circulation in volcanic rocks below the sediment. Close seamounts and short pathways explain that fluids flowing in the basaltic aquifer below the sediment have remained cool and relatively unaltered. Finally, we suggest to describe relief at small-scale with the variogram of bathymetry. It can be used as a proxy for the magnitude and efficiency of hydrothermal processes and compared for different regions having more or less efficient flows.

Keywords: Heat flow, Pore water, Oceanographer Fracture Zone, hydrothermal circulation, Mid-Atlantic Ridge flank, morphology

1. Introduction

Oceanic heat flow is commonly affected by perturbations attributed to hydrothermal circulation ([Lister, 1972](#)). Although near-axis processes have more spectacular manifestations (black or white smokers), ridge-flanks hydrothermal circulation also contributes to significant advective heat loss ([Stein and Stein, 1992, 1994](#)) and chemical fluxes ([Fisher and Wheat, 2010](#)) to the oceans. Because hydrothermal circulation affects mainly the uppermost part of the lithosphere, it has little effect on its subsidence. Therefore, conductive models (*e.g.* [Sclater and Francheteau, 1970](#); [Davis and Lister, 1974](#)) are often used to define a theoretical heat flow value for a specific age of the sea-floor: [Stein and Stein \(1992\)](#) have shown, for instance, that heat flow measurements are statistically lower than theoretical values for ages younger than 60 Ma.

Low seafloor heat flow on young ridge flanks is commonly interpreted as a consequence of shallow hydrothermal circulation in the upper basaltic basement, which is much more permeable than the sediments. This process has been understood from observations of regional studies (*e.g.* [Davis et al., 1989](#); [Davis and Villinger, 1992](#); [Davis et al., 1997](#); [Fisher et al., 2003](#); [Wheat et al., 2004](#)): in the eastern Juan de Fuca area where oceanic basement is covered by a thick sediment blanket (~ 400 m), fluids can recharge or discharge at sea-mounts, and they can flow in the uppermost basalts over distance of several tens of kilometres ([Fisher et al., 2003a](#)). Surface heat flow is perturbed significantly near recharge and discharge areas, but is more or less close to the theoretical value at some distance from the sea-mounts: a simple well-mixed aquifer model ([Langseth and Herman, 1981](#)) gives estimates of this distance as a function of fluid velocity and aquifer thickness. On the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, this critical distance varies from 2-5 km in the Second Ridge area (3.5 M.y. seafloor) to about 20 km in the Hydrothermal Transition area (1.1-1.3 M.y. seafloor) ([Hutnak et al., 2006](#)). In

other locations where sediment is thinner and less continuous, cold fluids mining surface heat flow might dominate because they have not had time to equilibrate with the host rock (*Fisher et al., 2003b; Hutnak et al., 2008*). Indeed, the statistical differences observed with conductive values for age less than 60 Ma (*Stein and Stein, 1992*) suggest that most of oceanic heat flow data gathered in the global database are affected by more important cooling from hydrothermal circulation than in the Second Ridge area of the eastern Juan de Fuca Ridge flank.

Heat flow in the mid-Atlantic (*Langseth et al., 1966*) or Indian (e.g. Crozet and Madagascar basin, (*Anderson et al., 1979*) ridge flanks is statistically lower for the same age than heat flow in the Pacific. An exception was observed by *Lucazeau et al., (2006)* near the Lucky-Strike segment of the Mid-Atlantic-Ridge (MAR), where the sediment thickness is relatively continuous and the heat flow reaches conductive values in the same way as in the Hydrothermal Transition of the eastern Juan de Fuca Ridge flank. Where the morphology is rougher and the sedimentation in basins less continuous as in most of the Atlantic or Indian oceans, hydrothermal cooling appears much more important. For instance, data in the Atlantic site known as “North Pond” (*Langseth et al., 1992; Schmidt-Schierhorn et al., 2012*) shows that surface heat flow is uniformly low compared to the conductive values, which attests of a large scale depletion of heat, but increases from east to west (~ 4 km from one flank of the pond to the other one).

Hydrothermal circulation also modifies the composition of fluids and rocks, through alteration or diagenetic processes. These changes in fluid composition can be detected by measuring the chemical concentration gradients in the sedimentary column. A typical reaction results from the alteration of basaltic glass into palagonite, smectite and then carbonate (*Staudigel et al., 1981*). Magnesium is removed from basalt and replaced by calcium extracted from seawater, which is conversely enriched in magnesium (*Seyfried and Mottl, 1982*). Therefore, fluids flowing within the basement can be progressively modified compared to seawater if reactions are rapid and/or residence time is sufficiently long, resulting in a gradient of concentration between bottom seawater and the basaltic aquifer. The amount of calcium and magnesium exchanged during these reactions depends on temperature and time, and *Fisher and Wheat (2010)* show that large flow rates and short residence times would result in smaller composition changes of the fluids. Near discharge areas, upward fluid flow in sediments may be detected, because this flow disturbs the linearity of otherwise diffusive Ca^{2+} and Mg^{2+} concentration gradients in the uppermost meters. Therefore, pore fluid geochemistry is a useful and complementary tool in oceanic heat flow measurements in order to understand hydrothermal systems.

This study presents new results of a marine survey on the flanks of the Mid-Atlantic ridge (MAR). This is the first systematic approach on a slow spreading ridge area with such a large number of heat flow data (208 measurements). The goal was to combine heat flow and pore fluid measurements that could compare, in term of scale and size, to the Juan de Fuca area but with a typical morphology of the Atlantic.

2. Geological Context

The survey was carried out in the northern part of the Oceanographer-Hayes segment (OH1), where a previous geophysical study (SudAçores) was already available (*Cannat et al., 1999; Rabain et al., 2001*). The study area is adjacent to the first segment of the MAR south of the Oceanographer Fracture Zone (OFZ), a major right-lateral offset at approximately 35°N and 35-36°W, about 500 km of the Azores islands (Figure 1). The MAR south of the OFZ is divided into four second-order segments OH1 to OH4 (*Detrick et al., 1995*), which are separated by broad left-lateral non transform offsets. The present study focuses on 5 to 14 Ma crust ages in the OH1 area. A pronounced mantle Bouguer gravity low is associated with the central part of OH1, attesting of a thicker crust (8-8.5 km) compared to the end (3.5-5.0 km) of the segment (*Rabain et al., 2001; Dunn et al., 2005*). Oceanic accretion is accommodated by magmatism in the central part and by tectonic processes at the segment ends. The SudAçores survey acquired multibeam bathymetry, gravity and magnetic data that defines the structural evolution of OH1 (*Rabain et al., 2001*). A prominent seamount chain elongates on both flanks in the spreading direction (N102°), from the present axis to age of ~6 Ma. This chain is interpreted as a consequence of the focussed magmatism, which also contributed to the acceleration of a southward propagation of this segment (*Rabain et al., 2001*). In the domain where this chain of seamounts is observed, there was not enough sediment to measure surface heat flow, but the morphology resulting from the enhanced volcanic activity should significantly contribute to the hydrothermal system. Sediment deposits are mainly detrital carbonates with foraminifers nanofossils (*Bougault and Cande, 1985*) and the thickness in the field area of the present study based on the SudAçores seismic profiles is 0 to 300 meters.

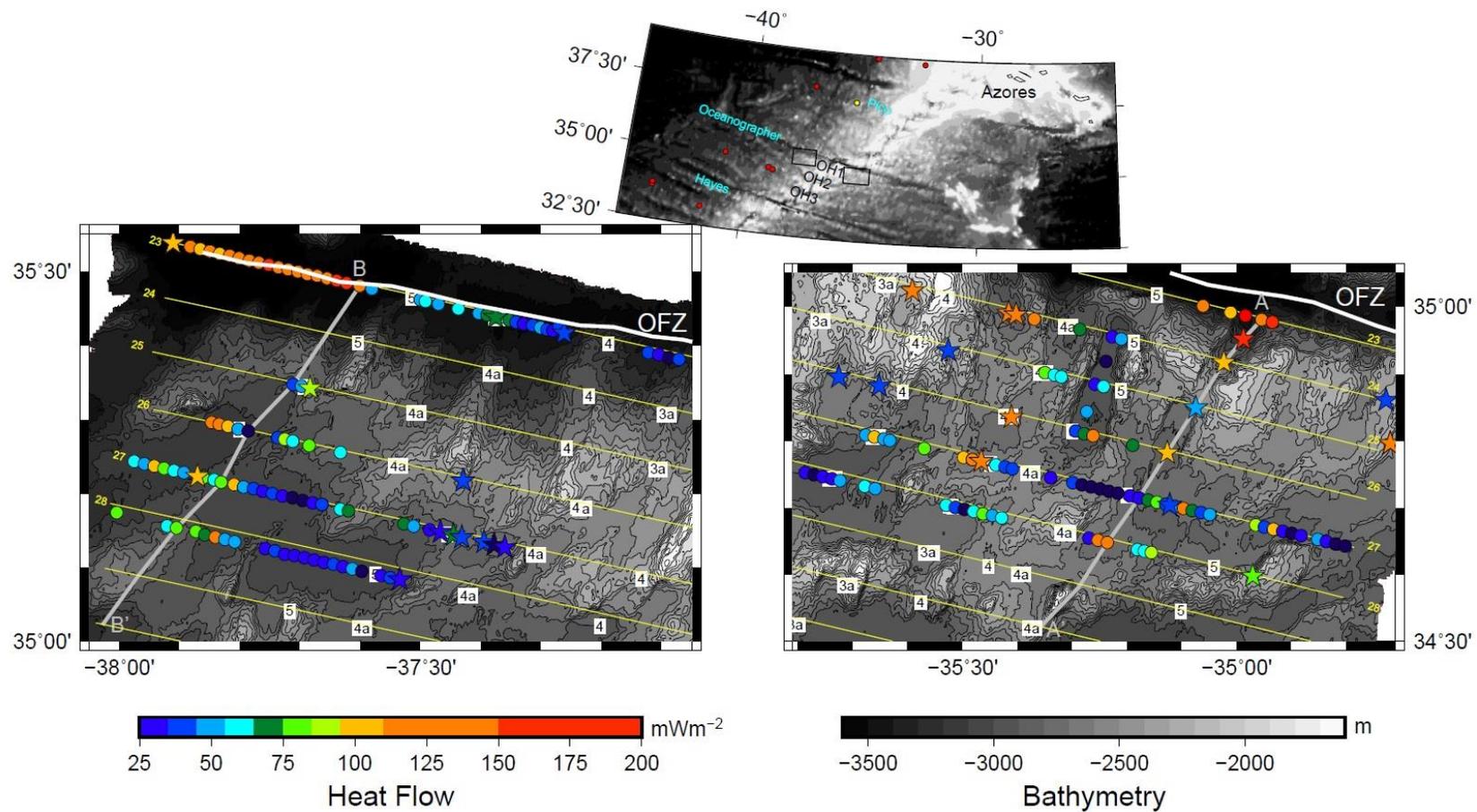


Figure 1: Location of the two surveyed area during the Oceanograflu cruise: the left and right panels correspond to the western and eastern areas respectively. Heat flow values are reported as circles for multi penetration probes and stars for measurements associated with Küllenberg cores; colours refer to the heat flow scale. The white line represents the morphological trace of OFZ and the yellow lines represent seismic profiles. Isochrons identified during the SudAçores survey (Rabain et al., 2001) are represented by white box with numbers: anomaly 3 \approx 4.18 Ma, anomaly 3a \approx 5.89 Ma anomaly 4 \approx 7.43 Ma, anomaly 4a \approx 8.69 Ma and anomaly 5 \approx 9.74 Ma. Profiles AA' and BB' are shown in supplementary material. Inset shows the location Azores islands, holes from DSDP 82 (red circles) and DSDP 94 (yellow circle), and the three major fracture zones: Pico, Oceanographer and Hayes. Background corresponds to multibeam bathymetry (Gtopo30 for the inset)

3. Methodology

The Oceanograflu survey was carried out in May-June 2013 on R/V “l’Atalante”. It was entirely devoted to the study of heat and fluid transfer on both ridge flanks south of the OFZ, and combined heat flow measurements and pore fluids geochemistry. All measurements from this study were acquired along seismic and CHIRP profiles from the SudAçores geophysical survey ([Cannat et al., 1999](#)).

3.1. Heat flow

Oceanic heat flow, which represents the conductive heat loss rate per unit surface area of the Earth, can be determined as the product of the vertical temperature gradient and thermal conductivity. On ridge flanks, seafloor heat flow can be significantly perturbed by the redistribution of heat by fluid circulation. This allows heat flow data to be used to constrain the geometry and magnitude of perturbations caused by hydrothermal circulation in underlying rocks. Two measurement techniques were used during Oceanograflu: conventional multi-penetration measurements and Küllenberg (piston) cores equipped with NKE® autonomous thermal probes mounted on outriggers. Both techniques give a temperature resolution of less than 5/1000 K. The multi-penetration instrument is derived from the Von Herzen’s outrigger instrument ([Von Herzen et al., 1989](#)): it includes a five meter long barrel equipped with seven outrigger thermistors, and a 1.5 ton weight ensuring penetration into soft sediment. Data acquisition is real-time controlled by an acoustic system of communication, and the acquisition sequence is also recorded on a compact-flash card in the instrument. The acquisition sequence includes a record of (i) the temperature decrease after a peak caused by frictional heating when the instrument penetrates into the sediment and (ii) the temperature increase caused by a continuous and controlled heating of the thermistors. The first part of the sequence allows extrapolation of the equilibrium temperature, while the second part is used to determine in-situ thermal conductivity. Using this system, a series of several heat flow measurements can be done without pulling up the instrument on the deck, saving a lot of time to increase spatial resolution of the measurements: a typical “station” ranges from 24 to 48 hours, and represents 15 to 30 heat flow measurements. 178 multi-penetration heat flow measurements obtained during 12 stations and 30 other measurements from Küllenberg cores were obtained (table 2 in Supplementary Material provides the location and characteristics for all measurements). All of them have been corrected for tilt, sedimentation, topography and heat refraction at the basement-sediment interface.

The two types of instruments provide consistent results for duplicate measurements (e.g. OCNG2-1 vs KT1 or OCNG2-10 vs KT2) or trends observed along a profile where the two types exist. In situ thermal conductivities are statistically 5 percent higher than laboratory measurements (0.96 and 0.90 W/m/K respectively). More information on the methods and corrections can be found in the Supplementary Material.

3.2. Pore water geochemistry

Thirty cores stations were collected during the Oceanograflu survey, returning 0.8 to to 4.80 m of sediment. All cores were cut into 1.5 meter long sections and sent to a cold laboratory (8°C) for fluid extraction. Sampling was performed every 10 cm in the upper first meter (in order to detect curvature of concentration gradients), and then every 40 cm below 1 m. A standard procedure (*Seeberg-Elverfeldt et al., 2005*) was applied to extract pore waters with rhyzons©. Pore waters have been analyzed for fourteen cores and for all major and minor elements (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Sr²⁺, Mn²⁺, Li⁺, Ba²⁺, B(OH)₃). More details on the procedure and analytical techniques can be found in the Supplementary Material.

4. Results

4.1. Heat flow measurements

The distribution and average values of heat flow on the western and eastern flanks, respectively 65.9 ± 38.3 mWm⁻² and 67.7 ± 44.0 mWm⁻², do not show important statistical differences (see histogram of values in supplementary material). This represents 40 percent of the conductive value, in agreement with global analysis (e.g. *Stein and Stein, 1992*). However, the magnitude of heat flow (HF) or corrected heat flow (CTHF) and its analytical error (σ_{HF}) vary significantly from place to place.

We divide the measurements into two main categories characterized by: (i) a limited penetration of the instrument, a nonlinear thermal gradient and usually low heat flow values and (ii) a full penetration, a more linear gradient and higher heat flow. Why penetration was difficult and temperature gradient at some locations is not as linear as for other measurements is not clear without further investigations: when we had cores, structure and composition was not that significantly different, and the sub-bottom profiler did not show any special reflection that could attest of a harder bottom.

The distribution of heat flow in map view (Figure 1) shows some noticeable characteristics: (i) values on the eastern flank of the ridge are more erratic than values on the western flank and on

the vicinity of OFZ, (ii) heat flow increases significantly with age of the sea-floor on the western flank and (iii) an abrupt transition of heat flow values toward high values is observed in the northwestern part of the study. The distribution of temperature gradients and heat flow along profiles shows further characteristics. Profile 23W, located in the northwestern part of the study, shows an abrupt transition (over 2 km, Figure 2) between low heat flow values on the eastern part of the profile and near conductive values on the older western part of the profile. A similar thermal transition was observed previously on the Cocos plate (*Fisher et al., 2003b*) and attributed to the presence of a shallow hydrothermal circulation (*Hutnak et al., 2007*). The transition occurs at a distance of about 5 km from a seamount, but the closest measurement (OCNG3-4) on its western side remains as low as measurements on its eastern side (Figure 2). An other characteristic of this profile is the occurrence of a buried basement high above which heat flow measurement OCNG2-10 and Küllenberg core KT2 have been done: heat flow is a bit higher ($\sim 70 \text{ mWm}^{-2}$) but not as much as above basement highs on 3.5 Ma old seafloor on the east flank of Juan de Fuca Ridge (*Davis et al., 1997; Hutnak et al., 2006*). The temperature vs depth profiles also tends to be much more linear in the west where heat flow is higher. On the eastern ridge flank along the same seismic profile (23E), the basement morphology is more rugose and sediment is thinner and patchier, with several basement highs and only few and narrow basins (Figure 3), allowing only five measurements. However, all of them have high values around the predicted conductive heat flow average, and display linear gradients.

In the central part of the OH1 segment, the thermal regime is apparently more affected by hydrothermal circulations. On the western ridge flank (Figures 1 and 4), although heat flow progressively increases westward as the size of basins increases, we do not observe a clear zone of conductive heat flow as near the OFZ. On the eastern ridge flank (Figures 1 and 5), there are more basement outcrops and sediment cover is less continuous. The surface of the sediment is also more chaotic and affected by small post-deposition displacements. In this region, heat flow is systematically low, temperature vs. depth profiles are not linear and the instruments rarely penetrated completely into the sediment (Figure 5). The lowest heat flow values of this profile (OCNG 8-12 to 8-17) were measured in a perched basin, but it is generally difficult to define a clear organization of values. This chaotic pattern is also observed on other profiles in the eastern ridge flank (profiles 25E, 26E, 28E, provided in the Supplementary Material).

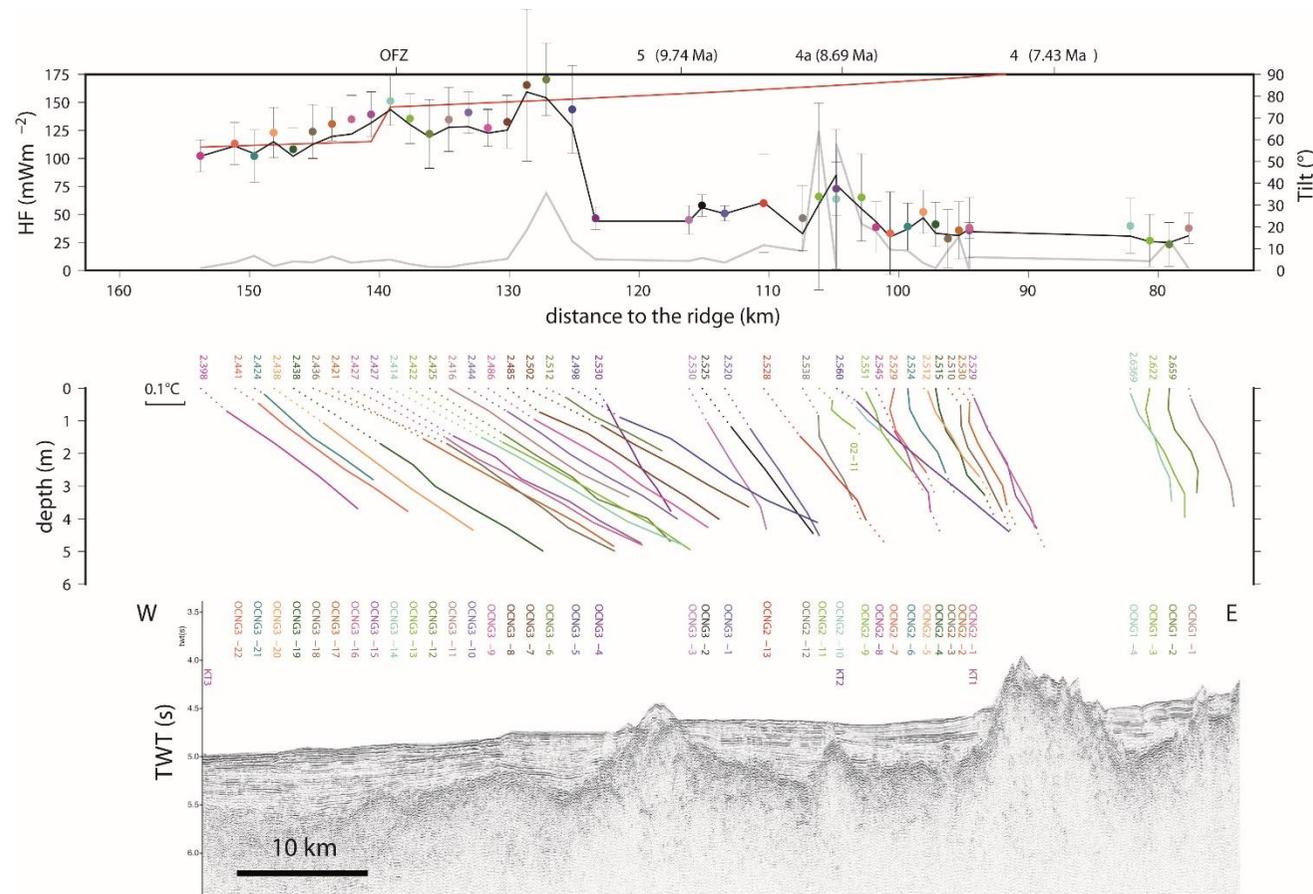


Figure 2: Heat flow measurements along seismic profile 23W. Upper panel shows heat flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw heat flow values, while dots represent heat flow corrected for sedimentation, topography and heat refraction, with the associated error (3σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat flow based on Stein and Stein (1992) model (note the step on the western part). Top of the panel shows isochrons and OFZ locations. Bottom of the panel is the distance to the ridge axis. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (multi penetration or core) above. The vertical scale is Two Way Travel time (s).

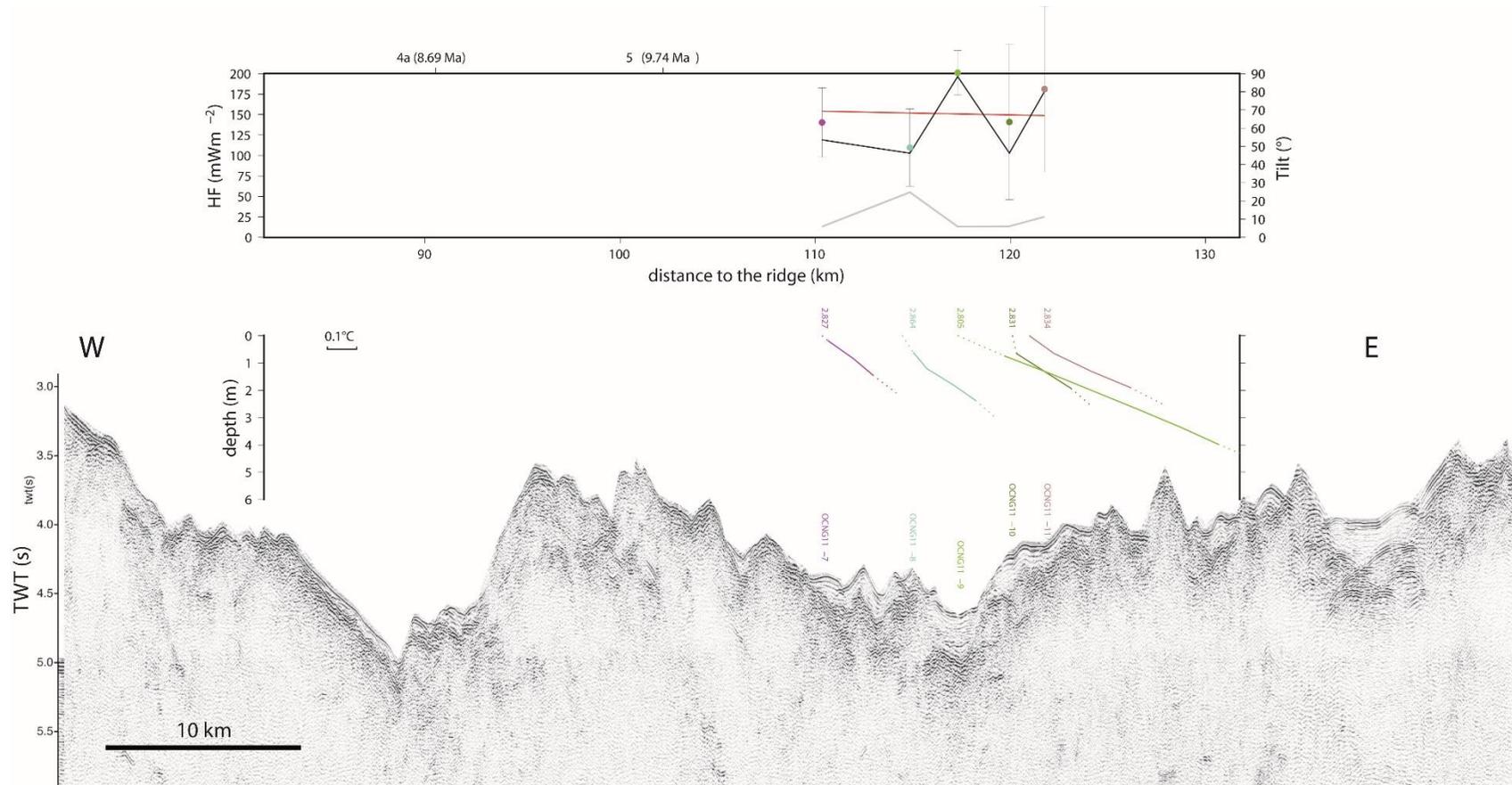


Figure 3: Heat flow measurements along seismic profile 23E. Upper panel shows heat flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw heat flow values, while dots represent heat flow corrected for sedimentation, topography and heat refraction, with the associated error (3σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat flow based on Stein and Stein (1992) model. Top of the panel shows isochrons locations. Bottom of the panel is the distance to the ridge axis. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (multi penetration or core) above. The vertical scale is Two Way Travel time (s).

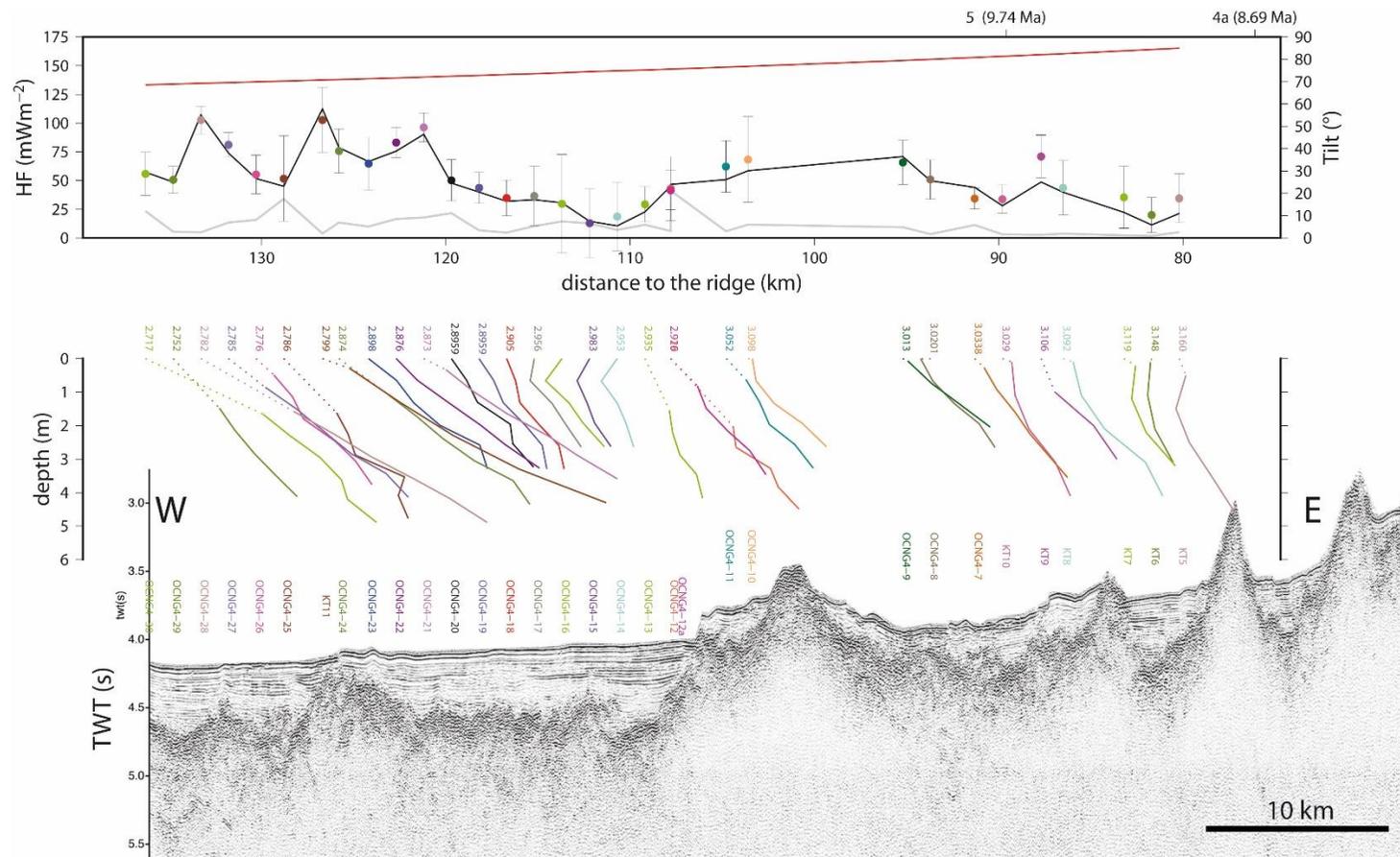


Figure 4: Heat flow measurements along seismic profile 27W. Upper panel shows heat flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw heat flow values, while dots represent heat flow corrected for sedimentation, topography and heat refraction, with the associated error (3σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat flow based on Stein and Stein (1992) model. Top of the panel shows isochrons locations. Bottom of the panel is the distance to the ridge axis. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (multi penetration or core) above. The vertical scale is Two Way Travel time (s).

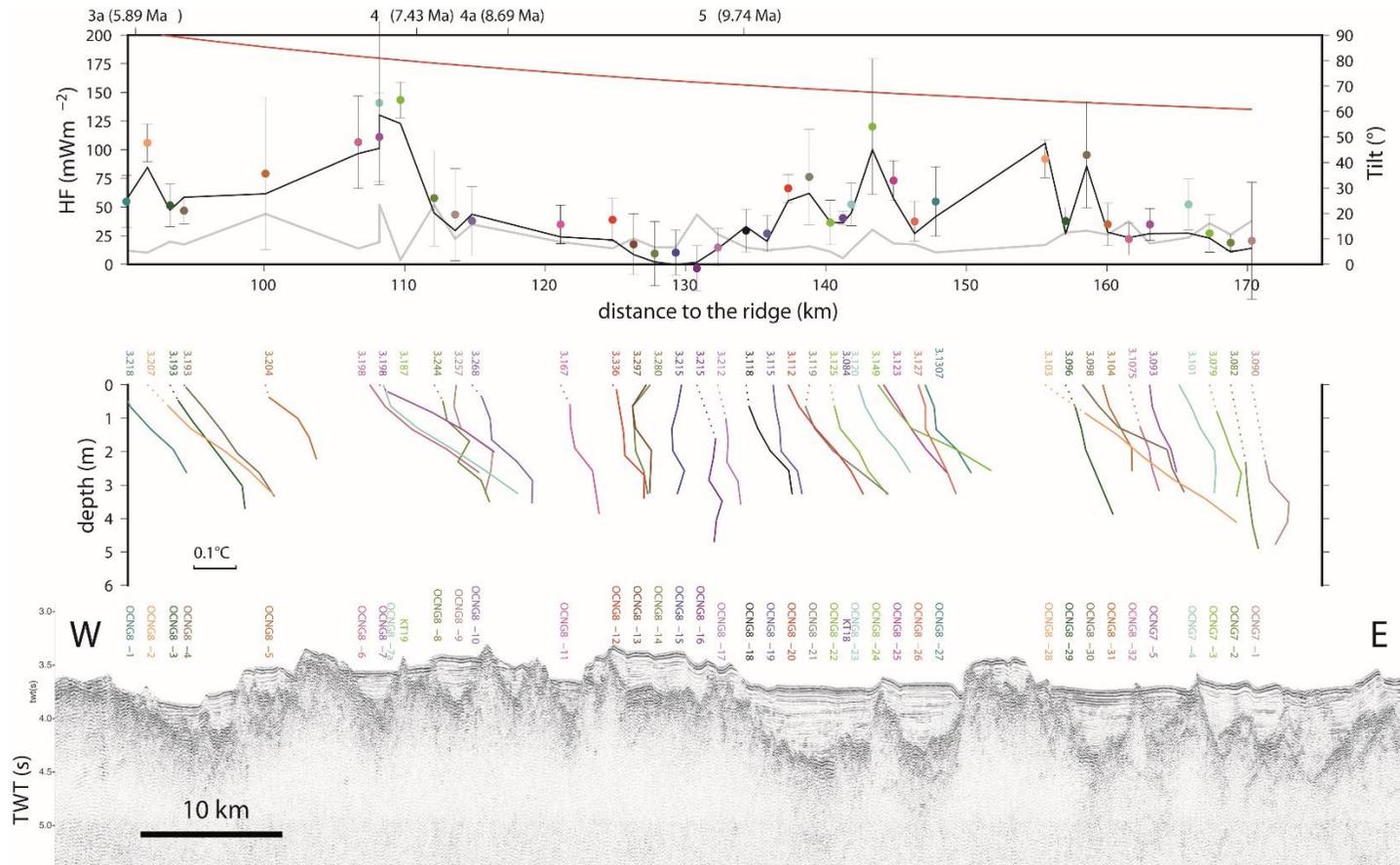


Figure 5: Heat flow measurements along seismic profile 27E. Upper panel shows heat flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw heat flow values, while dots represent heat flow corrected for sedimentation, topography and heat refraction, with the associated error (3σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat flow based on Stein and Stein (1992) model. Top of the panel shows isochrons locations. Bottom of the panel is the distance to the ridge axis. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (multi penetration or core) above. The vertical scale is Two Way Travel time (s).

4.2. Pore water geochemistry

The abundance of major cations and anions (Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}) and minor ions (Sr^{2+} , $\text{B}(\text{OH})_3$, Ba^+ , Mn^{2+} , Li^+) has been systematically determined in pore waters. All concentrations are close to seawater values (*Millero et al., 2006*), with the exception of small variations for manganese. For example, calcium concentrations range from 10 to 11.5 mmol/kg (seawater 10.3 mmol/kg), magnesium from 53 to 57 mmol/kg (seawater 53 mmol/kg), chloride from 550 to 580 mmol/kg (seawater 546 mmol/kg) and sulfates from 27 to 29.5 mmol/kg (seawater 28 mmol/kg). Manganese concentration reaches a maximum of 60 $\mu\text{mol/kg}$ in 8 cores whereas seawater concentration is basically 0. This non zero concentration is probably caused by early diagenetic reactions during oxidation of organic matter (*Berner, 1971*). More details on the geochemical results can be found in the Supplementary Material. In this paper, we focus our discussion on the calcium and magnesium concentrations, because they are typical tracers of fluid interactions with the basaltic upper crust.

4.3. Basement morphology

Previous studies have shown the important role of basement morphology in the development of hydrothermal systems, especially the density of seamounts and the distance between them. In the present study, heat flow is obviously influenced by basement morphology, but it is difficult to relate the observed heat flow patterns to a simple hydrothermal system where fluids enter at one identified seamount and discharge at another (*Langseth and Herman, 1981; Hutnak et al., 2006*). This may be because multiple outcrops help to guide recharge and discharge, including outcrops that are oriented out of the plane of individual seismic profiles. Flow may also be guided, at least in part, by ridge-parallel faults and fractures. Without seismic lines in other directions, seafloor morphology can be used to characterize the ridge flank roughness. Variograms of the topography, which represents the statistical elevation difference between two points as a function of their distance, provide a simple way to characterize relief at various spatial scales and for various directions (*Mathéron and Krumbein, 1970*). Variograms are generally characterized by three important parameters (Figure 6 and *Roko et al., 1997*), (i) the *nugget* which characterizes here the local relief, (ii) the *sill* which represents the limit when relief stabilizes and (iii) the *lag* which is the correlation length (or distance to the sill). Variograms are calculated for the western and eastern flanks area of OH1 (Figure 6): lag is smaller for the eastern flank, but sills are similar (400 m). Relief in the spreading direction is

also less than relief along a direction perpendicular to spreading (Figure 6), about 2 and 1.5 times more on the western and eastern flank respectively.

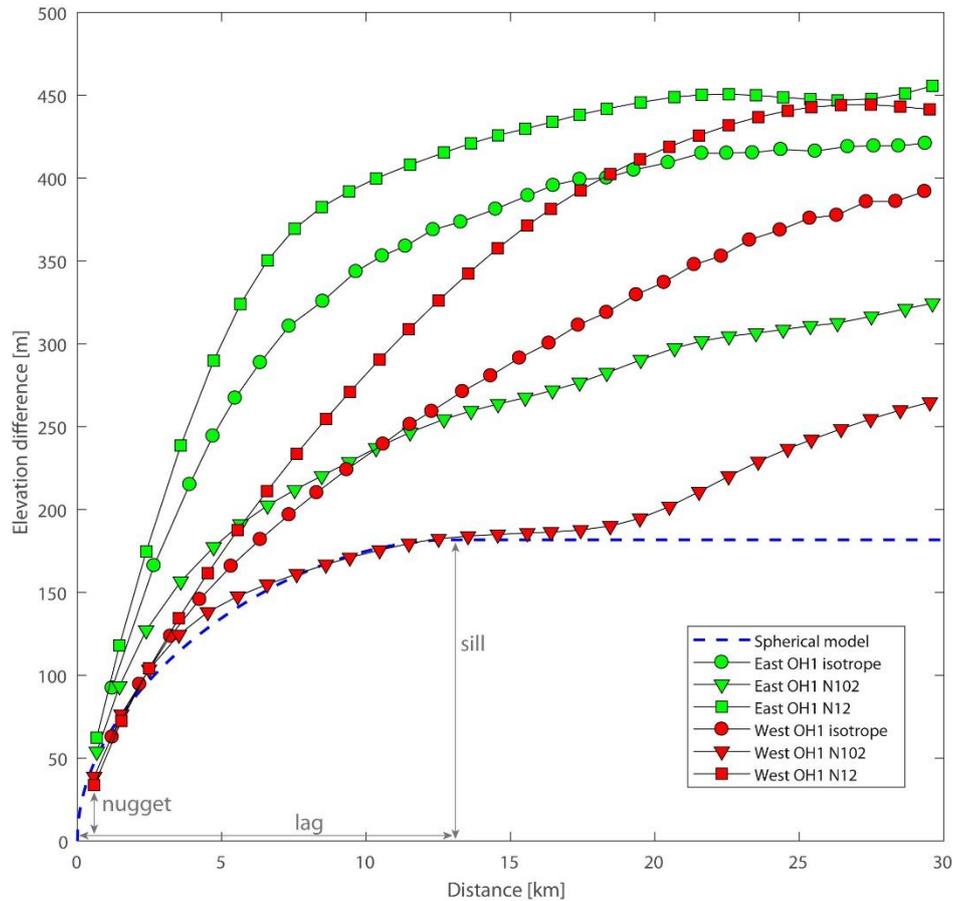


Figure 6: Variograms of bathymetry in the study area. Variograms are calculated in different ways in order to outline the variation of relief with directions, on both flanks of the ridge: two directions are used (N102 and N12 along and perpendicular to the direction of accretion) as well as non directional (isotropic) variogram. An example of a theoretical fit by a spherical variogram is shown for the case West OH1 N102: only the first part of the experimental variogram is used to determine the nugget effect, sill and lag values.

5. Discussion

Most heat flow measurements on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge in the OH1 segment are low (Figures 2-5) compared to the predicted values from conductive cooling models (e.g. [Stein and Stein, 1992](#)). Some measurements approach these conductive values, mostly in the western and northern part of the study. In addition, several of the measured temperature versus depth profiles are not linear, showing curvatures or sigmoid shapes. Finally, all pore fluid analyses record essentially the same composition as seawater.

5.1. Conductive versus low heat flow in the OH1 segment of the Mid-Atlantic Ridge

Almost all near conductive values are observed along profile 23 (Figures 2-3). It is therefore interesting to question why these values are located here, especially as they are observed on both flanks where the morphology is quite different. Profile 23 is the closest to the OFZ (Figure 1). On the eastern ridge flank, heat flow measurements are located in front of the North segment ridge. However, average heat flow ($155 \pm 33 \text{ mWm}^{-2}$) corresponds to the conductive values expected for this 11 Ma-old crust (154 mWm^{-2} according to *Stein and Stein, 1992*). On the western ridge flank, profile 23 follows and then crosses over the trace of OFZ at its western end: the age of the sea-floor in the North segment is older ($\approx 20 \text{ Ma}$) than the age documented in OH1 (11 Ma, *Rabain et al., 2001*). Heat flow values decrease accordingly to $110 \pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ in the North segment, in agreement also with conductive values predicted for 20 Ma age of the seafloor (*Stein and Stein, 1992*). In addition to the observations of conductive values along profile 23, the transition from low heat flow at 125 km (Figure 2) is remarkably abrupt: if fluid flowed horizontally below the sediment to the west in the direction of the profile, the well-mixed aquifer model (*Langseth and Herman, 1981*) would predict a more progressive transition for similar conditions. Instead, this pattern looks very similar to those on the Cocos Plate at the thermal transitions between warmer and cooler parts (*Fisher et al., 2003b; Hutnak et al., 2007*). Low heat flow is maintained to the east on profile 23, where many basement outcrops exist, some of which could be sites of hydrothermal discharge.

The heat flow trend along profile 27W (Figure 4) does not reach conductive cooling values, but is similar to that of profile 23W: heat flow values are low on the eastern part of the profile, closer to the ridge, and higher in the west, where the sedimentary basins become more continuous. Temperature versus depth profiles also tend to be more linear in the western part of profile 27W. In profile 27E (Figure 5), heat flow is low or very low, and does not increase with seafloor age as observed in profile 27W. The lowest values are observed where the surface of sediment is more chaotic, as for instance in a perched basin (OCNG8-12 to OCNG8-17). The surface of sediment is much more perturbed on this eastern flank than on the western flank of profile 27, including apparent folding or faulting of sediments (Figure 5). The origin of this deformation is not known, but perhaps it has led to more exposed basement rock, providing additional channels for fluids to enter and exit the volcanic crust.

Statistical analysis for each profile (table 1) clearly shows that heat flow decreases from North (profile 23) to south (profile 28), but conversely does not show difference between the west and east flanks values.

Table 1: Heat Flow and relief statistics for several off-axis areas. Heat Flow: avg. is arithmetic mean, σ standard deviation and q/q_0 fraction of the conductive value. Variogram: nug. is nugget effect (i.e. local relief). All variogram parameters were calculated with a spherical model. Resolution of topography is 30 seconds of arc (≈ 1 km) except for seismic profiles (L23, L24...) for which a resolution of 500 m was used. For OH1, isotropic (isotr.) and directional (N12 and N102) are compared. For Juan de Fuca, Coco plate and North Pond, only isotropic variograms were used.

Area			Heat Flow					seabottom variogram			basement variogram		
			N	avg.	σ	median	q/q_0	nug. (m)	lag (km)	sill (m)	nug. (m)	lag (km)	sill (m)
OH1	West	isotr.	111	66	38	52	0.41	60	30	390			
		N102						40	13	180			
		N12						40	27	445			
		L23	42	84	46	66	0.53	10	12	90	30	12	239
		L24						14	6	169	24	7	225
		L25	3	62	18	55	0.40	15	6	102	25	7	110
		L26	11	71	34	59	0.45	15	9	107	35	7	187
		L27	32	53	23	51	0.36	12	12	113	28	11	219
		L28	23	53	28	47	0.36	10	11	115	36	8	207
OH1	East	isotr.	97	67	46	55	0.39	75	24	418			
		N102						55	15	265			
		N12						60	20	445			
		L23	5	155	33	141	1.02	33	10	200	45	10	274
		L24	10	94	41	110	0.56	33	11	339	47	11	394
		L25	9	74	41	61	0.47	24	6	161	50	5	253
		L26	8	73	31	67	0.44	20	9	126	45	7	253
		L27	40	54	36	42	0.33	15	10	103	41	6	202
		L28	22	52	36	54	0.29	13	12	187	49	12	332
Juan de Fuca	HT-FR	474	268	126	261	0.54	20	15	71				
	SR	590	334	346	231	1.19	11	4	21				
	West	53	161	313	104	0.33	57	28	353				
Coco plate	cool	217	68	135	32	0.60	28	15	122				
	warm	111	97	39	105	0.84	11	20	74				
North Pond		146	60	58	41	0.32	80	13	331				

5.2. Conductive versus low heat flow in typical ridge flank areas

The effects of hydrothermal circulation on the surface heat flow have been identified by (Lister, 1970, 1972) in the Juan de Fuca area. Several high resolution studies were subsequently completed on the eastern flank of the Juan de Fuca ridge (Davis et al., 1989, 1992; Hutnak et al., 2006) and additional studies have been completed on the flanks of the East Pacific Rise and Cocos-Nazca Ridge (Villinger et al., 2002; Fisher et al., 2003b; Hutnak and Fisher, 2007; Fisher and Wheat, 2010). Heat flow as a function of age is shown in figure 7 for these previous

studies and for the present work, and compared to a conductive cooling model (*Stein and Stein, 1992*). The eastern Juan de Fuca and the Dorado seamount (Cocos plate) areas show a wide distribution of heat flow values that range from well above to well below the prediction of the conductive model (figure 7). In these areas, high and low heat flow values can be related to local convection where there is basement relief below flat sediments, and the discharge and recharge parts of hydrothermal systems, in which seawater is channelized in the uppermost basaltic crust across a network of seamounts (*Davis et al., 1989; Fisher et al., 2003a; Hutnak et al., 2006, 2008*). *Fisher et al. (2003a)* have shown that these fluids can flow over distance as large as 50 km. In the Cocos area, high heat flow values are measured near the Dorado seamount (Figure 7), considered a discharge zone for fluids, but most of measurements are low, and the average heat flow is 40 percent of the conductive value (*Fisher et al., 2003b; Hutnak et al., 2008*). The distance over which recharging fluids circulate to Dorado seamount is at least 20 kilometers (*Wheat and Fisher, 2008*). *Fisher and Wheat (2010)* consider that the eastern Juan de Fuca and the Cocos ridge regions represent two distinct end-members of hydrothermal circulation on ridge flanks, (i) one with slow rates and long residence times, on 3.5-3.6 M.y. old seafloor on the eastern flank of Juan de Fuca Ridge, and (ii) one with high flow rates and short residence times in the Cocos ridge area. *Lister (1972)* explained the low heat flow values in western Juan de Fuca by the lack or thin cover of sediment. In the OH1 segment, the thickness of sediments in the off-axis basins (several hundreds of meters) is similar to that at the eastern Juan de Fuca and Cocos ridge area, but the morphology of these basins differs significantly: rather than isolated seamounts, basement highs form ridges that mostly trend parallel to the ridge leading to many areas of volcanic rock exposure and the possibility for large fluid flow in many directions. Heat flow pattern in OH1 is rather similar to the North Pond area in the central Atlantic, where values are systematically low and show a similar spatial increase (to the west for North Pond, to the north or the west for OH1). The distribution of heat flow values is also very similar for North Pond and OH1 (Figure 7).

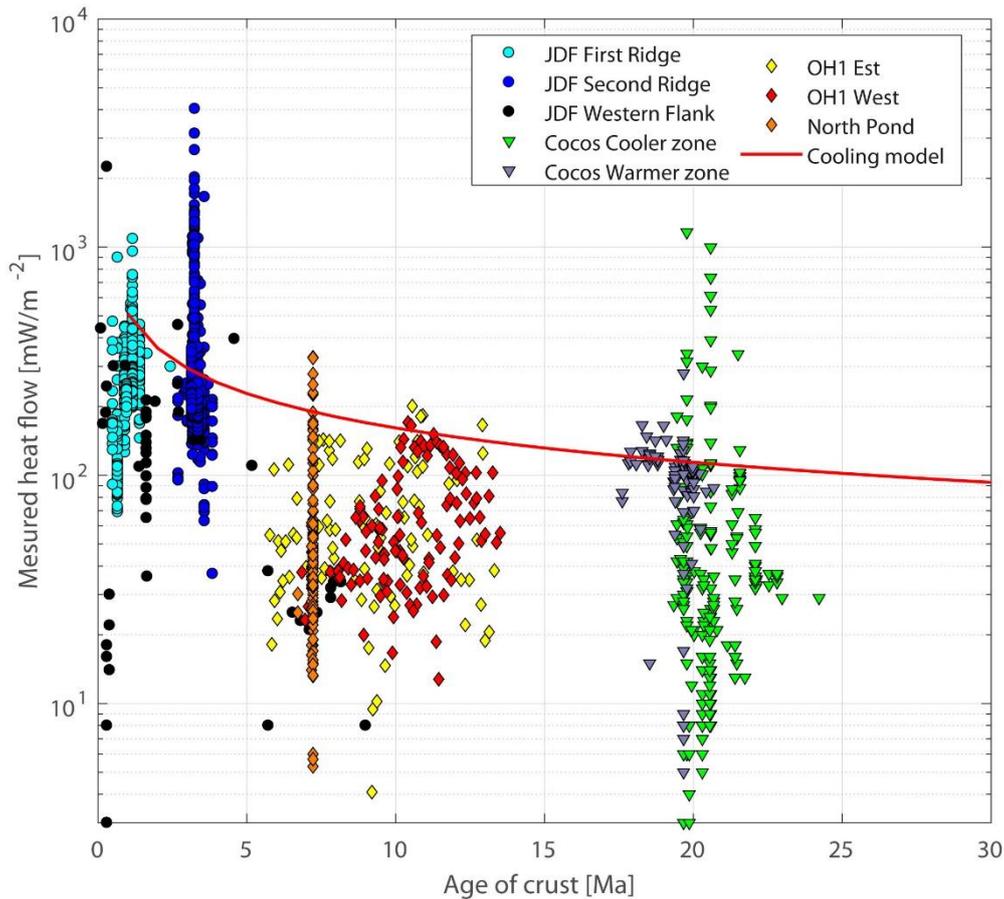


Figure 7: Heat flow versus age of the sea-floor for several areas associated with hydrothermal circulation. Red line represents a conductive cooling model (Stein and Stein, 1992).

5.3. Heat flow and basement morphology in ridge flank areas

Hasterok *et al.* (2011) have considered the distance to seamounts and the sediment thickness as first order parameters controlling hydrothermal circulation in the off-axis oceanic crust. Variograms of the topography, which can describe seafloor roughness, may thus be a proxy for the efficiency of hydrothermal processes. Variograms of the seafloor topography were generated for OH1, North Pond, east and west flanks of Juan de Fuca and Cocos plate region with the GEBCO global elevation database (~1 km resolution). For OH1, directional variograms (along the spreading direction and parallel to the ridge axis) were also calculated. Variograms parameters were determined with a spherical model and are reported in table 1. These parameters are systematically higher for OH1, west of the Juan de Fuca Ridge and North Pond than for east of Juan de Fuca and Cocos Plate. In addition, a statistical correlation exists between the fraction of conductive heat flow measured at the surface and the observed relief (Figure 8). Although it needs further investigation, effect of hydrothermal circulation on surface heat flow apparently increases up to 60 % for relief of 200 m and then stabilizes.

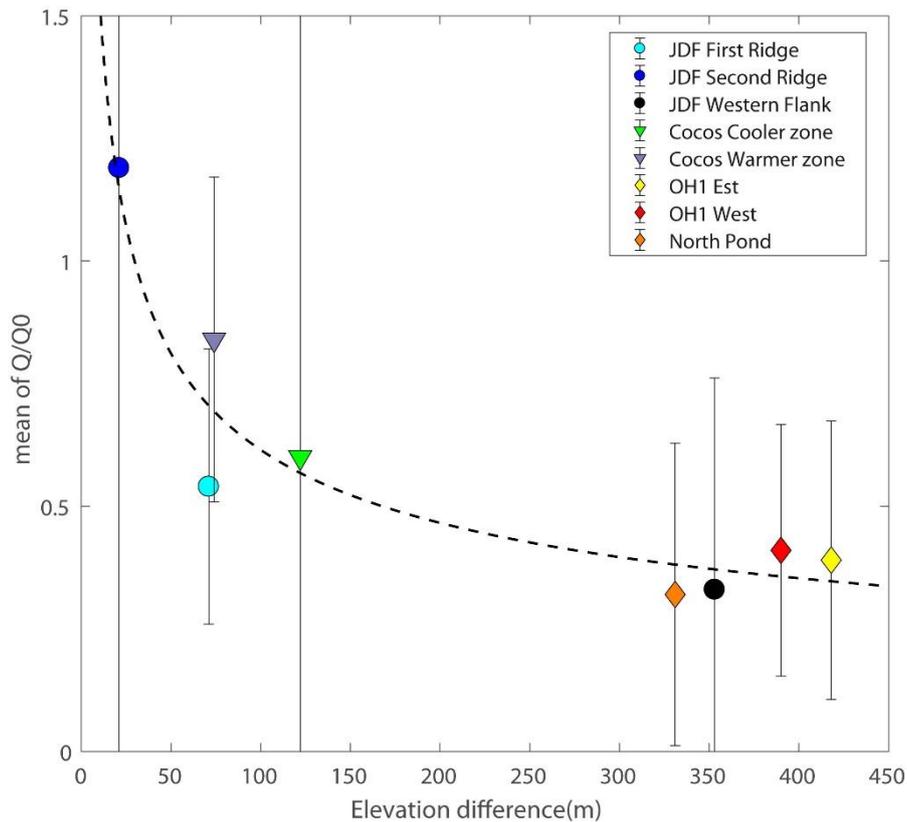


Figure 8: Fraction of the conductive heat flow vs relief. Q is the average heat flow measured at a specific site and Q_0 is the conductive heat flow (estimated as a function of seafloor age). Relief is defined by the sill of variograms (see figure 6). Dash line is a speculative power law fit: $\frac{Q}{Q_0} = 3.8792S^{-0.4}$, where S is the sill of the variogram (m).

5.4. Fluid circulations and pore water composition

The circulation of fluids in the oceanic basement leads to a redistribution of heat, and to a redistribution of chemical species caused by alteration of basalts and overlying sediment. The exchange amount during this alteration is linked to the temperature and to the residence time of water in the crust (Bischoff and Seyfried, 1978; Seyfried and Bischoff, 1979; Wheat and Mottl, 1994). Evidences for basalt alteration exist in the eastern Juan de Fuca area, where measured concentrations of pore waters major elements in deep holes and in superficial cores are significantly different from that of seawater: for instance, calcium and magnesium are progressively enriched (or depleted) with depth (Figure 9). This is caused by the alteration of basalt and the subsequent diffusion of calcium and magnesium in the sediment. It can be noted from figure 9 that the gradient of concentration increases with the distance to the recharge zone, attesting of the existence of a critical distance (or a critical residence time) to observe changes in pore water composition. Empirical observations in eastern Juan de Fuca fix this distance at

about 40-50 km (*Buatier et al., 1998; Mottl et al., 1998; Elderfield et al., 1999*). The temperature of the fluids at the basement-sediment interface is also relatively high 60°C (*Davis et al., 1999*) because of the young age of the crust and the thick sediment cover. On the other hand, calcium and magnesium concentrations at Cocos and OH1 areas remain quite constant and similar to seawater (Figure 9). (This is readily explained by basalt alteration limited by the low temperature short residence times.

DSDP hole 82 and 94 (Figure 1) show constant concentrations of calcium and magnesium over the total thickness of sedimentary basins (Figure 9). Similar observations are made for Cocos area where concentrations do not vary significantly in the basement (last point along borehole, ODP hole 1039). Large hydrothermal circulation in that area keeps basement fluids cool and relative unaltered. Observed or extrapolated temperatures at the basement-sediment interface are 20°C for the Cocos area (*Hutnak et al., 2008*) and only 12 °C in Atlantic for 30 Ma old crust age (*Hill and Cande, 1985*). These temperatures also correspond to calculated values from previously discussed conductive cooling models according to the crust age (*Sclater and Francheteau, 1970; Davis and Lister, 1974; Stein and Stein, 1992*). In addition, the residence time is probably too short (circulation path < 20 km for Cocos and less for OH1) to get significant alteration and to equilibrate temperatures of fluid and basalt.

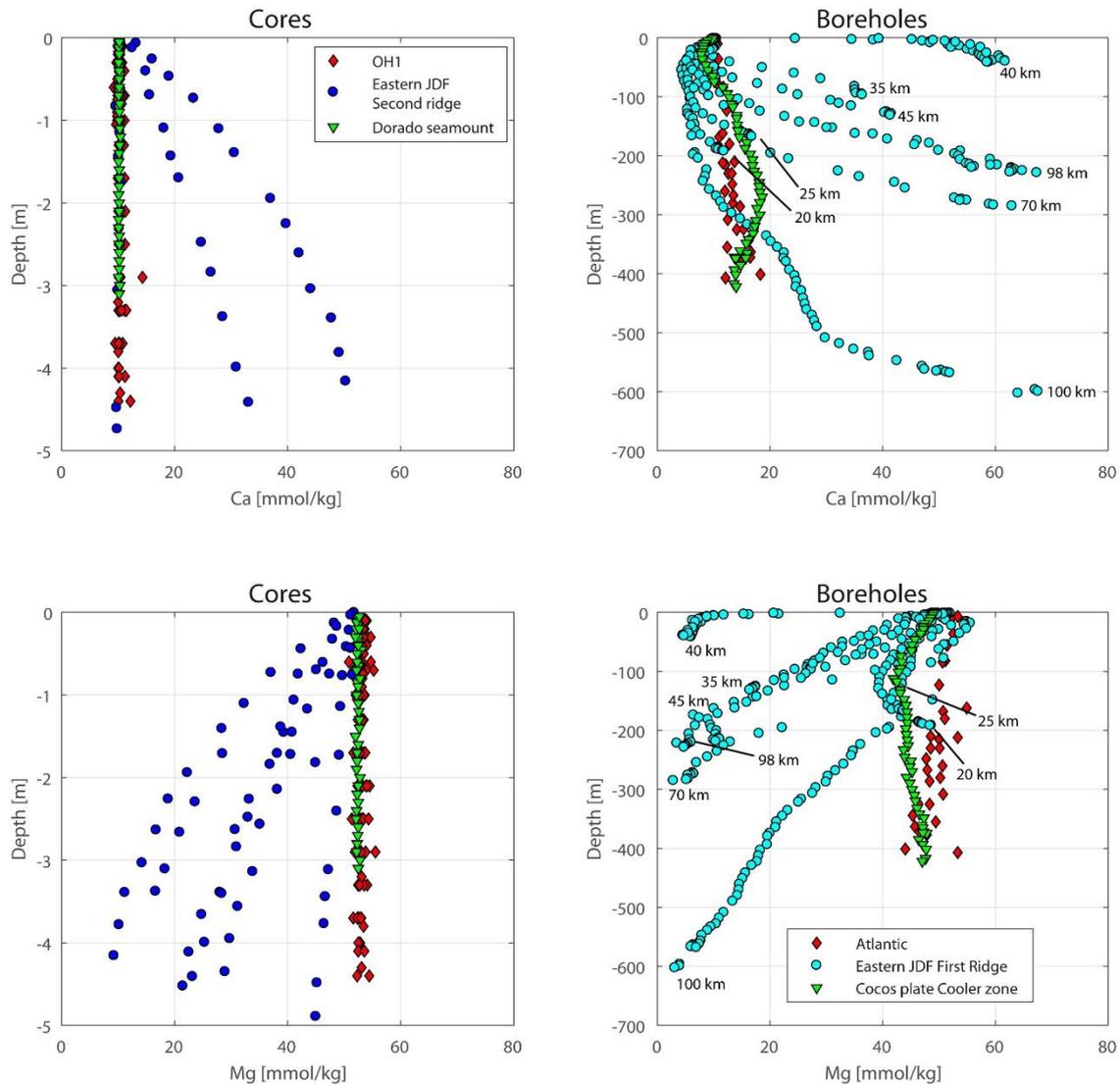


Figure 9: Comparison of pore water concentrations for four areas associated with hydrothermal circulation. Upper panels show calcium concentrations and lower panel magnesium concentration. Left column represents cores data: Wheat and Mottl (1994); Wheat et al. (2000) for Juan de Fuca, Wheat and Fisher (2008); Fisher and Wheat (2010) for Cocos area and this study for Oceanograflu. Right column boreholes data: IODP Leg 168 (Elderfield et al., 1999) for Juan de Fuca, IODP Leg 170 (Kimura et al., 1997) for Cocos area and DSDP 82 (Drake, 1985) and DSDP 94 (Wilson and Miles, 1987) for the north Atlantic. For Juan de Fuca, the distance to the ridge is shown for each borehole.

6. Conclusions

We present heat flow measurements and pore water compositions from the Oceanograflu survey, a marine geophysical study designed to identify hydrothermal circulation on a typical segment of the Mid-Atlantic Ridge (OH1). We compared the results to similar studies (North Pond in the northern Atlantic Ocean, Juan de Fuca and central Cocos plate in the Pacific Ocean). Heat flow from OH1 study is generally lower, but can reach or approach the conductive value

in several locations where sediment is thicker, more continuous and where fewer basement outcrops exist. Pore fluids from sediments in this area are relatively homogeneous and similar in composition to seawater, consistent with large circulation of cool and unaltered hydrothermal fluids in the underlying volcanic rocks. The spatial variations of heat flow suggest that hydrothermal processes are strongly related to the observed relief, consistent with slow spreading ridge morphology. A large surface of exposed basement or sediment affected by faults provides short pathways for fluids, with little opportunity for them to equilibrate with temperatures of host rock and exchange significant amounts of chemical species. Hydrothermal efficiency, defined as the fraction of conductive heat flow measured at the sea bottom, and local relief in these different regions are strongly correlated and could define some empirical relationship to characterize the global magnitude of fluid circulation.

We suggest that these differences in the hydrothermal systems efficiency can be characterized by the small-scale relief (e.g. sill of the variogram) and eventually extrapolated to the global surface of oceans.

Acknowledgements

This contribution IPGP n° 3879. The two reviews by Andy Fisher and an anonymous reviewers provided helpful criticisms and thoughtful suggestions that improved the manuscript. This work benefited from discussions and reviews of early versions by Sylvie Leroy, Xavier Guichet and Brigitte Doligez. We thank Captain Philippe Moimeaux and the crew of R/V “l’Atalante” for their technical assistance. The cruise and the geochemical analyses were supported by CNRS/INSU funds through program AO/SYSTER. We especially thank Olivier Crispi (LOMIC Banyuls), Vasileios Mavromatis (GET Toulouse), Livio Ruffin (IFREMER Brest) and Claire Bassoulet (IUEM Brest) for their kind assistance. VLG PhD thesis was funded by IFPEN.

ANNEXES de l'article

Supplementary material: Heat-flow, morphology, pore fluids and hydrothermal circulations in a typical mid-Atlantic ridge flank near Oceanographer Fault-Zone

1. Oceanograflu survey

The Oceanograflu survey is a marine geophysical cruise dedicated to the study of hydrothermal processes on the flanks of a typical Mid-Atlantic ridge segment. Because slow-spreading ridges have a rougher morphology than fast spreading ridges, hydrothermal processes are probably more complex than those described in the Pacific (*e.g. Lister, 1970, 1972; Davis et al., 1992; Davis et al., 1997; Fisher et al., 2003a; Hutnak et al., 2006; Wheat and Fisher, 2008; Fisher and Wheat, 2010*). The Oceanographer-Hayes segment was chosen for its typical morphology and the existence of a previous geophysical study with multibeam bathymetry, seismic profiles, 3.5 kHz echosounding, gravity and magnetism across the ridge (*Escartín et al., 2001; Rabain et al., 2001, Cannat, unpublished report*).

The survey was carried out from the fourth of June 2013 to the fifth of July 2013 on the R/V "l'Atalante". We got mostly heat-flow measurements and cores, as other geophysical data were acquired before. Unfortunately, we lost five days and did not obtain all scheduled measurements. However, we did 185 conventional heat-flow measurements (178 successful) and 31 Küllenberg piston cores (30 successful). The core barrel was equipped with five thermal probes, allowing to get temperature gradient at the same location as cores. Pore fluids extraction and thermal conductivity measurements were done on full section, and then the cores were cut longitudinally for description.

2. Heat-flow

2.1. Principles

Marine heat-flow involves measurements of the temperature gradient and thermal conductivity. As sea-bottom temperature is usually stable (*Davis et al., 2003*) for depths greater than 1000 m, short instruments (~ 5-10 m) are sufficient to determine thermal gradient. Thermal conductivity is measured in-situ with the POGO instrument or in laboratory: both use the needle-probe technique with constant heating.

We used two types of instruments (figure 1): a conventional Ewing-type instruments with seven outrigger thermistors and a Küllenberg piston core equipped with autonomous thermal sensors.



Figure 1: Heat-flow measurements instruments: (i) on the left, the POGO instrument after recuperation on the deck and (ii) on the right, a THP autonomous temperature sensor attached to the core barrel. In both cases, sensors are arranged helically around the barrels

The acquisition sequence includes two stages (only the first one for Küllenberg): (i) determination of temperature, (ii) determination of thermal conductivity.

When the instrument penetrates in the sediment, the temperature of sensors increases significantly because of the frictional heating (figure 2) and then decreases progressively to equilibrium for infinite time after penetration. The equilibrium temperature can be extrapolated if temperature evolution is recorded during at least 5-10 minutes. The temperature $T(t)$ at any time is given by *Bullard (1954)*:

$$T(t) = T_{\infty} + T_{friction} \Phi(\alpha, \tau) \quad (1)$$

Where T_{∞} is the equilibrium temperature, $T_{friction}$ is the temperature anomaly caused by friction and $\Phi(\alpha, \tau)$ is a decay function following the peak temperature. α is a non-dimensional parameter and τ is the non-dimensional time constant of the probe:

$$\alpha = \frac{2\pi r^2 \rho C}{\mu} \quad (2)$$

$$\tau = \frac{\kappa t}{r^2} \quad (3)$$

One can show that for time greater than 1 minute after the penetration, an asymptotic solution is approached by:

$$\Phi(\alpha, \tau) = \frac{\mu}{4\pi\lambda t} \quad (4)$$

Where μ is the heat capacity per unit length, r the probe radius, λ the thermal conductivity and κ the thermal diffusivity of sediments. The equilibrium temperature can be obtained from the

intercept of a regression line made on $(T, 1/t)$ couples with the time axis for infinite time, i.e. when $1/t$ tends to 0.

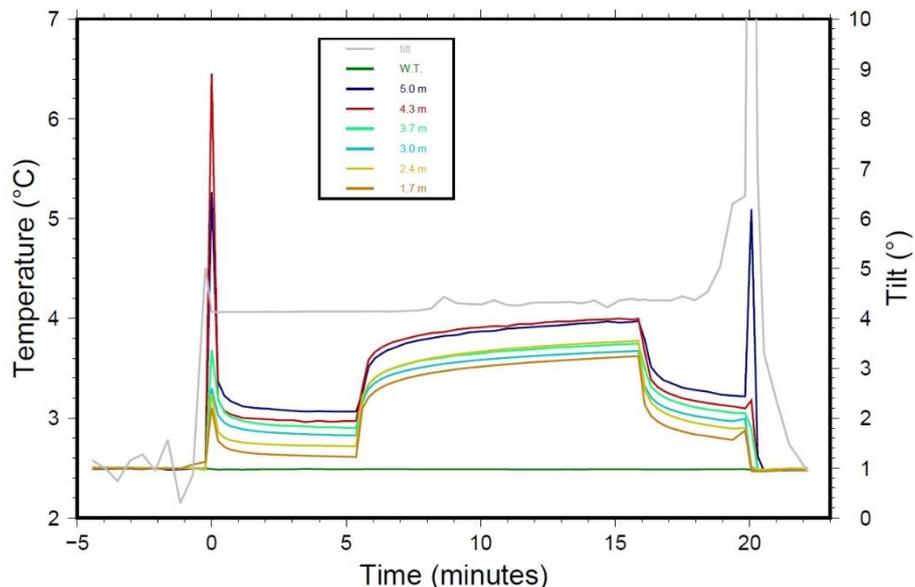


Figure 2: Heat-flow acquisition sequence: this graph represents the evolution of temperature during a penetration of the POGO instrument into the sediment at $t=0$. For negative times, the instrument is still in the water and all sensors have the same temperature (about 2.5°C). At $t=0$, the temperature increases suddenly; the magnitude of the peak depends on the strength of frictional heating and on the depth of each sensor: the red curve in the figure does not correspond to the deepest sensor, but the friction was probably more important than for the deepest sensor (blue curve). After the penetration, the temperature decrease is recorded for about 5 minutes to extrapolate equilibrium temperature and equilibrium temperature gradient, and then the sensors are heated with a constant power in order to get in-situ thermal conductivity. Increase of temperature depends on thermal conductivity, and again the red curve crosses the blue one because thermal conductivity of the deepest sensor is higher than that of the sensor just above. The temperature heating is recorded for about 10 minutes and then the power is shut down and the temperatures decrease. A new frictional peak is observed at 20 minutes when the instrument is pulled out from the sediment. The right vertical scale represents the tilt evolution during this acquisition sequence: the instrument is almost vertical in the water, gets an angle during penetration or pulling operations, and remains at about 4° during this measurement.

Thermal Conductivity is determined in the second stage of the acquisition sequence (or measured on cores for Küllenberg probes) with a needle-probe technique (*Von Herzen and Maxwell, 1959*). The thermistor is now heated with a constant power (~ 1 W) during about 10 minutes, and the temperature increases more importantly as the sediment conductivity is low (figure 2). In the case of cores, the instrument is pulled up just after the first stage and the thermal conductivity measured in the laboratory. The needle, which includes a heating wire and

a thermistor or a thermocouple, is inserted transversely into the core (this provides the vertical component of thermal conductivity) and heated at a constant power Q . The temperature increase of the probe with the logarithm of time is proportional after some time delay to the inverse of thermal conductivity:

$$\Delta T = \frac{Q}{4\lambda\pi} \ln\left(\frac{4\alpha t}{Ba^2}\right) \quad (5)$$

Where t = time, Q = heat input per unit length per unit time, λ = thermal conductivity of sediment sample, α = thermal diffusivity of sediment sample, a = probe radius and B = constant = 1.7811. This relationship is valid only for large time t compared with a^2/α and therefore, the interval of measurement is important in estimating the thermal conductivity with this method: the choice of the interval is usually done by searching the linear domain in a plot of the temperature increase ΔT as a function of $\ln(t)$.

One can notice from equation 4 that thermal conductivity could be also inferred from the temperature evolution after the peak caused by frictional heating, but Q as is not known, it cannot be obtained directly but requires some inversion techniques (*e.g. Lee and Von Herzen, 1994; Hartmann and Villinger, 2002*) not used in the present survey.

2.2. Corrections

2.2.1. Sedimentation

As active sedimentation exists, part of the deep heat flow is expended in warming cold sediment, which reduces surface heat flow subsequently. *Von Herzen and Uyeda (1963)* reduced the problem of constant sedimentation to a problem of heat conduction a moving medium:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{U}{\kappa} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{1}{\kappa} \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{A_0}{K} \quad (6)$$

Where K and κ are thermal conductivity and thermal diffusivity, A_0 the rate of heat generation per unit volume, U the rate of sedimentation. The initial condition is $T(z) = G z$, where G is the unperturbed temperature gradient and the upper boundary condition at $z = 0$ is $T = 0$. If heat production is neglected, the solution of equation 6 is (where K and κ are thermal conductivity and thermal diffusivity, A_0 the rate of heat generation per unit volume, U the rate of sedimentation. The initial condition is $T(z) = G z$, where G is the unperturbed temperature gradient and the upper boundary condition at $z = 0$ is $T = 0$. If heat production is neglected, the solution of equation 6 is (*Von Herzen et al., 1974*):

$$\frac{1}{G} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = (1 + 2\tau^2) \operatorname{erfc}(\tau) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \tau \exp(-\tau^2) \quad (7)$$

Where τ is a dimensionless parameter:

$$\tau = \frac{U}{2} \left(\frac{t}{\kappa} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

However, this analytical solution does not include such important effects as variable sedimentation rates, compaction and its effect on thermal conductivity, or the thermal interaction with basement for high sedimentation rates (*Hutchison, 1985; Lucazeau and Le Douaran, 1985; Von Herzen et al., 1989; Harris et al., 2000*). Numerical solutions can solve this problem, and algorithms have been proposed by *Hutchison (1985)* and *Lucazeau and Le Douaran (1985)*. Although the two algorithms use different strategies and hypothesis, both give very similar results (within 0.5% of heat flow anomaly, see table 1). Compaction is considered in both models as a function of porosity, which is assumed to decrease exponentially with depth. At the limit where surface porosity is equal to zero (no compaction), both models are in agreement with the analytical solution provided by *Von Herzen et al. (1974)*. Sediment thickness has been picked as two-way travel time (TWT) on seismic profiles acquired during a previous survey (SUDACORES). The maximum TWT thickness reaches 0.45 s and assuming a velocity range of 1850-2050 m/s, corresponds to a maximum 830-920 m thick sediment cover. The heat-flow correction due to sedimentation has been computed for the upper limit (2050 m/s) and for a constant rate during the period following accretion of the basement. Resulting sedimentation rates are therefore 30-40 m/Ma for off-axis profiles and can reach a maximum of 85 m/Ma. These sedimentation rates are local rates and have obviously no significance on a regional scale. They can affect however the magnitude of heat-flow by 5% (with a maximum of 9%) when the compaction is included (assuming surface porosity = 0.6, compaction length scale = 1750 m and bulk surface conductivity = 1 Wm⁻¹K⁻¹).

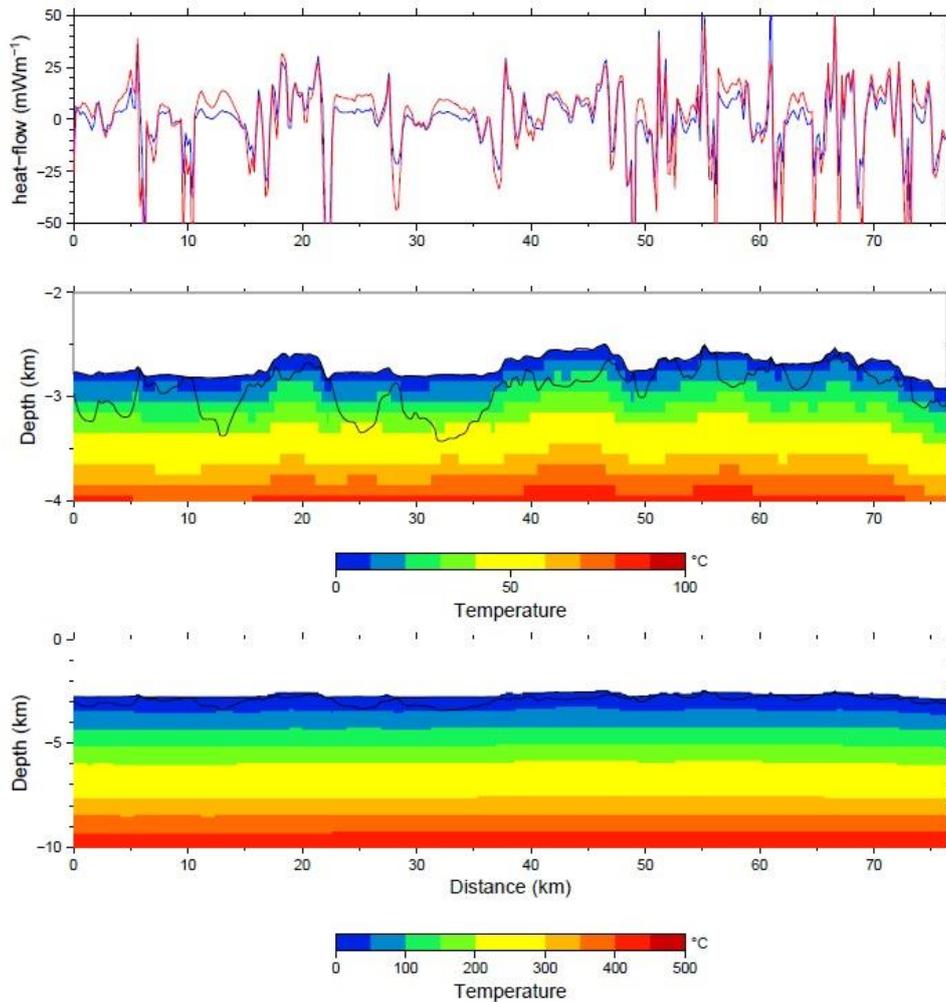


Figure 3: 2D model for profile 27E used to estimate topographic and refraction corrections. Lower panel represents the temperature field for stationary conditions, heat-flow = 150 mWm^{-2} at the bottom, 2.4°C at the sea-bottom and no heat-flow through left and right vertical boundaries. Thermal conductivity is $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ in the basement, and 1.5 or $2.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ in the sediment. Middle panel is a close-up view of the lower panel. Upper panel is the heat-flow anomaly (=correction) between calculated surface heat-flow and bottom heat-flow (150 mWm^{-2}). The red and blue curves correspond to a contrast of thermal conductivity of 1.0 and $0.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ respectively.

2.2.2. Topography and refraction

Surface heat-flow is perturbed by topographic variations across a thermal conductivity contrast (basalt/sediment, sediment/water). In order to correct heat-flow for these two effects, we computed a stationary 2D model along seismic lines with a uniform basal heat-flow at 10 km and the observed geometry of basins (figure 3). A uniform surface temperature ($T = 2.4^\circ\text{C}$) was chosen and a contrast of $0.5\text{-}1.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for the thermal conductivity across the sediment/basalt

interface. Anomalies as large as $\pm 100 \text{ mWm}^{-2}$ can be observed locally, but as we have done measurement in basins, it usually ranges between $\pm 10 \text{ mWm}^{-2}$.

However, the 2D approximation could minimize the heat-refraction effect when measurements are very close to seamounts, but as we have no constraints for a 3D model, the correction should be considered as a minimum value. We choose a contrast of $0.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ for the correction applied to Oceanograflu data, because a larger contrast of thermal conductivity obviously tends to overestimate corrections for some data.

2.2.3. Statistical distribution of data

Figure 4 shows an histogram of sedimentation and topography corrected heat flow measurements on both flanks of the Oceanographer Hayes ridge. The distribution of conductive values (derived from age of the sea floor and [Stein and Stein, 1992](#)) is shown on the same graph, and suggest that heat flow, in average, in 40 % of this conductive value.

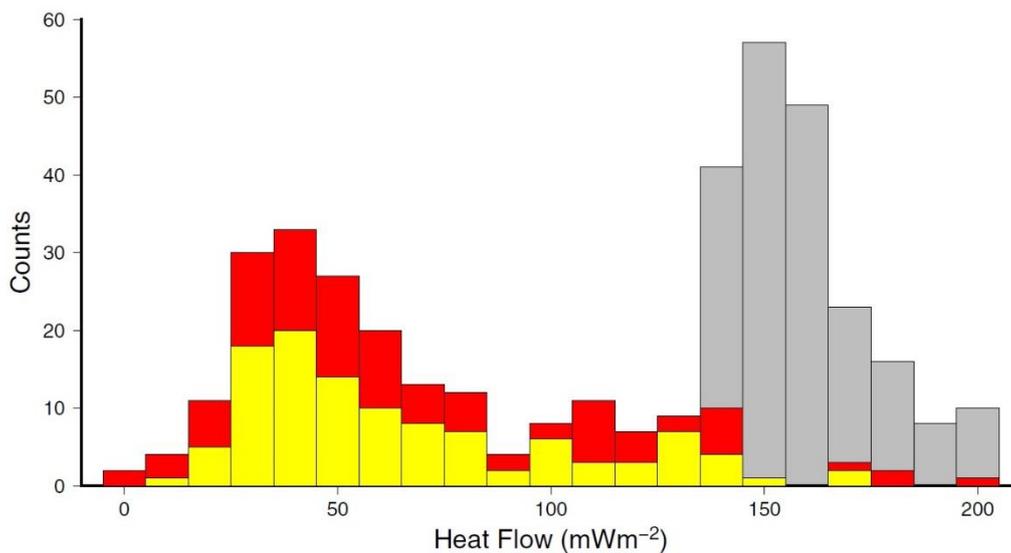


Figure 4: Histogram of Oceanograflu heat flow data. Gray colour corresponds to the [Stein and Stein \(1992\)](#) conductive model, yellow colour to the west flank and red colour to the east flank. Average values are respectively $65.9 \pm 38.3 \text{ mWm}^{-2}$, $67.7 \pm 44.0 \text{ mWm}^{-2}$ and $158.4 \pm 16.3 \text{ mWm}^{-2}$ for the west flank, east flank and conductive values.

3. Pore waters

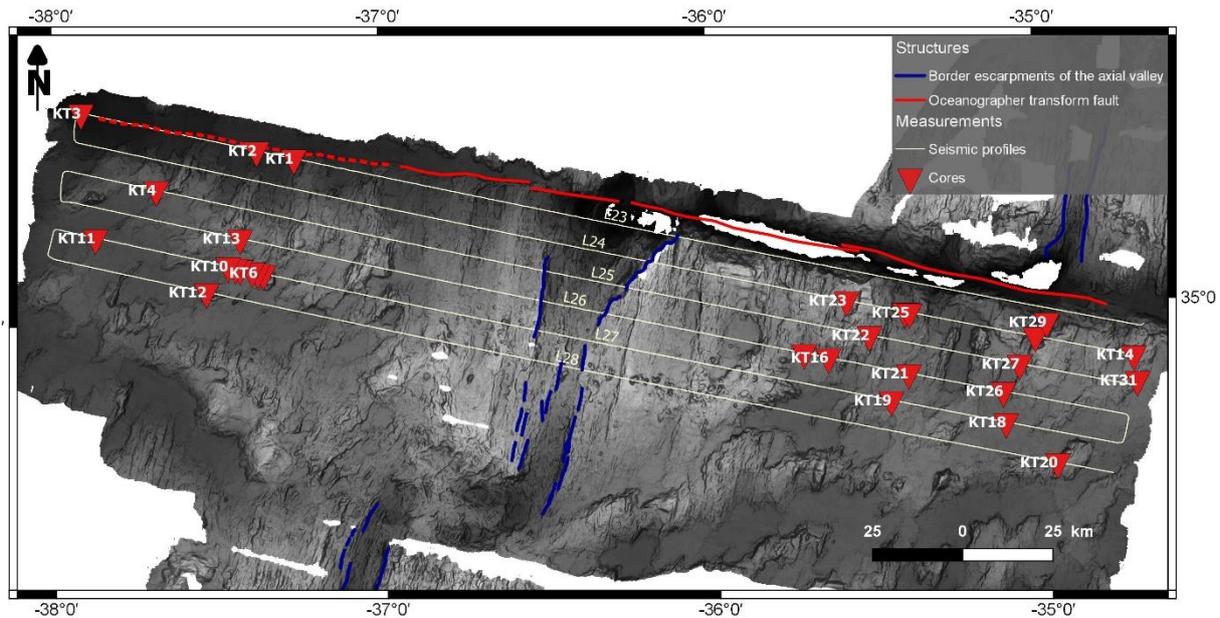


Figure 5: Location and id of Küllenberg cores

3.1. Protocol for pore water extraction

Interstitial pore water extraction were done onboard. When the “Küllenberg” piston corer is back on the deck, the liner is marked and cut in 1.5 m long (these dimensions are imposed by the “Museum Nationale d’Histoire Naturelle de Paris” core shack) core sections starting from the top. Then, the core sections were immediately transferred into the cold (8°C) laboratory, where interstitial waters were extracted with rhyzon© soil moisture samplers ([Seeberg-Elverfeldt et al., 2005](#)) (figure 6). Rhyzons consist of 2.5 x 50 mm hydrophilic porous polymer that drive capillary sampling. Each Rhyzon© is connected to a 10 to 30 ml pre-evacuated syringe for water recovery. On the first core meter, sampling was performed each 10 cm. The next sample was recovered at 130 cm, and from that Rhyzon© samplers were spaced with a resolution of 40 cm. Fluid extraction lasts between 1 and 6 hours before sampled water is transferred into 12 mL vials and stored at low temperature (4°C).



Figure 6: Rhyzon sampling on core KT2

3.2. Analytical method for pore water analyses

Pore water samples were extracted from all cores, but only fourteen have been analyzed for majors and minors constituents. One part of pore water analyses (cores: KT1, KT4, KT12, KT19, KT23) has been performed using ionic chromatography (Dionex ICS 2000® - anions: Cl⁻, SO₄²⁻) and ICP-OES (Horiba Jobin Yvon Ultima2® – cations: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) at Toulouse laboratory (GET: Geosciences Environment Toulouse). The other part (cores: KT3, KT5, KT6, KT7, KT9, KT11, KT15, KT29, KT31) has been completed at Ifremer-Brest in the LCGr (Laboratoire des Cycles Géochimiques et ressources) laboratory by ionic chromatography (Dionex AS 120®) for cations and anions. Pore water samples were diluted 500 times (200 µL in 100 mL) in milliQ® water (ultra-pure water, resistivity of 18.2MΩ.cm). Calibrations were done with IAPSO standard and multi-element solution. All dilutions were weighed to correct the experimental uncertainties related to pipettes. Minor elements (Sr²⁺, Ba²⁺, B⁺, Mn²⁺, Li⁺) were analyzed using an High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (HR-ICP-MS Element 2 thermo scientific©) in UBO (Université de Bretagne Occidentale) laboratory. Samples and standards were prepared in clean room environments, where the atmosphere is filtered to limit the particular concentration. Hygrometry, pressure and temperature are precisely controlled in a clean room environment. Samples were diluted 25 times (120 µl in 3 ml) in nitric acid at 2%. Standard NASS-5 and multi-elements solution (of Li, Sr, Mn, and Br) were used for calibrations. Each instruments have a precision of 2% in average.

4. Morphology

In order to characterize the spatial dependence of topography, we use the variogram, which is defined by the following relation:

$$\gamma(l, \theta) = \frac{1}{2} E\{[Z(x, y) - (Z(x, y) + l(\theta))]^2\}$$

Where $\gamma(l, \theta)$ is the semivariogram, $Z(x, y)$ is the elevation at location (x, y) , $Z(x, y) + l(\theta)$ is the elevation at a radial distance l in a direction θ and $E\{ \}$ is the mathematic expectation.

The variogram is isotropic when the γ depends on the distance l only.

The main characteristics of variograms applied to the topographic surface were described by [Roko et al. \(1997\)](#). For $l=0$ (nugget effect), the variogram represents the local relief and it should be close to zero for a sedimentary basin. If relief stabilizes at a given length scale, this value is called the sill, which characterizes the overall roughness of the area. The lag to sill is the range where relief is correlated to the length-scale and it may indicate some characteristic process of formation.

A comparison of isotropic and directional variograms is shown in figure 7 for both flanks of the OH1 ridge segment. We used the GEBCO grid resolution in order to have a comparable resolution with other regions and also to speed up the calculation. It is clear that rugosity on the eastern flank of the ridge is much important than on the western flank. Rugosity is also higher on a direction parallel to the ridge axis (N12) than on a direction perpendicular to the ridge axis (N102).

We also compare seafloor and basement topographic roughness (Figure 8).

Finally, we compare variograms in different areas (Figure 9) affected by hydrothermal circulations where detailed heat flow studies exist (Figure 10). The different characteristics (nugget effect, lag, sill) vary in the same way (e.g. larger values for OH1 than for Juan de Fuca).

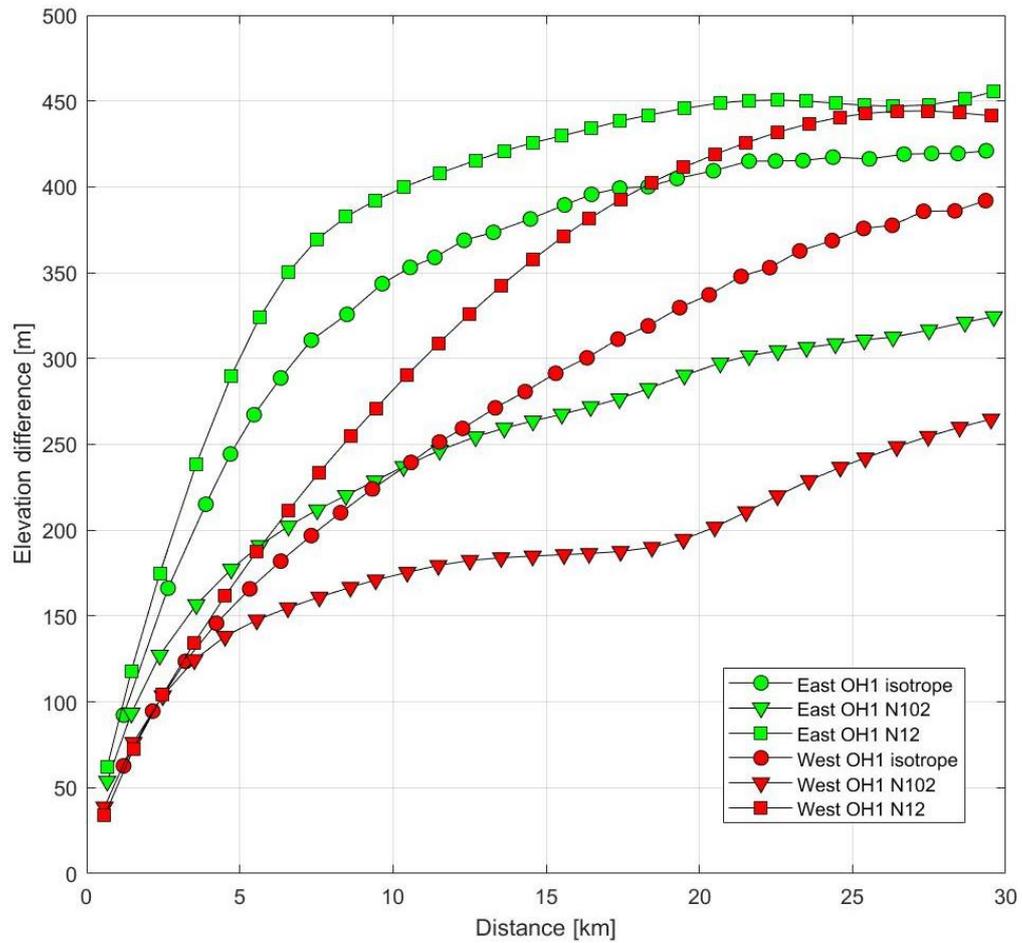


Figure 7: Variograms of bathymetry in the study area. Variograms are calculated in different ways in order to outline the variation of relief with directions, on both flanks of the ridge: two directions are used (N102 and N12 along and perpendicular to the direction of accretion) as well as non directional (isotropic) variogram.

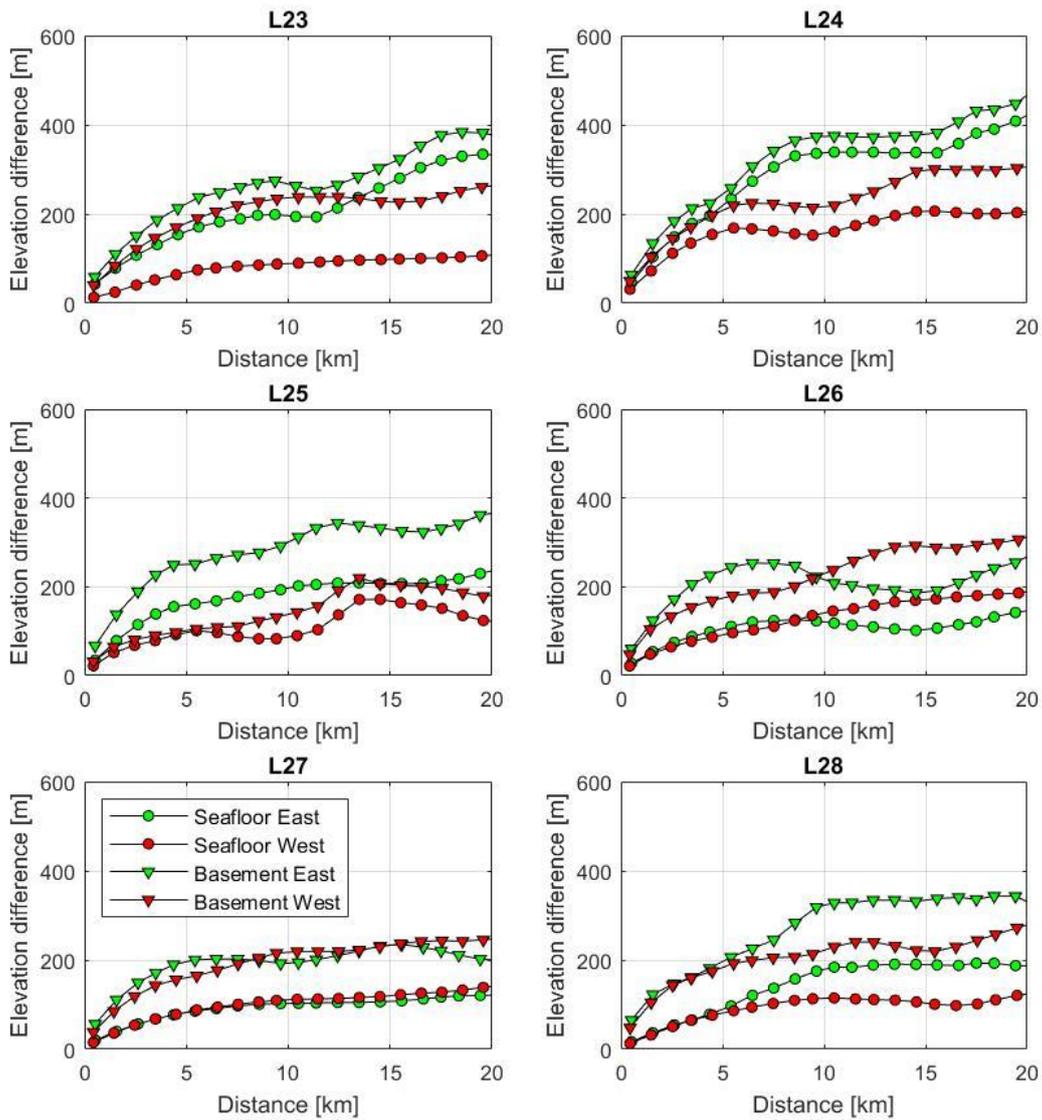


Figure 8: Variograms of seafloor and basement topography along seismic profiles where heat flow was measured. Spatial resolution is 500 m.

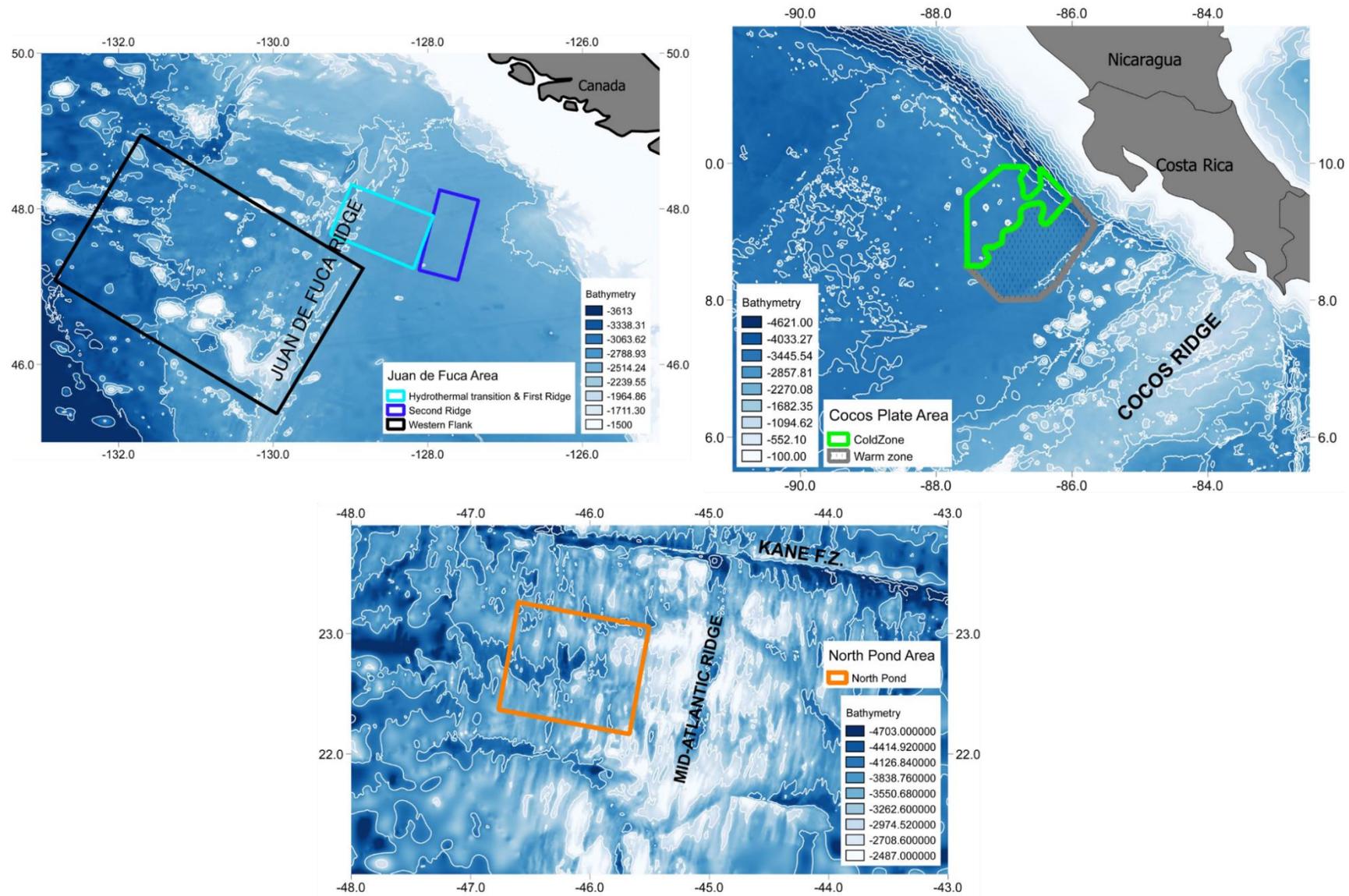


Figure 9: Location of the regional studies from Juan de Fuca, Cocos plate and North Pond.

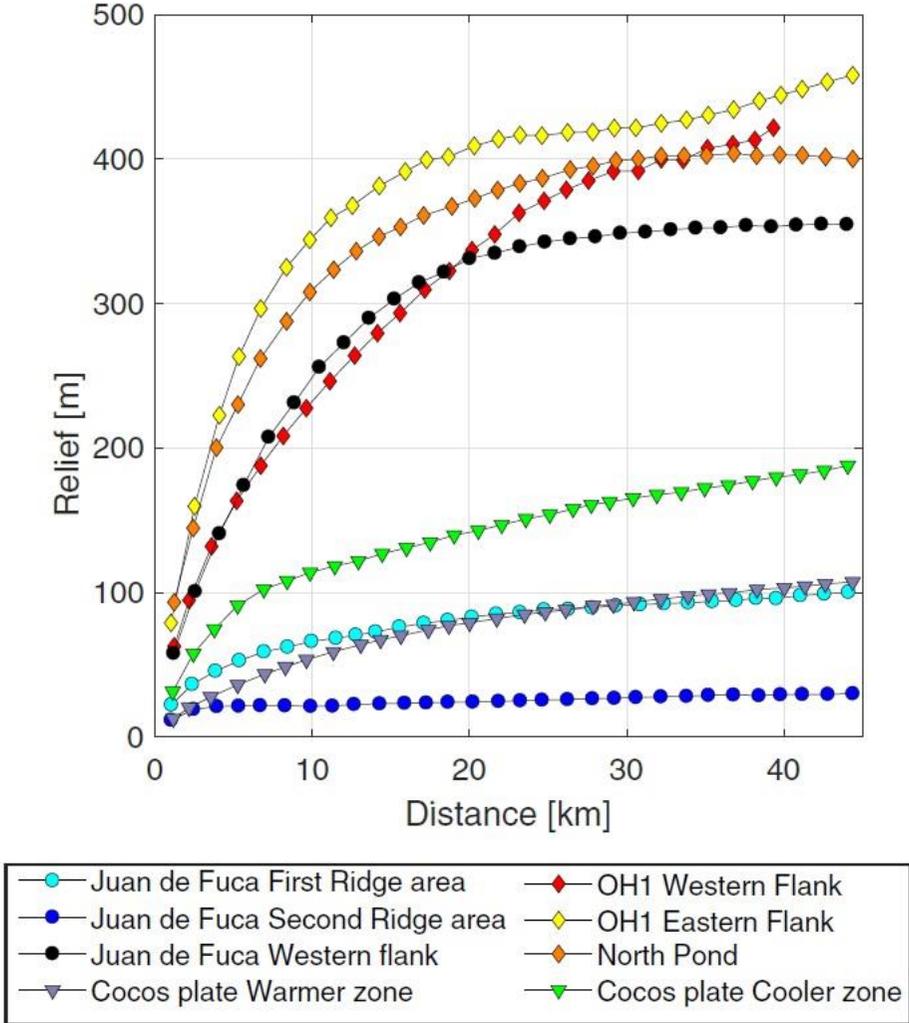


Figure 10: Comparison of variograms for several areas where hydrothermal effects on surface heat flow was studied.

Heat-flow and seismic profiles

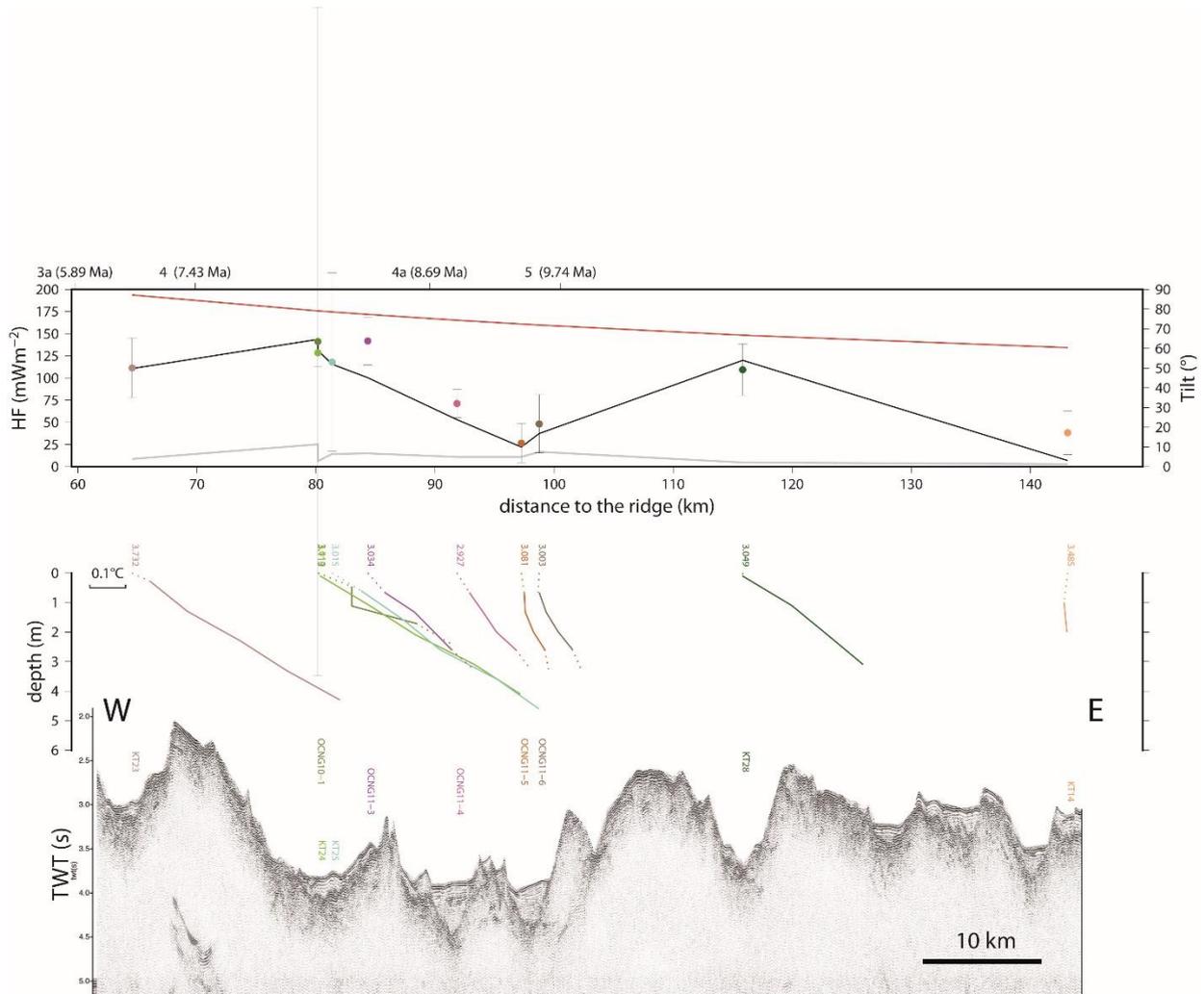


Figure 11: Heat-flow measurements along seismic profile 24E. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat-flow based on Stein and Stein (1992) model. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

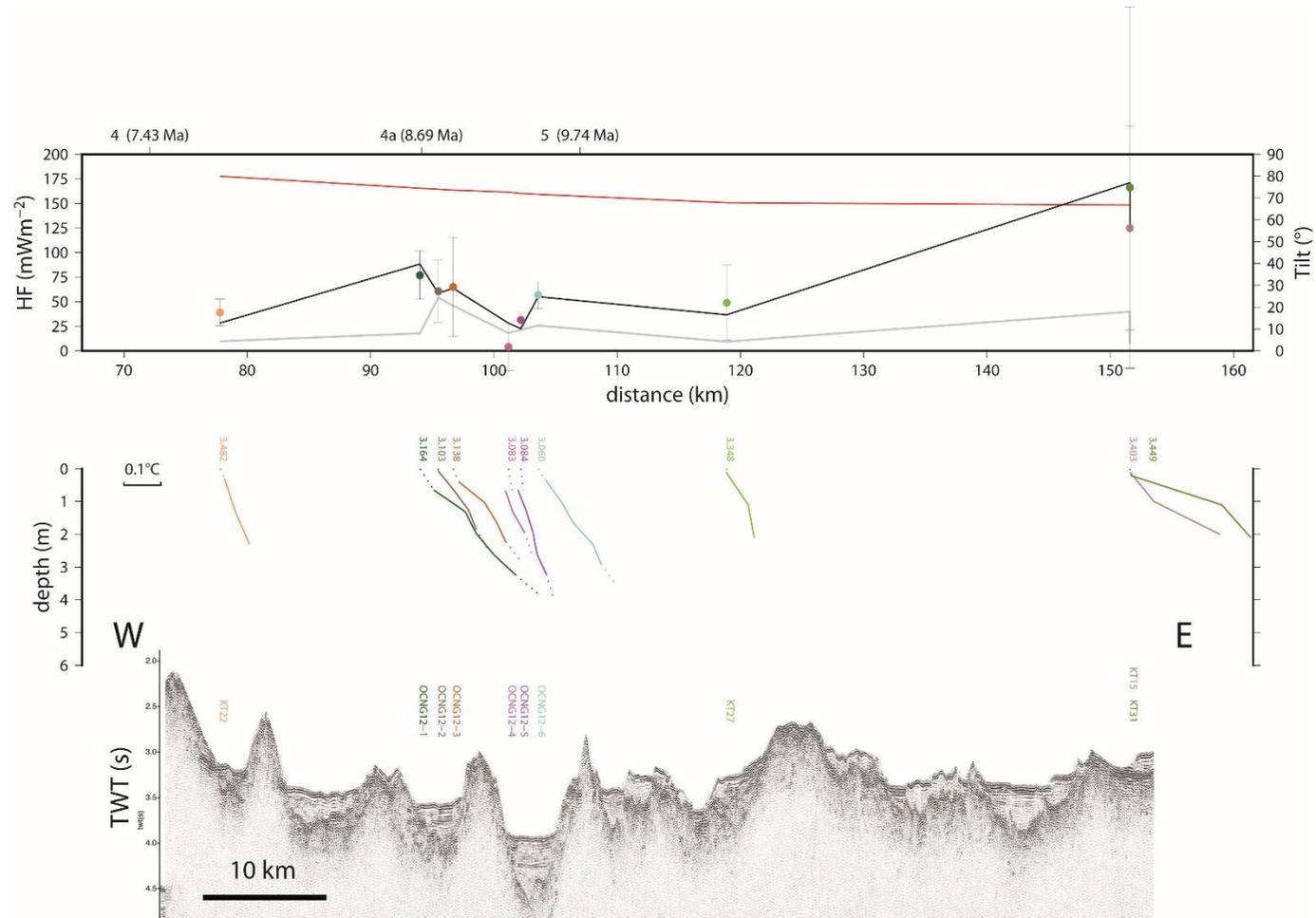


Figure 12: Heat-flow measurements along seismic profile 25E. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ). Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

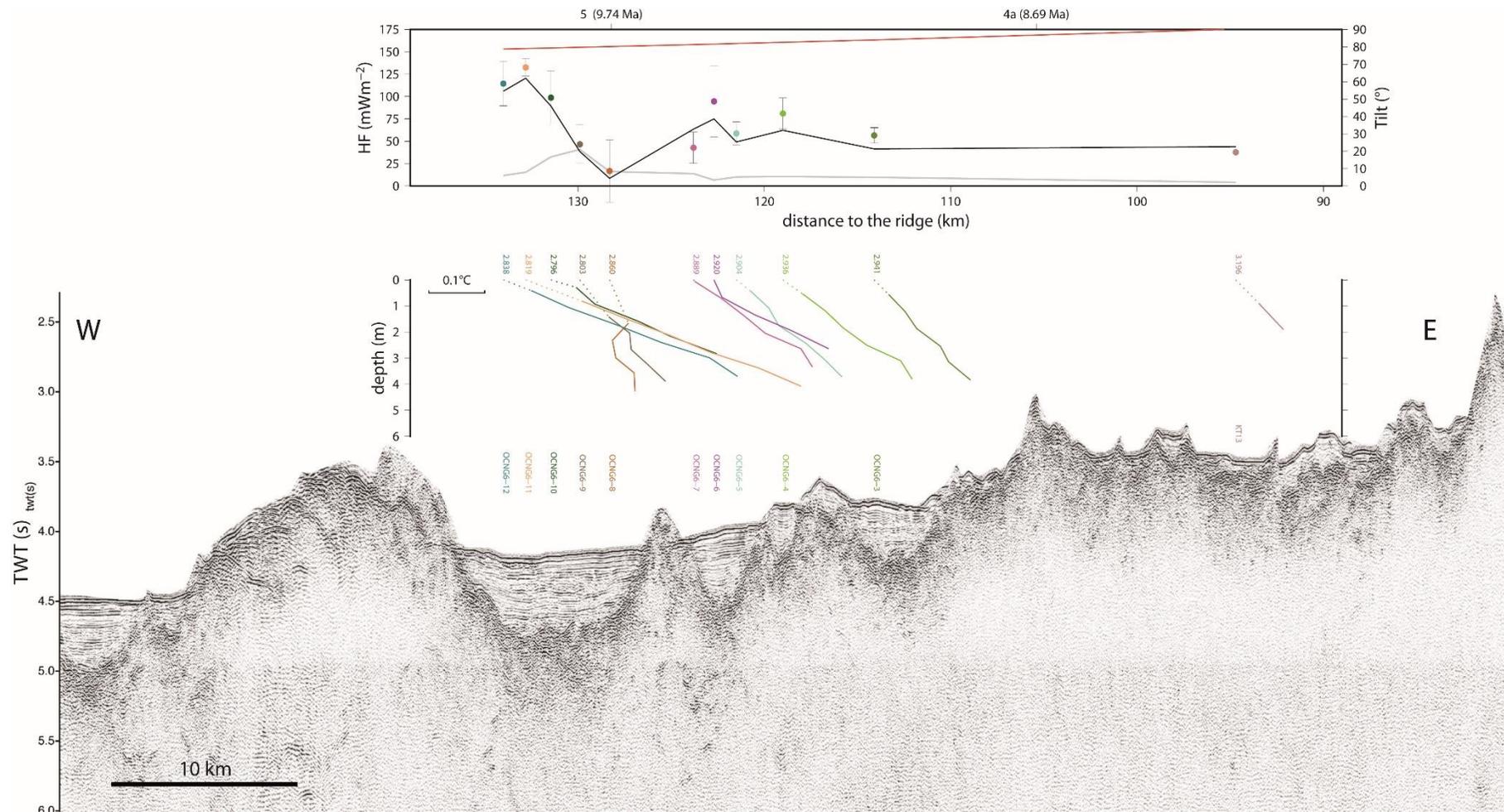


Figure 13: Heat-flow measurements along seismic profile 26W. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ). Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

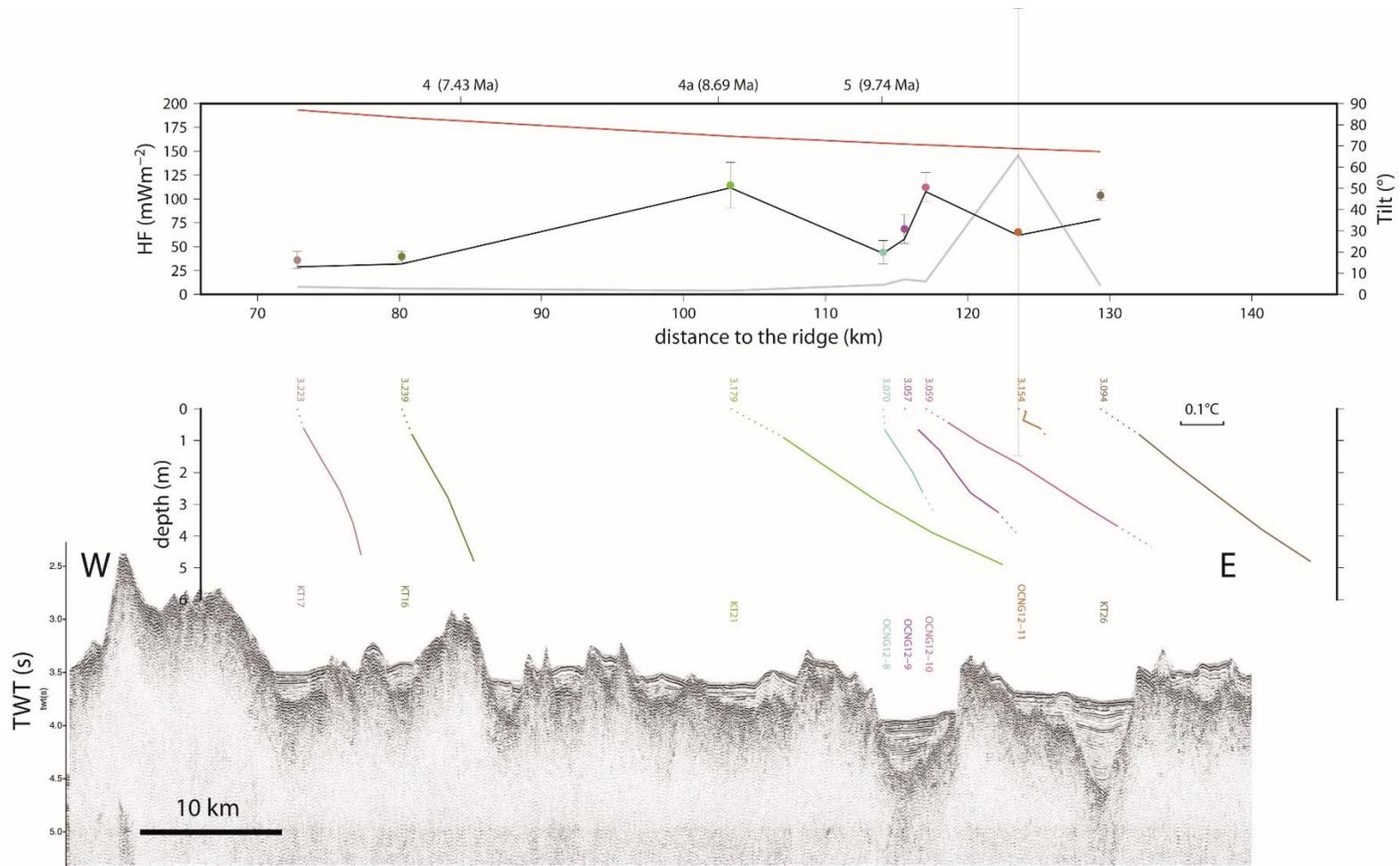


Figure 14: Heat-flow measurements along seismic profile 26E. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ). Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

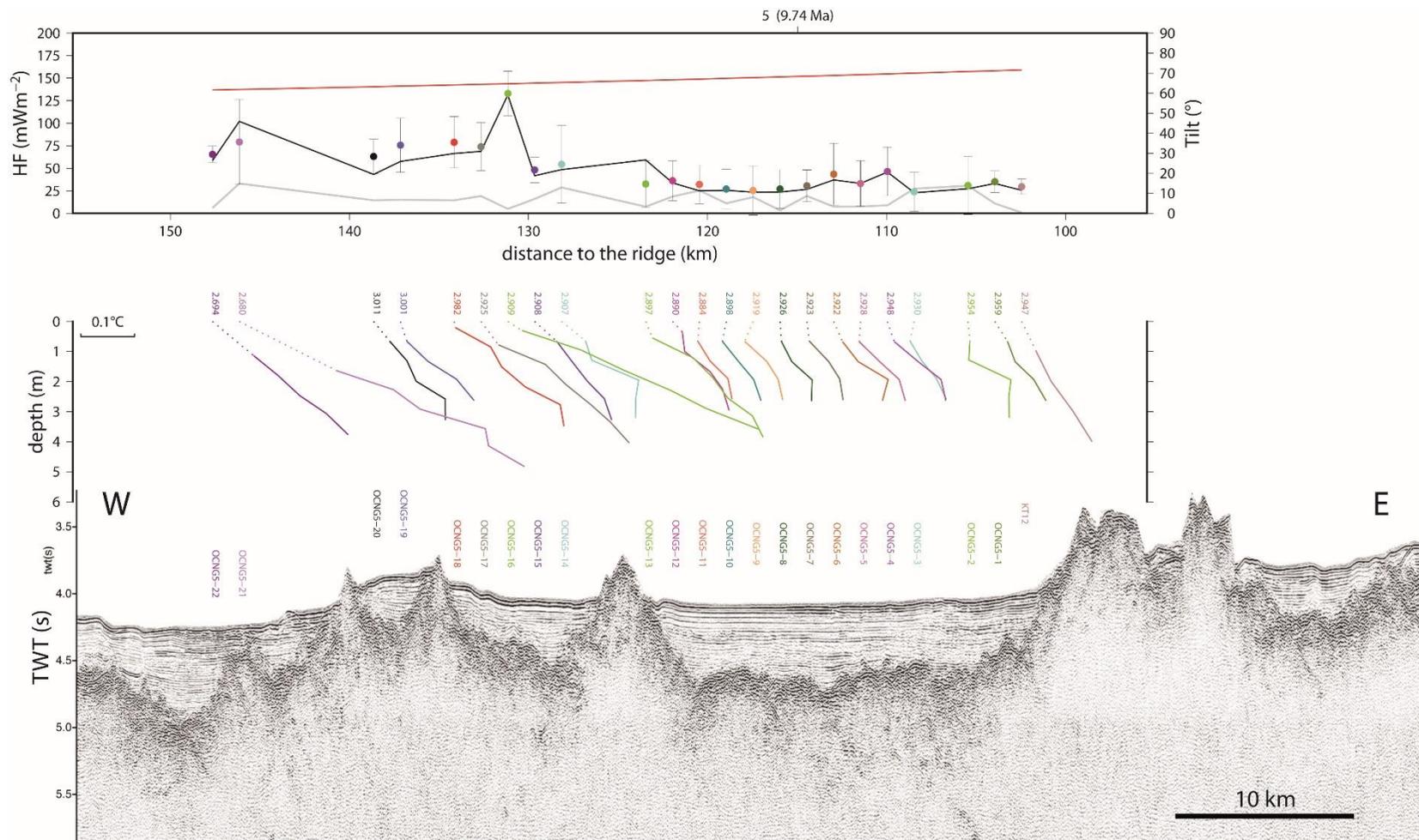


Figure 15: Heat-flow measurements along seismic profile 28W. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ). Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

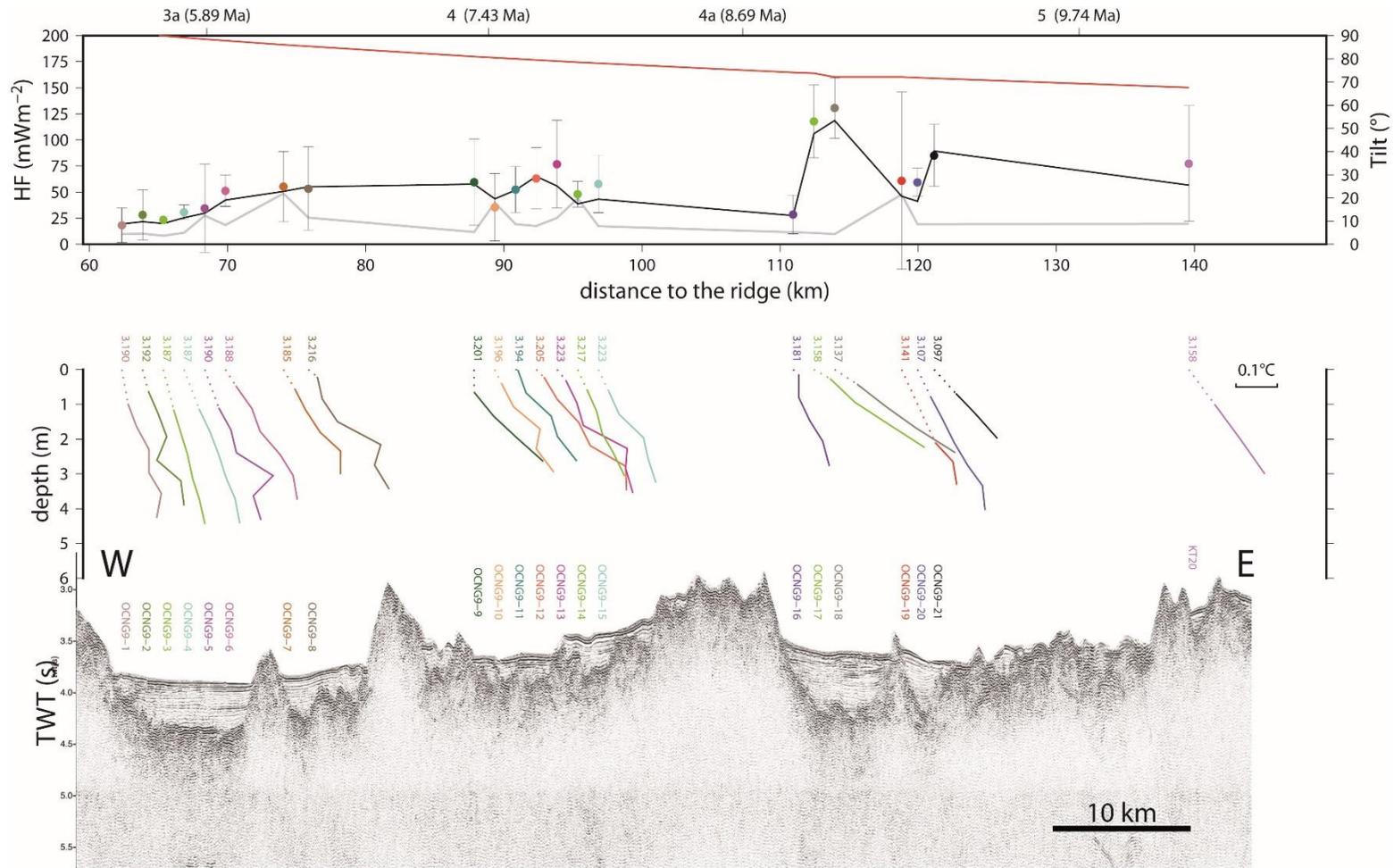


Figure 21: Heat-flow measurements along seismic profile 28E. Upper panel shows heat-flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw values, while dots represent heat-flow corrected for sedimentation, topography and heat-refraction, with the associated error (3σ). Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the seismic profile at the same horizontal scale and position of each site (POGO or core) above.

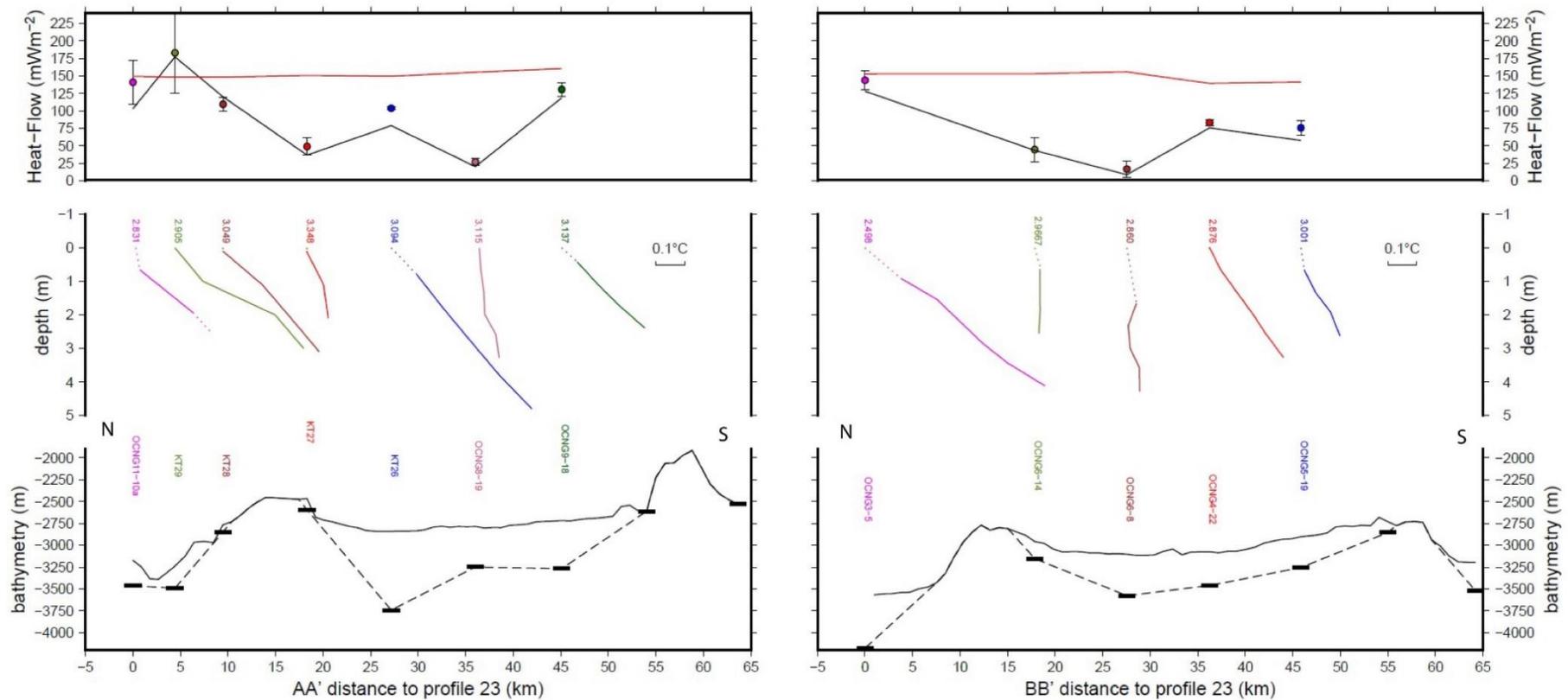


Figure 22: Heat flow measurements along profiles AA' and BB' (locations in Figure 1- article). Upper panel shows heat flow (dots, black line) and tilt (grey line). Black line represents raw heat flow values, while dots represent heat flow corrected for sedimentation, topography and heat refraction, with the associated error (3 σ or 99.7% confidence interval). Red line represents the conductive heat flow based on Stein and Stein (1992) model. Top of the panel shows isochrons locations. Bottom of the panel is the distance to the ridge axis. Middle panel represents temperature versus depth profiles with arbitrary temperature scale. Surface temperature is indicated at the top of each profile. Dotted lines represent extrapolations. Bottom panel represents the topographic section (line), top of basement (line segment) and position of each site (multi penetration or core) above.

III.3 Discussion complémentaire

III.3.1 Quantification des volumes de fluides

A la fin de l'article, nous avons conclu sur l'observation d'une relation empirique entre l'efficacité des processus hydrothermaux (fraction du flux de chaleur mesuré sur le fond marin) et le relief à petite échelle. Afin de répondre aux questions sur l'échelle spatiale et temporelle de ces processus, nous avons utilisé des modèles couplant fluides et transport de chaleur tel que le « *Well mixed aquifer model* ».

III.3.1.1 Le “Well mixed aquifer model”

Afin d'estimer le flux d'eau latéral nécessaire pour abaisser la température du socle à la température observée, nous utilisons le modèle analytique d'aquifère (« *well mixed aquifer model* » décrit par [Langseth and Herman, 1981](#)). Ce modèle simple 1D d'échange de chaleur entre l'eau et l'encaissant relie l'amplitude et la longueur d'onde de l'anomalie de flux de chaleur à la vitesse de circulation du fluide et à l'épaisseur de socle perméable ([Langseth and Herman, 1981](#); [Lucazeau et al., 2006](#)). La géométrie du modèle est présentée dans l'encart de la Figure III-1 ([Fisher and Becker, 2000](#)) avec une épaisseur de croûte perméable hb de conductivité λ recouverte par une couche de sédiments imperméables d'épaisseur hs et de conductivité λ_s . Nous ne rappellerons pas les équations qui sont décrites dans le chapitre I (cf. I.2.2.3 Modèles de circulation des fluides).

L'eau de mer qui circule va s'équilibrer au fur et à mesure avec l'encaissant et homogénéiser la température dans le socle. Une variation des paramètres (épaisseur de l'aquifère, épaisseur de sédiments...) peut donner des résultats de volume de fluides en circulation bien différent. Sur la zone OH1, nous n'avons pas de contrainte sur l'épaisseur de l'aquifère. Cependant, les données de la littérature convergent et suggèrent des épaisseurs de croûte supérieure perméable ne dépassant pas les 500 m ([Langseth et al., 1992](#); [Fisher, 1998](#); [Fisher and Becker, 2000](#); [Fisher et al., 2003a](#); [Stein and Fisher, 2003](#); [Winslow et al., 2016](#)). Sur OH1, les observations locales indiquent que l'épaisseur sédimentaire atteint jusqu'à 300 m dans les bassins (profils sismiques) et que la conductivité thermique des sédiments (λ_s) est proche de 1 W/m/K (mesure in situ et laboratoire, cf. chapitre II et III-2 article). Les paramètres sont définis avec hb : 500 m, hs : 250m, λ_s : 1 W/m/K et x qui correspond à la distance à l'affleurement le plus proche illustré en Figure III-2. Les mesures de flux de chaleur sont comparées aux calculs du « well

mixed aquifer model » (*Langseth and Herman, 1981*) afin d'évaluer quel volume de fluides dans la croûte supérieure est nécessaire pour expliquer l'anomalie de chaleur.

III.3.1.2 Les résultats

Sur le flanc ouest, les affleurements de croûte se situent entre 2 et 5 km des stations de mesure. Les vitesses de Darcy associées aux fractions du flux de chaleur en fonction des distances aux affleurements sont comprises en 0.5 et 4 m/an et sont fortement dispersées le long d'un même profil. On observe cependant deux groupes bien distincts de mesures le long de la ligne 23W. Le premier groupe qui correspond aux mesures effectuées sur la partie ouest du profil 23W ($q_m/q_L \sim 1$) révèle des faibles vitesses de Darcy (0.1 à 0.25 m/an). Le second groupe qui correspond aux mesures effectuées sur la partie est du profil 23W est associé à des vitesses plus rapides (1 à 4 m/an). Ce résultat expliquerait l'abrupte transition de flux de chaleur observée sur le profil 23W (cf. III-2 article) avec une partie est où les circulations de fluides sont vigoureuses alors qu'elles sont réduites sur la partie ouest. Sur le flanc est, les affleurements de croûte sont plus proches des stations de mesure, ils se situent entre 1 et 2 km d'une station de mesure contre 1 à 5 km en moyenne sur le flanc ouest. Une exception est observée le long du profil 27E où les distances aux affleurements de croûte atteignent plus de 7 km. Les vitesses de Darcy associées sont en revanche beaucoup plus variables mais les ordres de grandeur restent proches du m/an (Figure III-1).

Sur les deux flancs, les fractions du flux de chaleur en fonction de la distance à l'affleurement de croûte le plus proche sont dispersées (Figure III-1) et ne permettent pas de définir une vitesse de Darcy moyenne (les points ne s'alignent pas sur une courbe), et ce même le long de chaque profil prit séparément. Ces résultats suggèrent des circulations transverses aux profils qui confirment l'importance de prendre en compte un système de circulation en 3 dimensions. Ils indiquent également l'existence probable de plusieurs systèmes de circulation aux propriétés hydrologiques variées (perméabilité, épaisseur d'aquifère, différentiel de pression entre la recharge et la décharge).

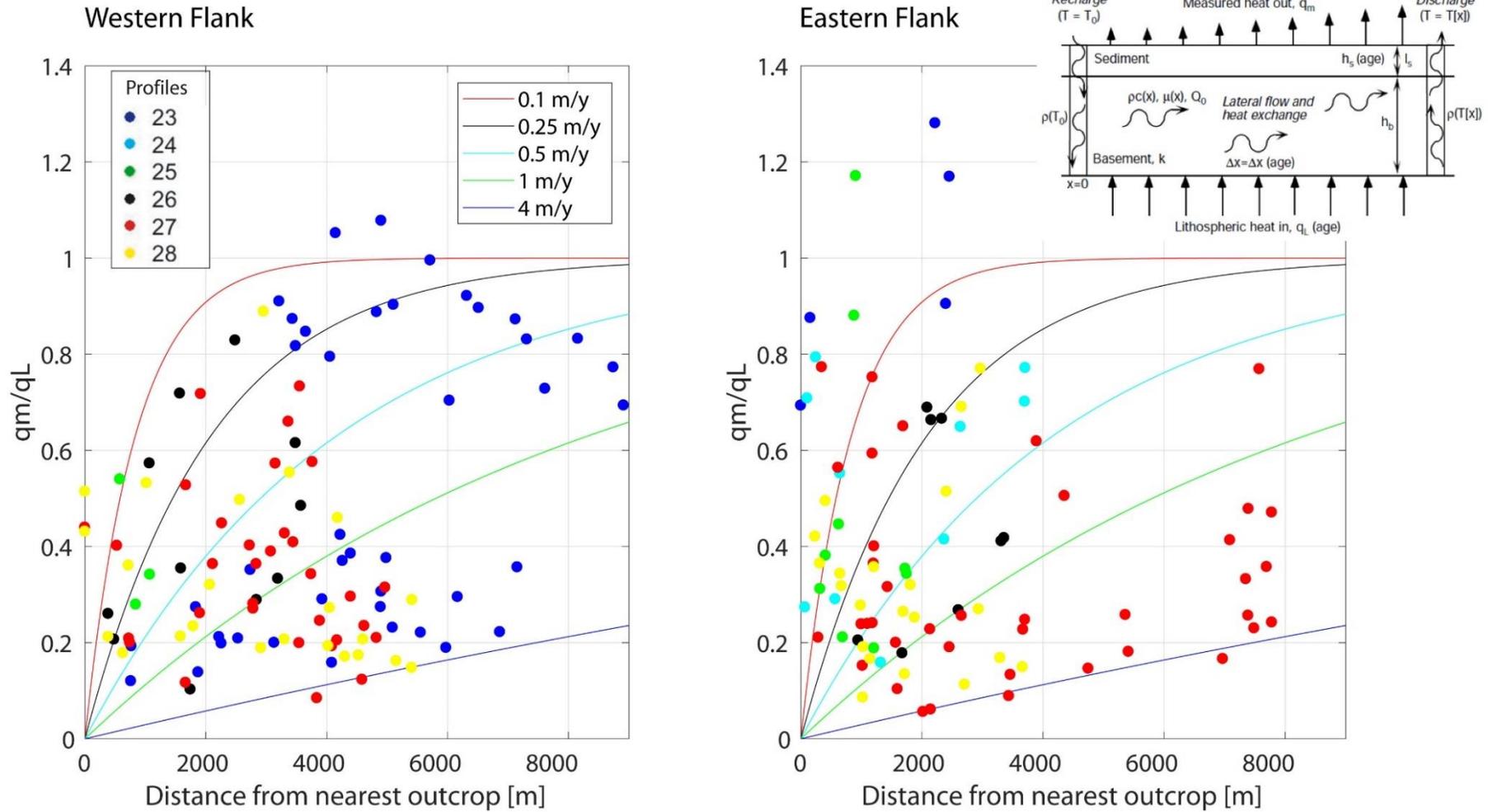


Figure III-1. Distance à l'affleurement le plus proche en fonction de la fraction de flux de chaleur conductif (flux de chaleur mesuré q_m sur flux de chaleur lithosphérique q_L). Les points correspondent aux mesures de flux de chaleur. Les courbes représentent un modèle simple d'échange de chaleur en fonction de la vitesse et de la distance de circulation (Langseth et Herman 1981, Ficher et Becker 2000, Lucazeau et al., 2006). $l_s=250$ m, $h_b=500$ m, $\lambda_s=1$ W/m/K.

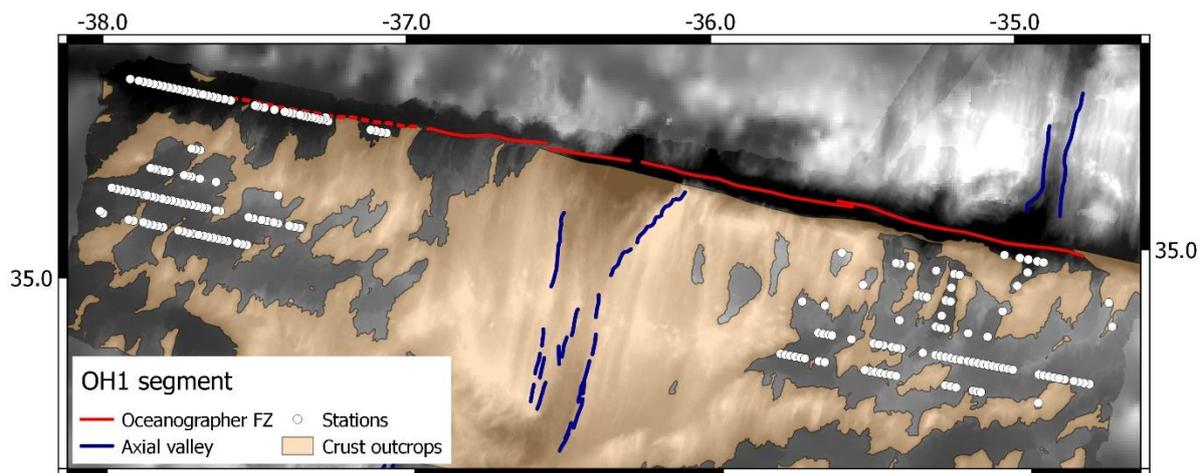


Figure III-2. Carte des affleurements de croûte océanique sur le segment OH1. Les points blancs indiquent la localisation des mesures de flux de chaleur par rapport aux affleurements de croûte (marron).

III.3.1.3 Apport de la modélisation

Les vitesses de Darcy calculées sont similaires (de l'ordre du m/an) à celles calculées sur d'autres zones d'études tant dans l'océan Pacifique ([Baker et al., 1991](#); [Davis et al., 1999](#); [Fisher and Becker, 2000](#); [Hutnak et al., 2007, 2006](#)), que dans l'océan Atlantique ([Langseth and Herman, 1981](#); [Lucazeau et al., 2006](#)). Si des variations locales des vitesses de Darcy expliquent des différences d'anomalies de chaleur au sein d'une même zone géographique, à l'échelle globale, le paramètre majeur qui semble contraindre les temps de résidence de l'eau dans la croûte océanique et donc les échanges entre l'eau et l'encaissant est principalement la distance entre les affleurements de socle.

Des modélisations plus complexes en 2D ou 3D permettraient de contraindre également les propriétés hydrologiques du système expliquant les anomalies de flux de chaleur mais également de géochimie observées. Elles permettraient de définir un panel des différentes propriétés de la croûte possibles et leur impact sur les volumes de fluides et anomalies de chaleur associés. Par exemple, [Stein and Fisher \(2003\)](#) ont quantifié à l'aide de modèles 2D la relation entre le volume de fluides, l'épaisseur de socle perméable et l'anomalie de chaleur de la croûte. Ils en déduisent ensuite un volume de fluide spécifique pour faire correspondre les résultats du modèle avec les mesures du flux de chaleur sur le flanc est de Juan de Fuca : 1.2 à 40 m/an pour des épaisseurs d'aquifères entre 100 et 600 m. Plus récemment [Winslow et al. \(2016\)](#) ont effectué des modèles 2D et 3D contraints par les données acquises sur la zone de second ridge de Juan de Fuca. Ils définissent alors des propriétés du système (perméabilité,

épaisseur) qui correspondent le mieux aux données observées. La comparaison des modèles à différentes dimensions montrent que pour les mêmes propriétés, le modèle à 3 dimensions prédit des anomalies de chaleur plus importantes d'un ordre de grandeur par rapport au modèle 2D. Ces résultats soulignent l'importance et l'intérêt de travailler en 3 dimensions.

III.3.2 Perturbations superficielles des profils de température

III.3.2.1 Résultats des mesures des profils de température

La mesure du flux de chaleur est directement liée au gradient de température (produit du gradient de température et de la conductivité thermique, cf. chapitre I et II). Sur la zone d'étude, la température a été calculée sur les 5 premiers mètres de la colonne sédimentaire avec l'instrument POGO et le carottier équipé de sonde NKE (cf. chapitre II et III-2 article). La plus part des profils de température sont généralement linéaires indiquant que les perturbations reliées aux circulations des fluides locales à travers les sédiments ou provoquées par les variations de températures du fond marin sont négligeables. Toutefois, l'observation systématique des profils de température en fonction de la profondeur a mis en évidence la présence de 41 profils de température non linéaires dans les 5 premiers mètres des sédiments sur l'ensemble des 208 mesures de flux de chaleur (Figure III-3). Sur ces profils particuliers, les perturbations provoquées par des variations du fond de mer (variations climatiques - [Hutchison, 1985](#), ou variations des courants de fonds océaniques - [Davis et al., 2003](#)) ou par la présence de circulations de fluides au sein de la couverture sédimentaire ([Anderson et al., 1979](#)) apparaissent non négligeables.

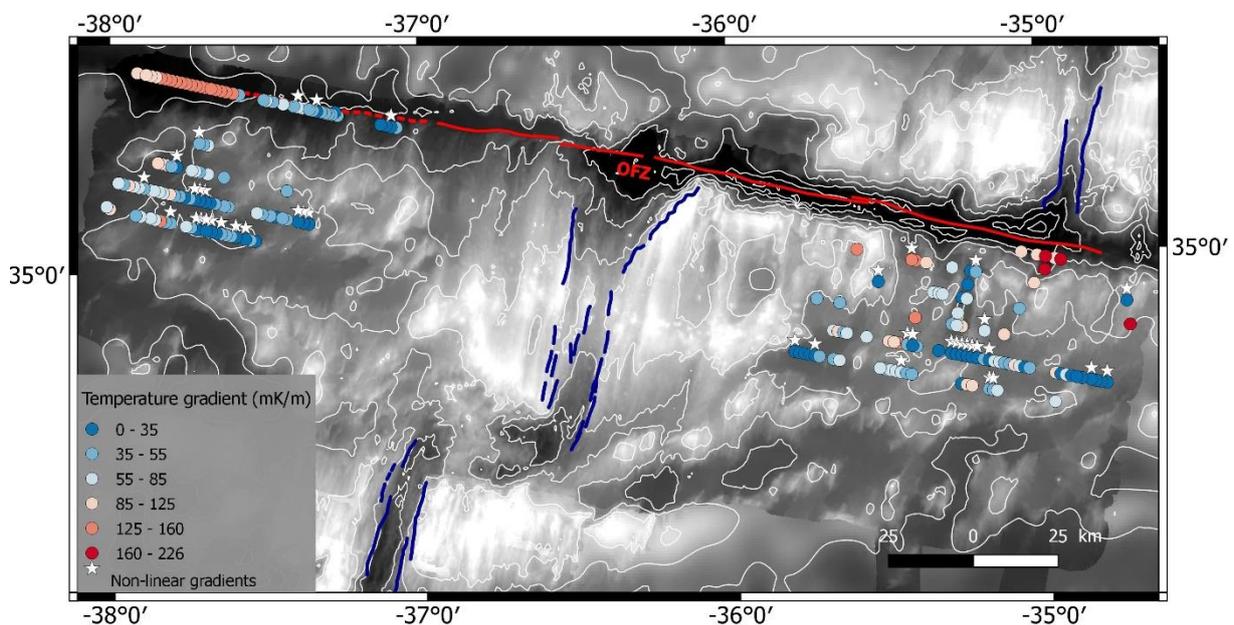


Figure III-3- Carte des valeurs des gradients de température. Les étoiles blanches indiquent l'emplacement des profils de température non-linéaires. En rouge, la zone de fracture Oceanographer ; en bleu, l'axe de la ride.

Ces profils présentent des formes inverses, courbes ou sigmoïdes (exemple en Figure III-4 profil 27E). Afin de définir un gradient de température exprimé en milli-Kelvin par mètre et ainsi calculer un flux de chaleur, ces profils ont été assimilés à des droites. Cependant, lorsque la corrélation entre le profil de températures et cette droite est < 0.9 alors le profil est défini comme non linéaires. Ces 41 profils de températures non-linéaires sont majoritairement localisés sur les lignes sismiques 27 et 28, c'est-à-dire dans la zone centrale du segment OH1. Ces perturbations ne paraissent pas directement reliées à des structures particulières du fond marin (III-2 article). Sur le flanc ouest, la linéarité des profils semble liée à la profondeur de pénétration de la sonde : une faible pénétration dans les sédiments correspondant à un profil non linéaire. Les raisons d'une telle observation ne sont pas identifiées, le sondeur de sédiment n'indiquant aucun réflecteur pouvant traduire une couche plus résistante qui empêcherait la pénétration de la sonde. Ces profils correspondent généralement à des gradients faibles inférieurs à 55 mK/m.

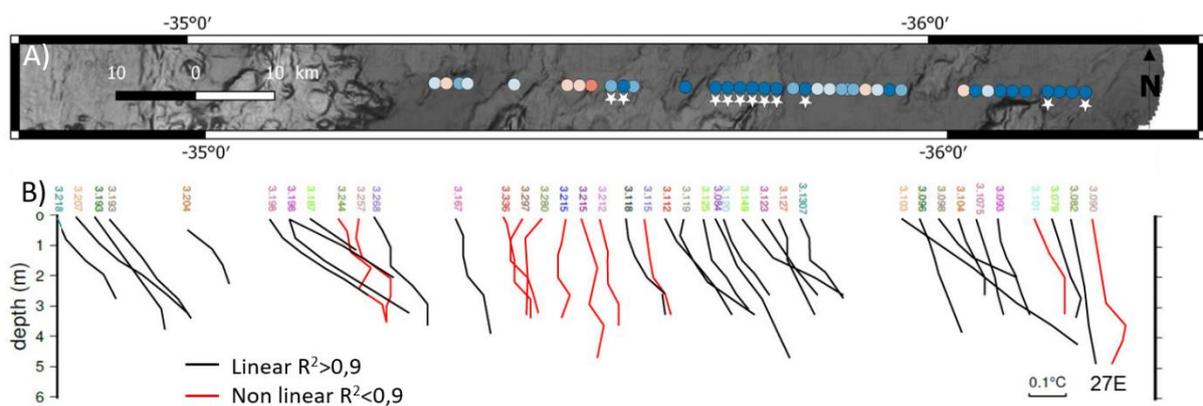


Figure III-4. A) Profil bathymétrique et localisation des stations de flux de chaleur du profil 27E (rouge : valeur élevée / bleu : valeur faibles, voir légende de la Figure III-3). Les étoiles indiquent les profils de température non linéaires. B) Température vs. profondeur, le long du profil 27E. Les profils de couleur rouge correspondent aux profils non linéaires ($r^2 < 0.9$). La température du fond de mer est indiquée au-dessus de chaque profil ($\sim 3^\circ\text{C}$).

III.3.2.2 Origines des perturbations de la température dans les premiers mètres des sédiments

Les profils de température non linéaires indiquent des perturbations de la température dans les sédiments et suggèrent l'existence de processus locaux d'apport et/ou de suppression de chaleur. Deux types de perturbations permettent d'expliquer les formes des profils de température courbes, sigmoïdes ou inverses : i) la variation des températures du fond marin ou

ii) la présence de circulations de fluides dans les sédiments. Dans cette partie, nous discuterons donc de chacune des possibilités et de leur impact sur la forme des profils de température.

III.3.2.2.1 Variations des températures du fond marin : variations climatiques et courants océaniques

Des variations de la température du fond marin peuvent faire varier la forme des profils de température (ex : courbure). L'ampleur de la courbure du profil et la profondeur d'impact sont fonction de l'ampleur de la variation (cf. chapitre II).

Dans le cas de la zone d'étude de la campagne Oceanograflu, il est possible d'éliminer la cause des variations climatiques car les mesures du flux de chaleur ont toutes été effectuées à plus de 1000 m sous la surface de l'océan (profondeur minimum : 2224 m). C'est la profondeur à partir de laquelle la température du fond marin devient stable car elle n'est plus affectée par les variations climatiques à la surface de l'océan (*Davis et al., 2003; Hutchison, 1985*). Cependant, la température du fond marin peut également se modifier sous l'influence variable de courants de fonds océaniques. Aucune donnée de température du fond marin sur une période déterminée n'est disponible sur la zone Oceanographer-Hayes. Toutefois, deux stations CORK (ODP 395 et ODP 949) en Atlantique ont enregistré des données de température en continue sur le fond marin (*Davis et al., 2003*). Elles indiquent des variations de températures très faibles près de la ride Atlantique avec des amplitudes inférieures à 0.03K (Figure III-5) sur 3 ans pour le puits ODP CORK 395 (22°45N–46°04W, site de North Pond). En revanche, des variations mensuelles (supérieures à 0.06K) et annuelles (proches de 0.3 K) sont enregistrées sur le puits ODP CORK 949 (15°53S–58°71W). Ces résultats indiquent que des variations de l'ordre de 0.3K sur le fond marin suffisent à expliquer l'enregistrement de profils courbés, inverses ou sigmoïdes dans les quatre premiers mètres des sédiments (Figure III-5 - *Davis et al., 2003; Hamamoto et al., 2005*). Si on considère une variation sinusoïdale : $T_0(t) = \cos(wt)$ où T_0 est la température du fond marin alors la température T à une profondeur z et un temps t est :

$$T(z, t) = \cos\left(wt - z^2 \sqrt{\frac{w}{2k}}\right) \exp\left(-z^2 \sqrt{\frac{w}{2k}}\right) \quad (\text{III-4})$$

Avec $w = \frac{2\pi}{P}$; P étant la période et k la diffusivité thermique du matériel sédimentaire (8.10^{-7} m²/s).

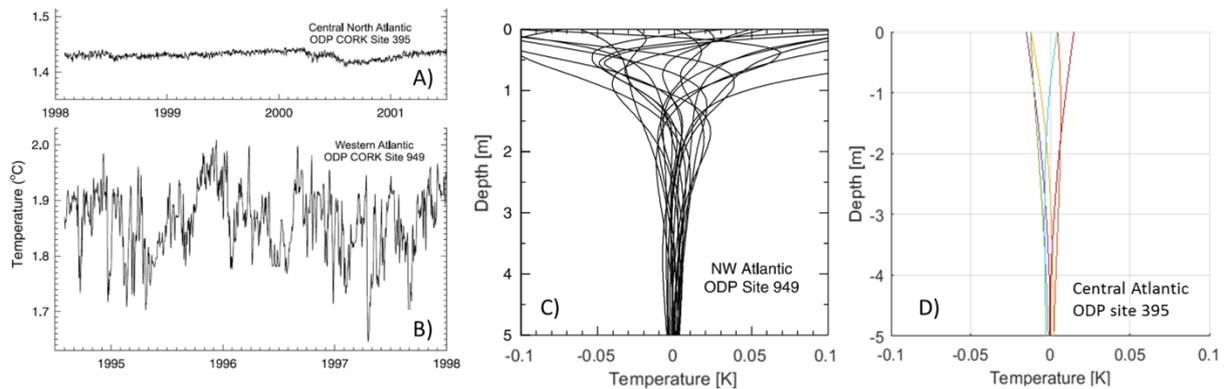


Figure III-5. Enregistrement continu de la température du fond marin (Davis et al., 2003) aux puits : A) ODP CORK Site 949 et B) ODP CORK site 395 (Site de North Pond). Puis, variations des profils de température sur 5 m sur 2 années : C) ODP 949 et D) ODP395.

La zone d'étude Oceanograflu est plus similaire à la zone du puits ODP395 (que celle du puits ODP949) en termes de géographie car c'est une zone proche de la ride Atlantique et éloignée des domaines continentaux. En conséquence, si les perturbations provoquées par des variations de température du fond marin sont similaires, elles seraient trop faibles pour avoir un impact significatif sur les profils de température. Une telle variation n'est cependant pas à exclure. Le programme HYCOM (<https://hycom.org>) est un modèle de prédiction du système océanique. Il modélise les variables de températures, salinités, pressions et vitesses de l'océan à partir des données réelles échantillonnées au court de l'année (<https://www.nodc.noaa.gov>). Sur la zone OH1, ce modèle prévoit des variations sur le fond océanique inférieures à 0.6K sur une période de 1 an (cf. annexes : année 2012). Cette variation de température est suffisante pour perturber significativement les profils de températures et expliquer ces profils non linéaires.

Néanmoins, les profils de température perturbés sont parfois isolés et ne présentent pas les mêmes variations de températures au sein d'un même groupe géographique. En conséquence, les perturbations semblent avoir une origine plus locale.

III.3.2.2.2 Circulations de fluides au sein de la couverture sédimentaire.

La présence de circulations superficielles de fluides dans les sédiments peut aussi perturber les profils de température. Bien que les sédiments soient caractérisés par une faible perméabilité ($< 10^{-13} \text{ m}^2$) et que les circulations de fluides y soient généralement négligeables, des mouvements verticaux de fluides ont été observés sur plusieurs localités : en Atlantique (Langseth et al., 1992), dans l'océan Indien (Anderson et al., 1979) et dans l'océan pacifique (Wheat and Mottl, 1994). Les profils de température sont alors courbés relativement à l'ampleur de la perturbation caractérisée par la vitesse de remontée des fluides et le gradient de

température entre la surface des sédiments et le socle. Généralement, une épaisseur de sédiments supérieure à 100 m est définie comme une épaisseur suffisante pour empêcher la circulation des fluides à travers les sédiments hors et vers l' « aquifère » basaltique (*Davis et al., 1999*).

Sur le segment OH1, l'épaisseur de sédiment semble généralement suffisante pour restreindre les circulations à travers les sédiments vers le socle (0 à 300 m). Cependant, l'analyse des profils sismiques montre que la surface des sédiments apparaît perturbée et déformée par la présence de fractures (*cf. III-2 annexes de l'article*). Elles peuvent être des drains permettant l'infiltration d'eau de mer froide dans les sédiments superficiels. Cette hypothèse expliquerait les plus faibles gradients de température et les perturbations des profils. Cependant, l'absence d'un gradient géochimique entre l'océan et l'eau du socle ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

III.4 Conclusion

Dans le domaine océanique au Sud de la faille transformante Oceanographer (*cf.* chapitre III), Les flux de chaleur restent globalement très en dessous des valeurs des modèles conductifs de refroidissement de la croûte (40 % de déficit en moyenne sur les deux flancs). De plus, les fluides ont la composition chimique de l'eau de mer. Ces résultats supposent une circulation efficace qui extrait d'importantes quantités de chaleur à travers les nombreux affleurements de la zone. Sur le segment OH1, les distances entre les affleurements de croûte océanique sont de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Nous avons mis en évidence une corrélation entre la fraction du flux de chaleur mesuré sur le flux de chaleur de surface et ce relief à petite échelle. Plus le nombre d'affleurements est important, plus les chemins de circulations des fluides sont courts. Il y a alors moins de possibilités pour que les fluides s'équilibrent avec la roche alentour (thermiquement et chimiquement). Cette relation empirique permet de caractériser l'efficacité des circulations hydrothermales et potentiellement de l'extrapoler à toute la surface des océans. D'après un modèle simple d'échange de chaleur (*Well mixed aquifer model*), les vitesses de circulation sur la zone OH1 semblent similaires à celles calculées sur d'autres sites d'étude dans l'océan Pacifique ou Atlantique. Ainsi, c'est principalement les distances de circulations (donc les distances entre monts-sous-marins/affleurements de croûte) qui vont modifier le temps de résidence de l'eau dans le socle. Néanmoins, les directions d'écoulements ne semblent pas suivre les directions des profils, il serait donc nécessaire d'appréhender le système en 3 dimensions.

Un proxy définissant l'efficacité des circulations de fluides ayant été déterminé dans le domaine océanique, nous allons maintenant nous intéresser aux potentielles circulations hydrothermales sur les marges continentales.

**CHAPITRE IV. LES CIRCULATIONS DE
FLUIDES SUR LA MARGE SUD DES
BALEARES**

IV.1 Introduction

Ce chapitre traite des circulations de fluides sur les zones de marges continentales afin de déterminer leur impact sur le régime thermique de ces zones complexes. Comme décrit dans les chapitres précédents, les migrations de fluides sont des processus efficaces d'extraction et de redistribution locale de la chaleur dans certains domaines de croûte océanique (*Davis et al., 1999; Fisher et al., 2003a* - cf. chapitre III). Néanmoins, nous pouvons nous demander si ces processus sont aussi efficaces sur les zones de marges ? De nombreux échappements de fluides y sont répertoriés (cf. chapitre I) mais leur nature est plus diverse. Ces circulations peuvent affecter l'ensemble de la zone jusqu'à la croûte océanique ou bien être limitées à la couche sédimentaire (*Bertoni and Cartwright, 2015; Manatschal, 2004* – chapitre I).

La présence de zones serpentinisées sur les marges suppose l'existence d'anciennes circulations dans la croûte océanique (*Manatschal, 2004; Reston and Pérez-Gussinyé, 2007; Lucazeau et al., 2010; Manatschal et al., 2015*). Des circulations hydrothermales actuelles ont aussi été mises en évidence comme sur les marges de la Norvège, de la Californie (*Berndt et al., 2016*) et du Golfe d'Aden (*Lucazeau et al., 2010*). Dans le Golfe d'Aden la présence de socle à l'affleurement coïncide avec des anomalies actuelles de flux de chaleur qui indiquent des perturbations locales du régime thermique par des circulations de fluides. Des marques de serpentisation suggèrent aussi des circulations passées qui ont pu affecter la zone de manière significative. Actuellement, les valeurs du flux de chaleur enregistrées à l'échelle régionale sont globalement proches des valeurs du modèle de refroidissement par conduction de la croûte (120 mW/m^2 - *Stein and Stein, 1992*). En conséquence, l'impact actuel des fluides sur le régime thermique à l'échelle de la marge reste faible car très local. Pour des âges de croûtes similaires, l'impact des circulations hydrothermales sur le régime thermique semble moins important sur la marge que dans le domaine océanique. Cela est probablement dû à un taux de sédimentation plus important, des processus de serpentisation (scellement des fractures) et du relâchement des contraintes à la suite du break-up (*Lucazeau et al., 2010*).

Sur les marges, les circulations de fluides peuvent également être plus superficielles et restreintes aux couches de sédiments (*Foucher et al., 2009; Grevemeyer et al., 2004; Sauter et al., 2006* - Figure IV-1). Des structures telles que des volcans de boue, des pockmarcks ou des formations de carbonates sont des figures communes, souvent associées à des variations thermiques locales importantes (*Eldholm et al., 1999; Bohrmann et al., 2003; Bertoni and Cartwright, 2015* - Figure IV-1 et Figure IV-2). Elles sont produites par des mouvements de

fluides provenant de couches profondes en surpression (volcans de boue) ou en dépression (pockmarks). Les origines des fluides en surpression dans la colonne sédimentaire sont variées (Kopf, 2002; Dimitrov, 2002; Sauter et al., 2006 - Figure IV-1) : expulsion des fluides par compaction, formation de gaz (hydrates de gaz, hydrocarbures, dégradation de la matière organique) ou migration de fluides (à travers des failles ou les horizons stratigraphiques). En revanche, la dissolution des gaz ou des couches sédimentaires (carbonates ou évaporites) peut créer des zones en dépression.

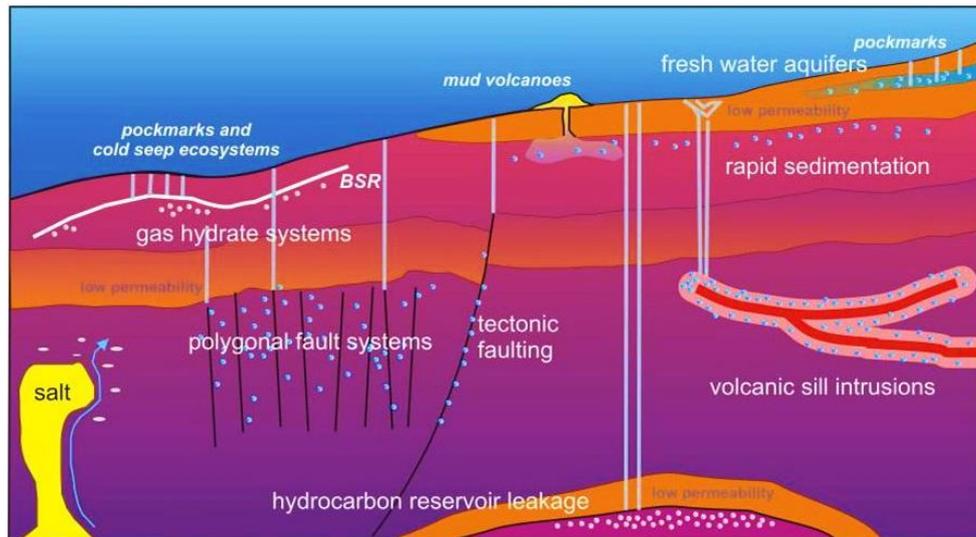


Figure IV-1. Différents systèmes de circulation des fluides sur les marges passives, d'après (Berndt, 2005).

La présence de fluides sur les marges peut également être associée au sel et ses déformations (Warren, 2017). Longtemps considérés comme des lithologies imperméables, les dépôts de sel sont parfois le siège d'échappements de fluides. Ces fluides sont la conséquence de processus de dissolution combinés au mécanisme d'hydro-fracturation des couches évaporitiques (Bertoni and Cartwright, 2015). La dissolution d'évaporites nécessite la présence de fluides sous-saturés vis-à-vis des différentes formes de sel. Leur origine est multiple : remontée d'eaux interstitielles expulsées lors de la compaction des pores, libération d'eau de faible salinité lors des transformations gypse-anhydrite (Figure IV-2A), remobilisation d'eaux météoriques ou encore advection de fluides profonds (ex. eau, gaz, hydrocarbures). Ces mécanismes et processus se matérialisent souvent en surface et sur les profils sismiques par des structures caractéristiques (Figure IV-1 ; volcans de boue et pockmarks : Figure IV-2B et C). Ces mécanismes de circulation de fluides ont notamment été décrits en mer d'Alboran (Blinova et al., 2011), où la présence de volcans de boue est associée à des remontées de « chapelets de bulles de gaz », des

dépôts de carbonates authigènes et des variations de la concentration en ions majeurs dans l'eau interstitielle (baisse de Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+}). Des zones de pockmarks ont également été mises en évidence en mer Rouge (*Feldens et al., 2016; Scholten et al., 1991*, Figure IV-2B). Ces zones de dépression sont associées à de fortes concentrations en Cl^- (supérieures à celles de l'eau de mer locale : 640 mmol/kg) associée à une augmentation du rapport Cl/Br avec la profondeur. L'augmentation de ce rapport témoigne de la présence d'une eau interstitielle d'origine évaporitique dans la colonne sédimentaire (*Feldens et al., 2016*). De manière générale, ces figures d'échappements de fluides sont décrites dans toute la Méditerranée (*Foucher et al., 2009; Mascle et al., 2014*). Leur répartition est cependant inégale, avec une prépondérance en Méditerranée orientale comparé à la partie occidentale.

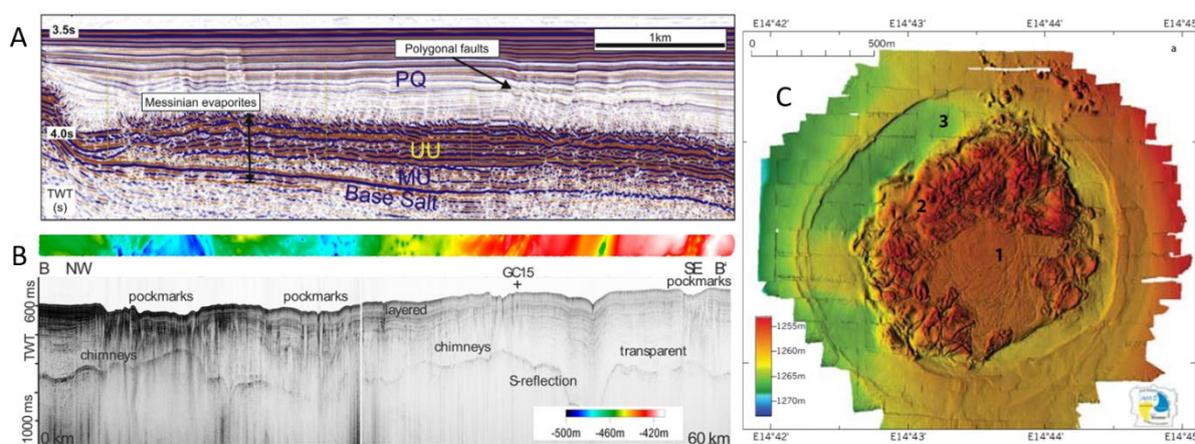


Figure IV-2. Témoins d'échappements de fluides. A : failles polygonales dans le bassin Sud Baléares qui suggèrent la libération d'eau des évaporites sous-jacentes, en raison de la transformation gypse anhydrite (*Bertoni and Cartwright, 2015*). Cette structure est associée à des remontées de « chapelets de bulles de gaz ». B : Pockmarks et cheminées de gaz en Mer Rouge (*Feldens et al., 2016*) et bathymétrie associée. C : carte bathymétrique du volcan de boue « Håkon Mosby » situé sur la marge norvégienne (*Foucher et al., 2009*).

Ce chapitre concerne plus particulièrement l'étude des circulations de fluides sur la marge Sud des Baléares et le bassin Algérien situés en Méditerranée occidentale (Figure IV-3). La marge Sud Baléares est une marge relativement jeune (16 -23 Ma, *Mauffret et al., 2004; Michard et al., 2006*) dont la formation est liée à l'histoire géodynamique complexe de la Méditerranée. Sur la marge Sud des Baléares, la présence de volcans de boue, de pockmarks et de structures perçantes du fond marin pourraient indiquer l'existence de circulations de fluides dans le bassin Algéro-baléarique (*Camerlenghi et al., 2008; Acosta et al., 2001a, 2013*). L'existence d'une épaisse couche de sel (pouvant atteindre 1 km d'après *Dal Cin et al., 2016*) permettra aussi d'appréhender ses effets sur les potentielles circulations de fluides. Enfin, les affleurements de

basaltes liés à la présence de nombreux édifices volcaniques d'âge pléistocène présents sur la marge (Acosta et al., 2004) pourraient constituer des zones de siphons hydrothermaux sur le principe des mécanismes de circulation observés dans les domaines océanique (Fisher and Wheat, 2010). Sur la marge Baléares, des mesures de flux de chaleur ont été effectuées sur les puits DSDP 371 (en 1975) & ODP 975 (en 1995) (Figure IV-4). En revanche, aux alentours du promontoire des Baléares, les données de flux de chaleur acquises au préalable sont localisées à l'extrémité ouest en mer d'Alboran (campagne océanographique *Flucalb* de 1993 - Polyak et al., 1996), au nord dans le Golfe de Valence (Foucher et al., 1992) et à l'est dans le bassin Liguro-Provençal (Jemsek et al., 1985; Burrus and Foucher, 1986; Della Vedova et al., 1995). Les seules mesures de géochimie des eaux interstitielles dans le bassin algéro-baléarique proviennent de trois forages (localisés en Figure IV-4) : puits ODP 975 (Bernasconi, 1999), DSDP 371 et 372 (McDuff and Gieskes, 1976; Vengosh et al., 1994, 2000), et DSDP 124 (Sayles and Waterman, 1973).

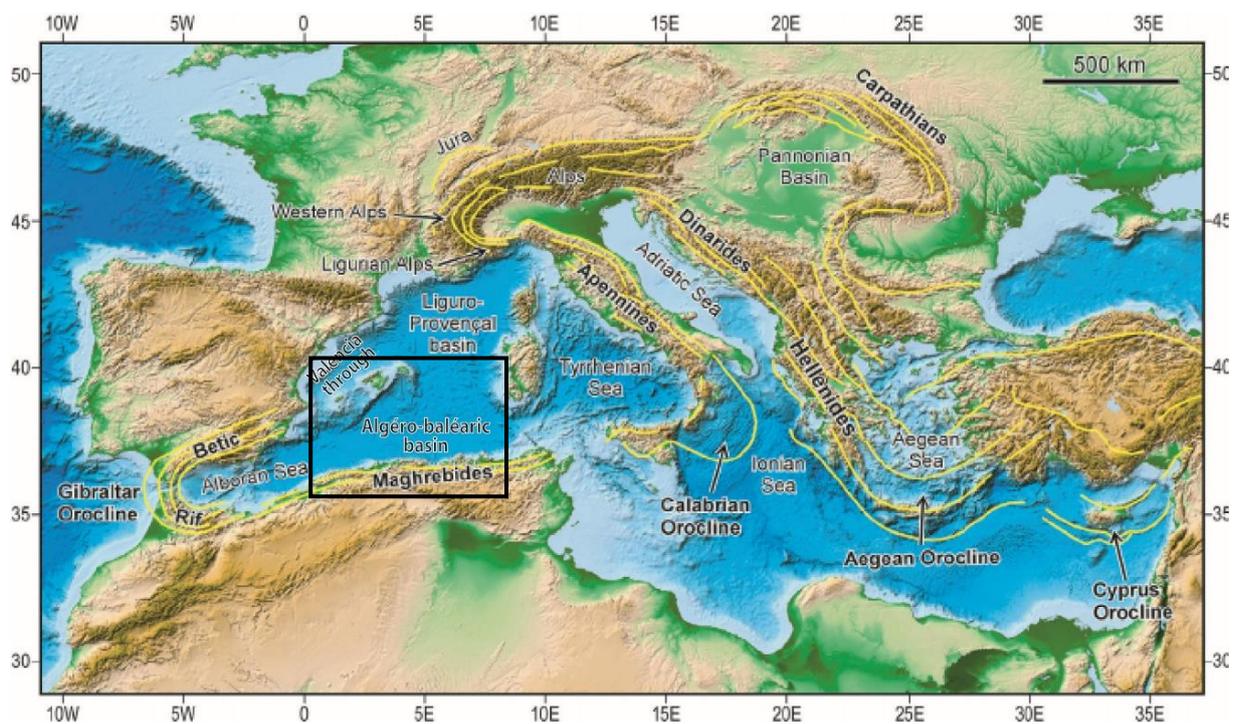


Figure IV-3. Carte de la Méditerranée (Amante and Eakins, 2009) localisation des différents bassins méditerranéens et mise en évidence des orogènes Alpine et Méditerranéenne (en jaune). Le rectangle noir indique la localisation de la zone d'étude.

Afin de confirmer la présence de circulations de fluides sur la marge Sud Baléares, nous examinerons tout particulièrement les données de flux de chaleur et de géochimie des eaux interstitielles échantillonnées lors de la campagne océanographique Westmedflux (20 avril – 15 Mai 2016). Cette campagne a permis d'acquérir 76 nouvelles mesures de flux de chaleur et 15

carottages dans le bassin Algéro-baléarique. Nous effectuerons une analyse similaire à celle réalisée sur la dorsale Atlantique afin de déterminer si la présence d'hydrothermalisme est avérée sur cette marge de la Méditerranée. Une analyse des données de multifaisceaux et du sondeur de sédiments a été effectuée afin d'imager la surface du fond marin et les premiers mètres des sédiments. Cela permet de rechercher des structures typiques de migration des fluides pouvant être associées à des anomalies thermique et chimique.

IV.2 Contexte géologique

Cette partie *contexte géologique* présente rapidement la géodynamique de la méditerranée occidentale afin de situer la mise en place du bassin Algérien dans l'histoire méditerranéenne (Figure IV-4). Nous présenterons les différentes hypothèses sur les directions et les âges de l'ouverture du bassin. Dans un second temps, nous ferons un rapide rappel sur les différents marqueurs de la crise Messinienne (MSC). Nous verrons de quelles façons ils modifient les signaux thermiques et la géochimie des fluides dans les bassins. Enfin, une troisième partie sera focalisée sur la marge Sud des Baléares : sa description morphologique, ses structures caractéristiques et sa nature.

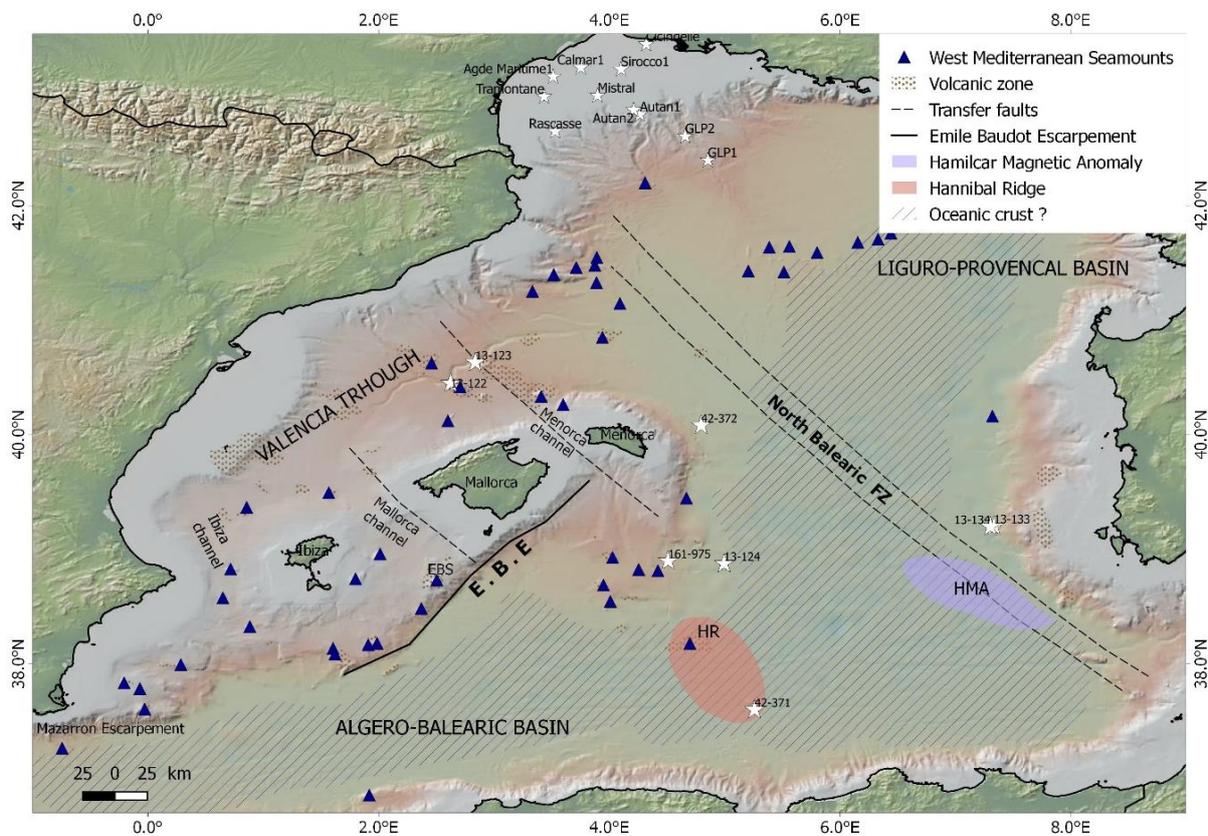


Figure IV-4. Schéma structural de la Méditerranée occidentale. Localisation des monts sous-marins d'après [Rovere and Wurtz \(2015\)](#). Localisation des structures et du domaine océanique d'après [Driussi et al. \(2015b\)](#). NBFZ: North Balearic Fault Zone. L'EBS: Emile Baudot Escarpement). HR: Hannibal Ridge. HMA : Hamilcar Magnetic Anomaly. La topographie et la bathymétrie proviennent de www.geomapap.com. Les étoiles blanches indiquent la localisation des puits ODP/ DSDP et d'exploration.

IV.2.1 Géodynamique de la Méditerranée occidentale

Les marges de la Méditerranée occidentale se sont formées dans un contexte d'interaction entre des phases compressives et extensives induites par la convergence Afrique-Eurasie et le retrait de la plaque plongeante (Figure IV-5). Cette évolution tectonique est à l'origine de la coexistence de zones en extension formées par plusieurs bassins de nature crustale variée (Figure IV-3, Figure IV-4, Figure IV-5) : les bassins Algérien, Tyrrhénien et Liguro-Provençal, le Golfe de Valence et la mer d'Alboran ; et de zones compressives, reliques d'un pré-prisme d'accrétion situé en avant du front de subduction (Bouillin, 1986 - segments orogéniques - Figure IV-3 ; Figure IV-5) : Rif, Bétiques, Tell, Apennins et les Alpes.

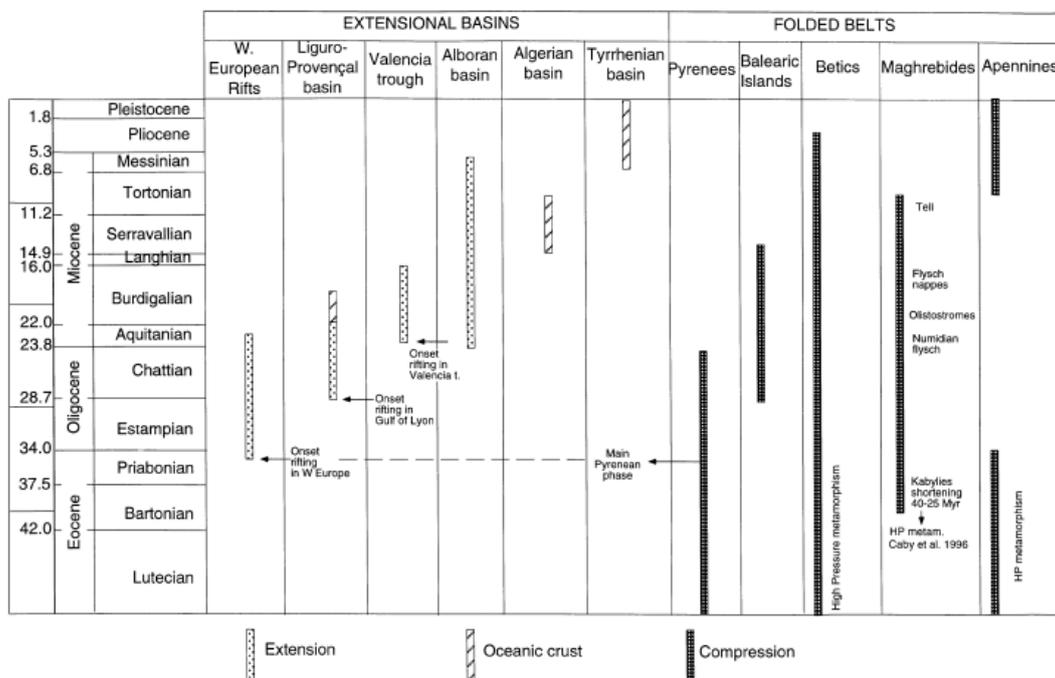


Figure IV-5. Chronologie des différents événements extensifs et compressifs en méditerranée occidentale et nature de la croûte (Gelabert et al., 2002).

L'histoire de la Méditerranée débute à la fin du Paléozoïque lors de la dislocation de la Pangée et la mise en place de l'océan Téthys (Frizon de Lamotte et al., 2011). Au Crétacé, l'Afrique commence sa migration vers l'Eurasie suite à l'ouverture de l'Atlantique Sud (Rosenbaum et al., 2002a). La convergence des deux plaques provoque la subduction de la Téthys sous la plaque Eurasie et la fragmentation du front de subduction. La mise en place des bassins de la Méditerranée occidentale fait suite à la première collision entre l'Afrique et l'Eurasie à 35-30 Ma (Oligocène - Jolivet and Faccenna, 2000). Cet événement se traduit par une diminution de la vitesse de migration du continent africain (baisse de 3 à 1 cm/an) qui marque le début de

l'extension post-orogénique (Figure IV-6, *Gorini, 1993; Lonergan and White, 1997; Jolivet, 2008*).

Nous nous intéresserons tout particulièrement au bassin Algérien dont la mise en place fait suite à celle du bassin Liguro-Provençal et du Golfe de Valence. Au Burdigalien (21-18 Ma - Figure IV-6), le bloc Corso-Sarde pivote de 50° dans le sens antihoraire. Il migre vers le SE, le long de la zone transformante Nord Baléares (NBFZ : *North Balearic Fault Zone* - Figure IV-4) et provoque l'océanisation du bassin Liguro-Provençal (*Rehault et al., 1984*). A l'est, l'extension NW-SE se traduit par la migration des Baléares vers le sud suite à la formation du Golfe de Valence où aucune accréation océanique n'est enregistrée (*Maillard et al., 1992*). L'extension du Golfe de Valence cesse fin Burdigalien (18 Ma) avec la mise en place d'événements compressifs à l'origine de la formation des chevauchements bétiques (*Gelabert et al., 2005; Sàbat et al., 2011*).

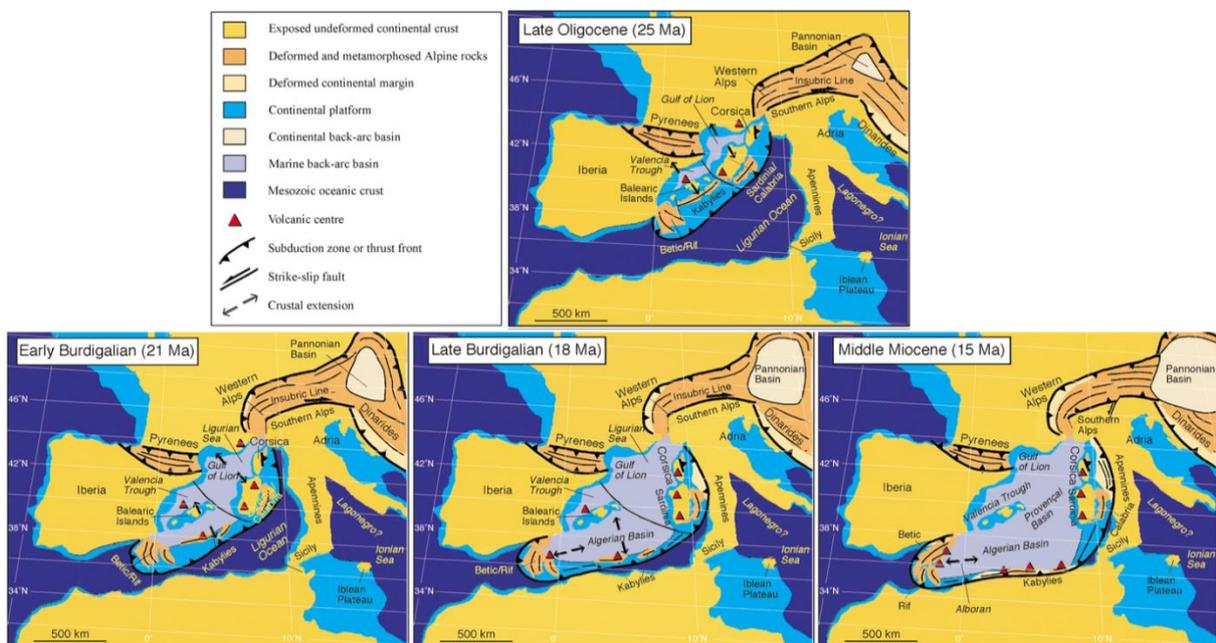


Figure IV-6. Figures illustrant une reconstitution de la formation de la Méditerranée occidentale d'après (*Rosenbaum et al., 2002b*). Initiation du rifting : ouverture du bassin Liguro-Provençal, du Golfe de Valence et du bassin Algérien.

Au sud du promontoire des Baléares, l'âge et la direction d'ouverture du bassin Algérien sont encore discutés. L'océanisation est datée entre 16 et 8 Ma (Miocène moyen) par *Mauffret et al. (2004)* et entre 23 et 16 Ma (début Miocène) par (*Michard et al., 2006*). En conséquence, l'évolution thermique du bassin est difficilement contrainte. La cinématique entre l'ouverture du bassin Algérien et le mouvement d'Alboran vers l'ouest est aussi mal définie (*Faccenna et*

al., 2004; *Medaouri et al.*, 2014). Deux écoles existent : une qui prône une ouverture à dominante N-S et l'autre E-O (Figure IV-7). A) Une ouverture N-S à NO-SE est proposée. Localisée dans le domaine arrière arc, l'origine de la formation du bassin serait la migration vers le S-SE de la zone de subduction de la Téthys (*Frizon de Lamotte et al.*, 2000; *Gelabert et al.*, 2002; *Rosenbaum et al.*, 2002b). B) L'ouverture E-O implique des déformations transformantes sur les marges nord et sud du bassin. Elle serait associée à une rupture du *slab* sous la marge Nord-Africaine (*Mauffret et al.*, 2004; *Camerlenghi et al.*, 2008; *Driussi et al.*, 2015b).

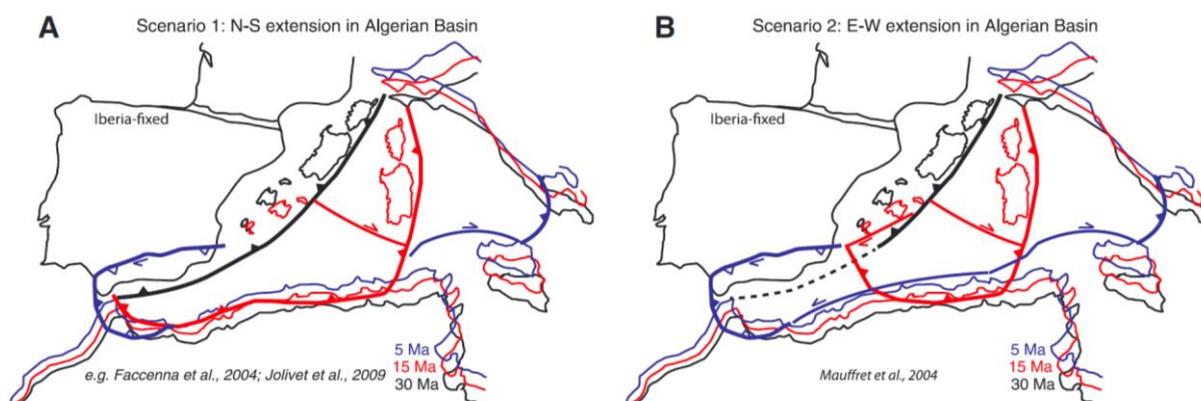


Figure IV-7. Schéma des deux hypothèses de l'ouverture du bassin Algérien d'après *Van Hinsbergen et al.* (2014). A) extension N-S ; B) Extension E-O.

Les études récentes de (*Driussi et al.*, 2015b) proposent une première ouverture de direction NO-SE en association avec l'accrétion du plancher océanique au niveau de l'Hamilcar Magnetic Anomaly (HAM) située au sud de la NBFZ (Figure IV-4). Cette courte ouverture serait suivie de l'ouverture générale NE-SO du bassin Algérien. Cette hypothèse est validée par l'interprétation de l'*Emile Baudot Escarpement* (EBE) comme une faille transformante (Figure IV-4). Elle est en accord avec le retrait vers l'ouest de la plaque en subduction suite à la migration de l'arc de Gibraltar (*Boschi et al.*, 2010; *Bezada et al.*, 2013). Le retrait du slab est une hypothèse soutenue par les études de tomographie (*Faccenna et al.*, 2004; *van Hinsbergen et al.*, 2014). En revanche, l'absence de forage ayant atteint le socle empêche la détermination de l'âge et de la nature du socle.

Le bassin Algérien est totalement ouvert à 8 Ma (Tortonien) après la formation de la mer d'Alboran (*Mauffret et al.*, 2004; *van Hinsbergen et al.*, 2014). A la suite de cet événement, vers 6 Ma (Messinien), les échanges entre la mer Méditerranée et l'Atlantique diminuent provoquant un assèchement important de la Méditerranée et des dépôts spectaculaires

d'évaporites pouvant atteindre des épaisseurs de plus de 2 km à certains endroits (CIESM, 2009). Cette baisse importante du niveau marin coïncide avec l'initiation de la dernière phase d'accrétion connue en Méditerranée occidentale. Elle correspond à l'ouverture du bassin Tyrrhénien. Actuellement, plusieurs manifestations des phases de compression sont observées : forte sismicité régionale (Serpelloni et al., 2007) et volcanisme calco-alcalin (Carminati et al., 2012).

IV.2.2 La crise de salinité Messinienne (CSM)

La crise de salinité Messinienne est un épisode spectaculaire d'assèchement de la Méditerranée qui se produit à la fin du Miocène entre 5.96 et 5.33 Ma (CIESM, 2009). Un million de kilomètres cube de sel vont être accumulés en moins de 700 ka (Roveri et al., 2014a) dans les bassins profonds et périphériques de la Méditerranée (Figure IV-8). Les différentes caractéristiques du sel et plus généralement des évaporites font des dépôts Messinien une couche sédimentaire ayant de nombreux impacts sur le régime thermique, les systèmes de circulation des fluides et la géochimie des fluides interstitiels.

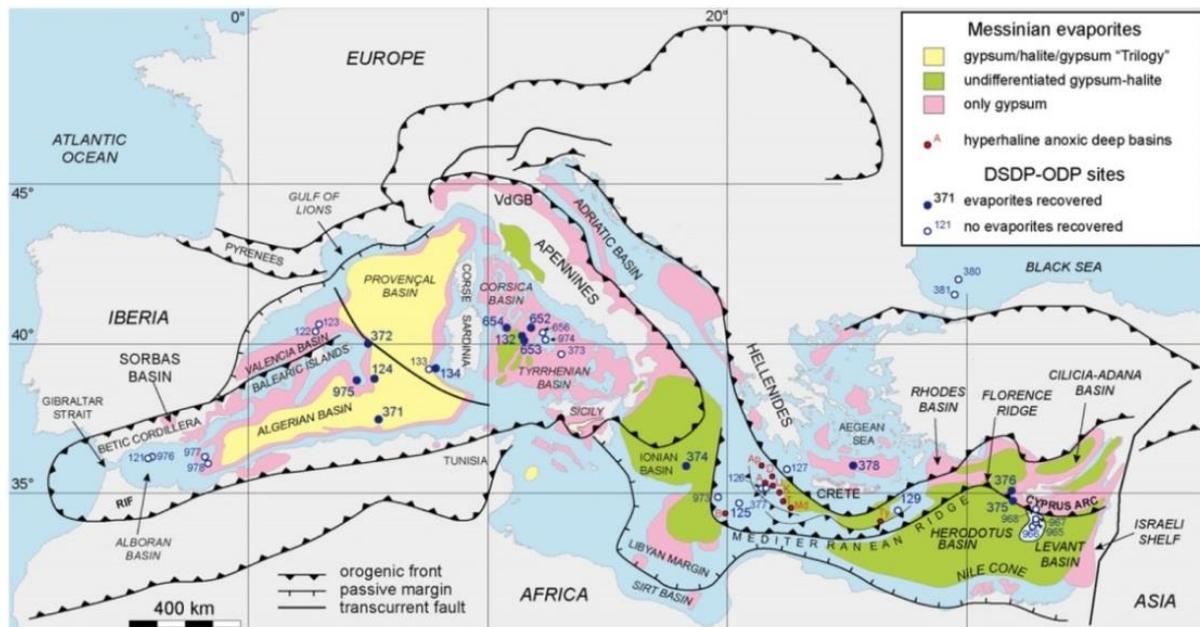


Figure IV-8. Distribution des évaporites Messiniennes en Méditerranée et localisation des puits DSDP-ODP qui enregistrent ses dépôts Messiniens d'après Roveri et al. (2014a).

IV.2.2.1 Les dépôts et les érosions du Messinien

Trois grandes phases peuvent décrire la crise de salinité Messinienne (CIESM, 2009; Roveri et al., 2014a): l'initiation, le paroxysme et la fin de crise.

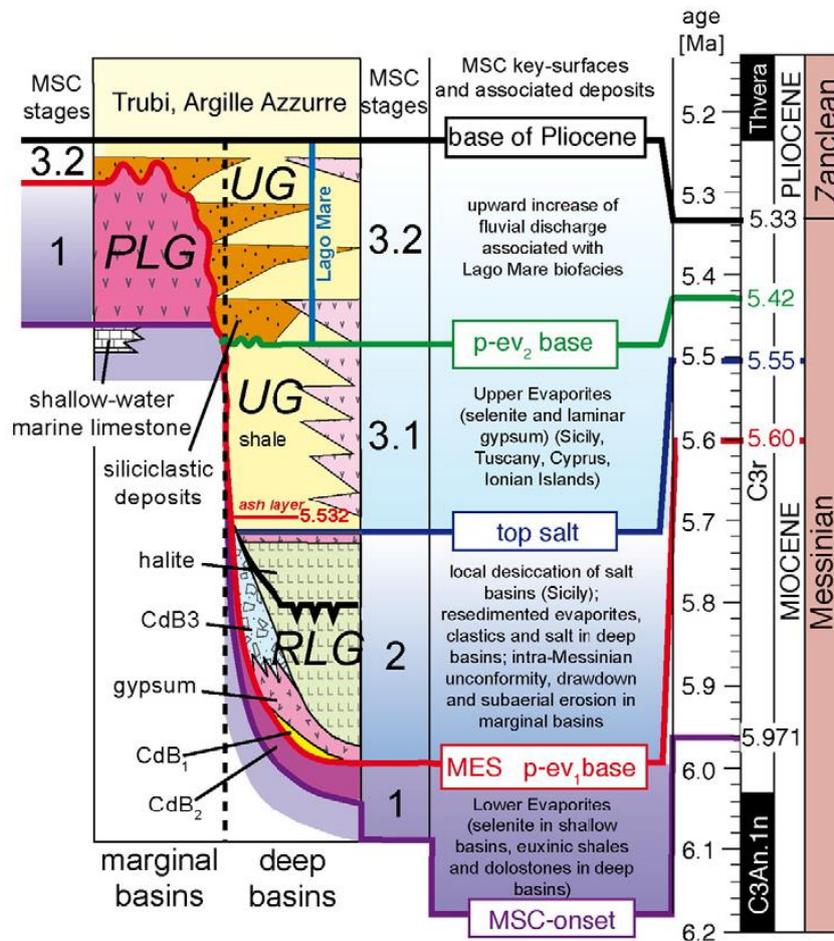


Figure IV-9. Scénario de la crise de salinité Messinienne d'après [Roveri et al. \(2014a\)](#). Chronostratigraphie de fin Miocène à début Pliocène en Méditerranée. PLG : Gypse inférieur primaire ; RLG : Gypse inférieur resédimenté ; UG : Gypse supérieur ; CdB : calcaire de base. Etoile/foraminifère rouge(s) : flux de nannofossiles et foraminifères marins.

L'initiation de la crise de salinité Messinienne est datée entre 5.96 et 5.6 Ma (« stage 1 », Figure IV-9 - [CIESM, 2009](#)). Les dépôts de cette période sont majoritairement constitués de gypse et dans une moindre mesure de marnes et sapropels ([Krijgsman et al., 1999](#); [Sierro et al., 1999](#) – Figure IV-9). Ces unités (LU = *Lower Unit* ; Figure IV-9) identifiées dans les bassins proximaux, n'ont jamais été échantillonnées dans leur intégralité dans les bassins profonds. Leur nature reste discutée : son faciès sismique peut autant correspondre à des dépôts lités similaires aux évaporites (alternance gypse/argiles) qu'à des sédiments pélagiques ([Lofi, 2002](#)). Cette unité atteint une épaisseur de 700 m dans le bassin Algérien ([Dal Cin et al., 2016](#)).

Le paroxysme de la crise (« stage 2 » : 5.60 à 5.55 Ma) est caractérisé par une chute drastique du niveau marin en Méditerranée ([Rouchy and Caruso, 2006](#)). L'enregistrement des changements hydrographiques se traduit par la formation de canyons dans les parties les plus proximales ([Clauzon, 1973](#)). Le réflecteur qui la caractérise en sismique est nommé Surface

d'érosion Messinienne (MES - Figure IV-9, *Roveri et al., 2003, 2008; Lofi et al., 2011*). En revanche, dans les parties distales, la chute du niveau marin provoque le dépôt d'une série évaporitique très épaisse : la couche de sel ou unité mobile (MU = *Mobile Unit* ; *Ryan, 1973; Lofi et al., 2011* - Figure IV-9). Elle peut atteindre jusqu'à 900 m dans le bassin Algéro-Baléarique (*Dal Cin et al., 2016*). Elle correspond principalement à des dépôts de halite (NaCl) avec des intercalations d'anhydrites (CaSO₄). C'est une unité sismique transparente facilement reconnaissable, d'autant plus que le sel génère un diapirisme intense et du fluage en bordure de bassin.

La dernière phase de la crise de salinité Messinienne est suivie d'une remise en eau brutale à 5.33 Ma. Les dépôts correspondent aux évaporites supérieures (UU = *Upper Unit*) dans les bassins profonds et intermédiaires (« *stage 3.1* », Figure IV-9). Ce sont les seules unités de la crise de salinité Messinienne forées dans le bassin Méditerranéen (Leg 42 et 13, DSDP 13-124 en 1970 - *Hsü et al., 1973*). D'une épaisseur allant jusqu'à 780 m dans le bassin Algérien (*Dal Cin et al., 2016*), elles sont composées d'une alternance de dépôts évaporitiques. Ces unités sont suivies des dépôts de Lago-Mare généralisés à tout le bassin Méditerranéen (Figure IV-9 – « *stage 3.2* »). Ce sont des sédiments d'eau douce typiques des environnements arides et peu profonds de sebkha (*Lofi, 2002*). Ils se composent de gypse (CaSO₄.2H₂O), d'anhydrite (CaSO₄), de marnes dolomitiques (CaMg(CO₃)₂) et d'argiles fines qui traduiraient un environnement lacustre avec des incursions marines ponctuelles (*Gorini, 1993*).

La remise en eau brutale de la Méditerranée a provoqué le dépôt rapide des sédiments post-Messinien d'eau profonde (1 km, *Dal Cin et al., 2016*). Ces apports rapides d'eau et de sédiments ont contribué à la création de surpression jusqu'à la fracturation des sédiments et/ou au fluage du sel dans le bassin (*Bertoni and Cartwright, 2015; Jackson and Hudec, 2017*). Ils ont aussi contribué au piège de saumures résiduelles qui peuvent modifier la composition chimique de l'eau interstitielle des sédiments (*Vengosh et al., 1994*).

IV.2.2.2 Impacts des dépôts sur le régime thermique et la chimie des fluides

Les évaporites possèdent des caractéristiques physiques particulières telles qu'une conductivité thermique élevée par rapport aux autres sédiments ou une perméabilité faible (*Warren, 2006*). De plus, leur déformation sous forme de géométries particulières peut créer des anomalies thermiques locales importantes ou encore laisser passer les fluides. Ainsi, les épaisseurs

évacuées déposées sur une courte période de temps et leurs géométries particulières peuvent impacter les systèmes de fluides et le régime thermique de la Méditerranée.

IV.2.2.2.1 Modifications du régime thermique

La haute conductivité du sel (6.5 W/m/K) contraste fortement avec celle des sédiments plio-quaternaires ou pré-Messiniens (~1.3 W/m/K). Son évolution sous forme de diapirs provoque des effets de réfraction qui modifient la mesure du flux de chaleur en surface (cf. chapitre I.3.4.1 et II.1.3.5 ; *Mello et al., 1995*). Les déformations salifères provoquent aussi la déformation des sédiments traversés allant jusqu'à leur fracturation (*Hudec and Jackson, 2007*). Ces fractures peuvent être des chemins privilégiés de circulations des fluides au sein du bassin.

IV.2.2.2.2 Modification de la chimie des fluides

La présence des évaporites ou de saumures résiduelles exerce une forte influence sur la chimie des eaux interstitielles des sédiments sus-jacents (*Sayles and Waterman, 1973; Vengosh et al., 1994; Bernasconi, 1999; Bertoni and Cartwright, 2015*). Les études des eaux interstitielles des 3 puits ODP et DSDP forés dans le bassin Algéro-baléarique (Figure IV-8) ont permis de déterminer l'origine des fluides dans le bassin. Les résultats (Figure IV-10) sont publiés dans les rapports de campagnes : Leg 161 ODP 975 (*Bernasconi, 1999*), Leg 42A DSDP371 (*McDuff and Gieskes, 1976*) et Leg13 DSDP124 (*Sayles and Waterman, 1973*).

En Méditerranée, l'origine du Na⁺ et du Cl⁻ est compatible avec la présence en profondeur de paléo-fluides messinien piégés lors de la sédimentation (saumure primaire - *Sayles and Waterman, 1973; Vengosh et al., 1994; Bernasconi, 1999*). L'augmentation de la salinité dans les eaux porales peut aussi être reliée à la dissolution des évaporites Messiniennes par des eaux de faible salinité (ex. déshydratations du gypse en anhydrite), créant des saumures secondaires (*Bertoni and Cartwright, 2015*). La dissolution de gypse se traduit par des augmentations de sulfates (SO₄²⁻) et de calcium (Ca²⁺) à la base des 3 puits (*Sayles and Waterman, 1973; Bernasconi, 1999* - Figure IV-10). Par contre, la diminution en sulfates (SO₄²⁻) et l'augmentation de l'alcalinité dans les parties supérieures traduisent les processus d'oxydation de la matière organique (Figure IV-10). Par exemple, la présence de sapropels peut s'accompagner de dépôts de matière organique qui sont réduits lors des processus de diagenèse précoce (*Froelich et al., 1979*). La diagenèse des argiles (transformation smectite/illite) peut incorporer du potassium (K⁺) comme sur le puits 975 (Figure IV-10 - *Bernasconi, 1999*). Enfin, des augmentations des concentrations en magnésium (Mg²⁺) (ex. puits 371 - Figure IV-10)

peuvent traduire la présence de calcites magnésienne ou de dolomite en profondeur (McDuff and Gieskes, 1976; Vengosh et al., 1994).

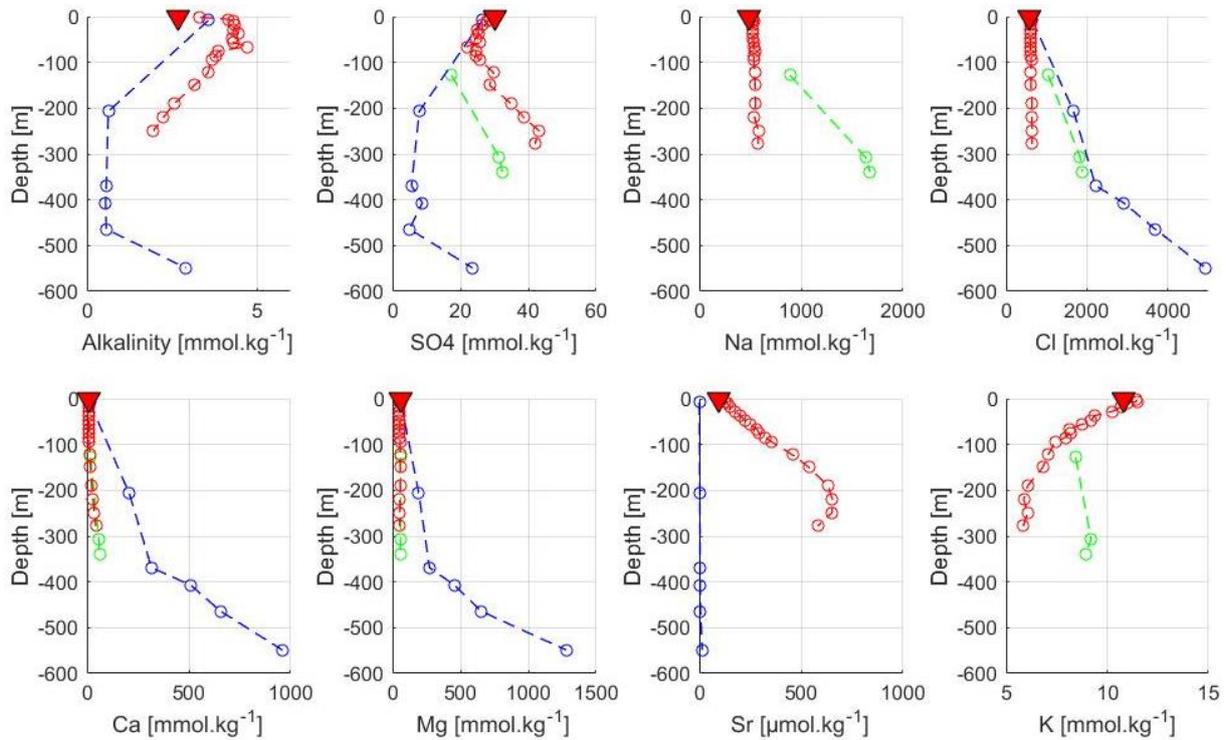


Figure IV-10. Concentrations en éléments majeurs dans les puits ODP et DSDP au Sud des Baléares (localisation en Figure IV-28) ; Puits ODP975 (rouge), puits DSDP 124 (vert) et puits DSDP 371 (bleu). Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale. Compilation d'après Sayles and Waterman (1973), McDuff and Gieskes (1976) et Bernasconi (1999).

IV.2.3 Le promontoire et la marge Sud des Baléares

La Méditerranée occidentale se compose de plusieurs bassins aux natures crustales variées et de différents domaines orogéniques. Les bassins Algérien, Tyrrhénien et Liguro-provençal ont subi une océanisation (Rehault et al., 1984; Mauffret et al., 2004) alors que le Golfe de Valence et la mer d'Alboran possèdent un socle de croûte continentale amincie (Torné et al., 1992; Pascal et al., 1992; Platt and Vissers, 1989). Cette étude des circulations de fluides se focalise sur la marge Sud du promontoire des Baléares (Figure IV-4 - Figure IV-11).

IV.2.3.1 Morphologie du promontoire des Baléares

Le promontoire des Baléares correspond à une zone compressive formant une partie des zones externes des cordillères Bétiques (Bouillin, 1986). C'est un haut topographique, de direction moyenne NE-SO, qui occupe une surface de 400 km de long sur 110 km de large (Driussi et

al., 2015a). Il est composé de 4 îles appelées d'est en ouest : Minorque, Majorque, Ibiza et Formentera située au sud d'Ibiza (Figure IV-11). Elles forment 3 blocs continentaux qui composent une plate-forme subcontinue entre les îles (*Acosta et al., 2001b*). Les deux blocs, d'Ibiza et de Majorque, ont une direction NE-SO. Cela correspond à la direction générale des cordillères Bétiques. En revanche, le bloc de Minorque est orienté NO-SE, c'est-à-dire perpendiculaire aux structures du promontoire.

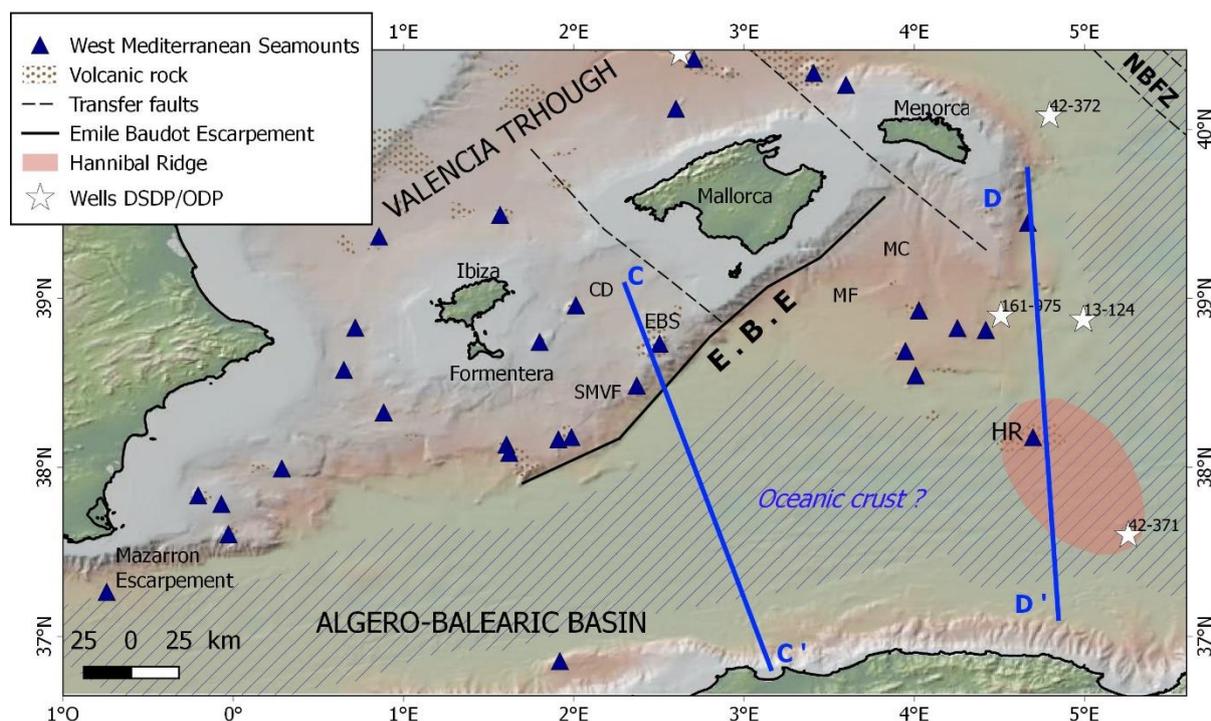


Figure IV-11. Carte du promontoire des Baléares et du bassin Algéro-Baléarique. NBFZ : North Balearic Fault Zone (Zone de fracture Nord Baléares) ; EBE : Escarpement Emile Baudot ; CD : Central Depression ; SMVF : South Mallorca Volcanic Field (Domaine Volcanique Sud Majorque – *Acosta et al., 2001b*) ; EBS : Emile Baudot Seamount (Mont Emile Baudot) ; MC : Canyon de Minorque ; MF : Fan de Minorque. Segments CC' et DD' : localisation des modèles gravimétriques et localisation de la croûte océanique d'après *Driussi et al. (2015a - Figure IV-16)*

IV.2.3.2 Morphologie de la marge Sud des Baléares

La marge Sud des Baléares s'étend sur 600 km (*Driussi et al., 2015a*), du bloc de Minorque (NE) à l'Espagne continentale (SO). Elle limite la partie sud du promontoire des Baléares et enregistre un dénivelé moyen de 1900 m. Cette marge correspond à la marge Nord du bassin Algérien. Elle est formée principalement de deux escarpements (Figure IV-11) : *Emile Baudot Escarpement* (EBE) au centre et l'escarpement de *Mazarron* à l'ouest. Ils sont séparés par des régions de plus faible pente au sud d'Ibiza et de Minorque. La marge Sud des Baléares est

divisée en 3 zones morphologiques : pente continentale, glacis continental et plaine abyssale (*Camerlenghi et al., 2008* ; Figure IV-12, Figure IV-13 et Figure IV-15). La mise en place de circulations de fluides pourrait être contrôlée par les différentes structures mises en place suivant ces zones morphologiques.

IV.2.3.2.1 La pente continentale

Au sein de la marge, on distingue d'est en ouest (Figure IV-11) :

Au sud de Minorque, l'orientation de la pente de la marge évolue (Figure IV-11 - Figure IV-12) : son orientation est NO-SE à l'est de l'île et NE-SO à l'ouest. Le canyon de Minorque est situé sur la marge ouest, là où la marge change brutalement de direction pour devenir l'escarpement Emile Baudot (EBE). La pente est comprise entre 3.43° et 0.23° (Figure IV-12). Les flancs du canyon sont contrôlés par des édifices volcaniques tels que le Mont *Jaume* à l'ouest ou le Mont *Colom* à l'est (*Acosta et al., 2002*). L'Escarpement Emile Baudot (EBE) long de 180 km, est localisé entre les blocs de Sud Minorque et le chenal d'Ibiza. Il montre deux tendances directionnelles : une de direction NE-SO dans sa partie nord-est et une autre de direction ENE-OSO au sud de l'île de Formentera (*Camerlenghi et al., 2008* - Figure IV-11, Figure IV-12). La première partie de l'escarpement présente une forte pente (12°) qui induit un dénivelé de 1600 m alors que la partie sud présente une plus faible pente (7.5°). L'ensemble est fortement érodé, les mêmes auteurs décrivent de nombreuses incisions (vallées, canyons) ainsi que des glissements de terrain dont les dépôts sont parfois observés en bas de pente. Une structure volcanique remarquable, le Mont Emile Baudot (*Rovere and Wurtz, 2015*), est située à l'aplomb de l'escarpement [long: $38^\circ 40'$ et Lat: $2^\circ 25'$]. Il mesure 10 km de long sur 3 km de large et est orienté NE-SW. Le dragage réalisé par (*Acosta et al., 2004*) indique une signature magnétique. Elle révèle un mont de nature volcanique tout comme les 118 pinacles alentour qui composent un domaine volcanique de 513 km^2 : le *Mallorca Volcanic Field* (SMVF - Figure IV-11, Figure IV-12) positionné à l'extrémité ouest de l'EBE. L'analyse des dragues date ce volcanisme au début du pléistocène (K/Ar donne un âge de $1.46 \pm 0.18 \text{ Ma}$). Le Mazarron est l'escarpement le plus à l'ouest (Figure IV-11). Il est long de 185 km, rectiligne et de direction E-O. Il est localisé à l'ouest du chenal d'Ibiza et tout comme l'EBE, sa pente présente de nombreuses incisions.

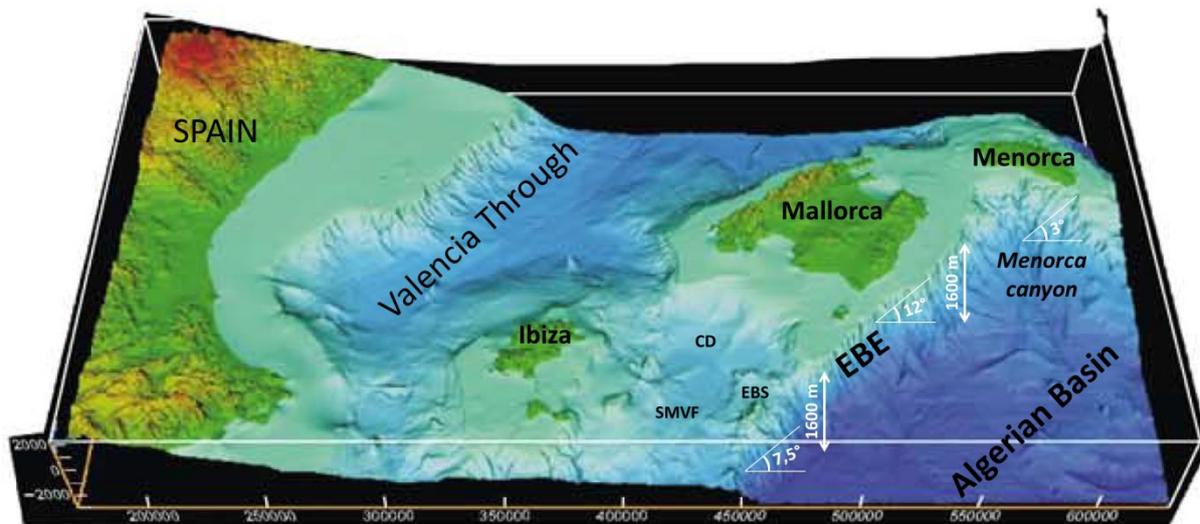


Figure IV-12. Détail 3D de la marge Sud Baléares (modifiée d'après [Acosta et al., 2001b](#)). EBE: Emile Baudot Escarpment; CD: Central Depression; SMVF: South Mallorca Volcanic Field. L'angle de pente et les dénivelés sont indiqués en blanc.

Sur la pente ouest de l'île de Minorque (Figure IV-11), le puits ODP161-975 a été foré (1996) et les eaux interstitielles ont été échantillonnées et analysées. Elles enregistrent des indices de la présence de fluides sous saturés en profondeur, entraînant la dissolution de gypse. Des processus de diagenèse des carbonates (transformations aragonite/calcite, précipitation de célestine, dissolution de calcite) et la formation d'argiles sont également observés ([Bernasconi, 1999](#) - Figure IV-10).

IV.2.3.2.2 Le glacis continental

Le glacis continental présente une sédimentation sinueuse avec la présence de rides (R1, 2, 3, 4, 5 - Figure IV-13, [Camerlenghi et al., 2008](#)). Elles correspondent à des dépôts de coulées de débris et de boue en provenance de la zone de pente (MTD – Mass Transport Deposit). Ces dépôts se présentent sous forme de lobes. Cependant, la morphologie du glacis diffère de chaque côtés ouest et est du point de courbure de l'escarpement Emile Baudot (BP : *Bending Point* ; Figure IV-13, [Camerlenghi et al., 2008](#)). Au SE du point de courbure, le glacis continental enregistre une pente moins importante : il connecte la base de la pente continentale à la zone de plaine abyssale plate. Au contraire, au NE, la zone est formée d'une alternance de dépressions et de rides sans orientations préférentielles (longueur d'onde 2 à 5 km) : c'est la zone de *Menorca Fan* (MF, Figure IV-11, Figure IV-13 - [Acosta et al., 2002](#)). Cette morphologie suggère un système de drainage des sédiments du glacis continental vers la plaine abyssale ([Camerlenghi et al., 2008](#)).

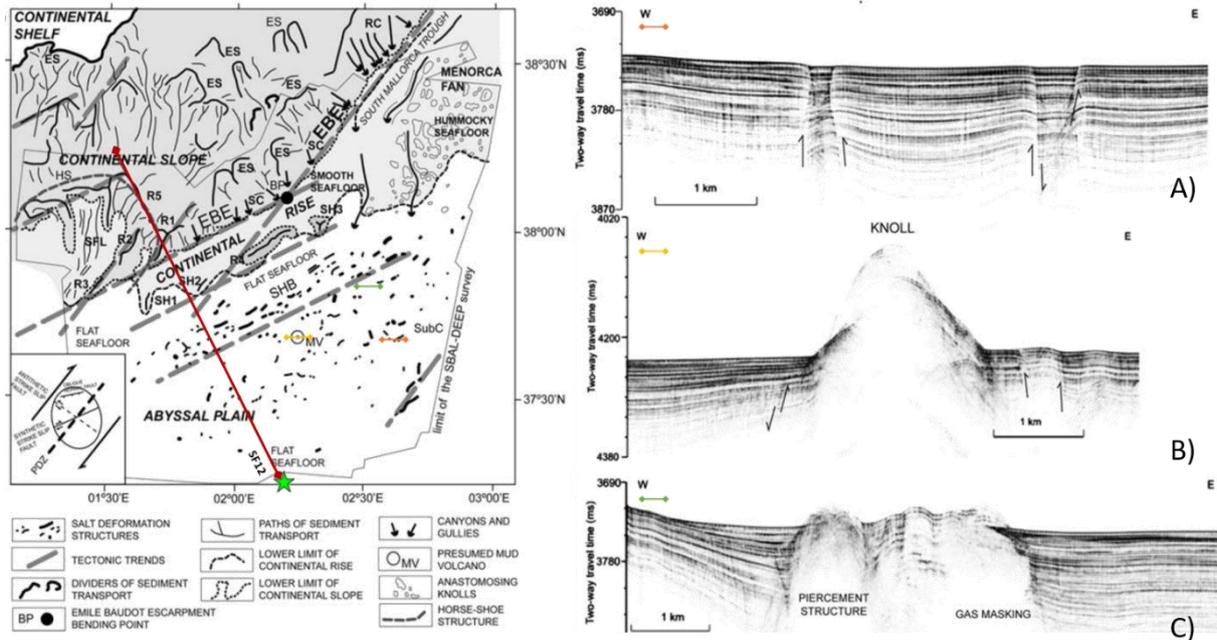


Figure IV-13. Carte et profils du sondeur de sédiments d'après [Camerlenghi et al. \(2008\)](#). Carte : Interprétation morphologique de la zone Sud Baléares. R : Ride, SH : Seamount (Mont sous-marins), ES : érosion d'escarpement, SC : petits canyons, RC : ravines et canyons rectilignes, SFL : Flux de sédiments. L'étoile verte et la ligne rouge indiquent la localisation de la colonne stratigraphique ainsi que le profil sismique, présentés en Figure IV-15. Profils du sondeur de sédiments (CHIRP - A, B, C) montrant des failles sub-verticales et les structures perçants les sédiments.

Le puits DSDP13-124 au Sud de l'île de Minorque a été foré à la limite entre le glacis continental et la plaine abyssale. L'analyse des eaux interstitielles a mis en évidence la présence de halite dans les sédiments plus profonds par l'enregistrement continu de l'augmentation en Na^+ et Cl^- avec la profondeur. L'influence des évaporites est également observée suite aux variations des concentrations en calcium, magnésium et sulfates. La couche de sel n'a pas été échantillonnée directement, en revanche, le puits a traversé des couches de dolomite, gypse et anhydrite ([Sayles and Waterman, 1973](#) - Figure IV-10).

IV.2.3.2.3 La plaine abyssale

La plaine abyssale, entre le promontoire des Baléares et l'Algérie, occupe une surface de 100 à 120 km de large (en N-S) sur 400 km de long (en E-W) et atteint approximativement 2800 m de profondeur. En bas de la pente continentale, le fond marin s'aplanit. Cependant, de nombreuses failles sont visibles en sismique réflexion (Figure IV-14). Elles recoupent les unités évaporitiques supérieures et les sédiments plio-quadernaires. Elles sont interprétées comme la conséquence de changement de volume lors de la transformation gypse-anhydrite et de la

déshydratation qui se propage vers les couches supérieures (*Wardell et al., 2014; Dal Cin et al., 2016* - Figure IV-14).

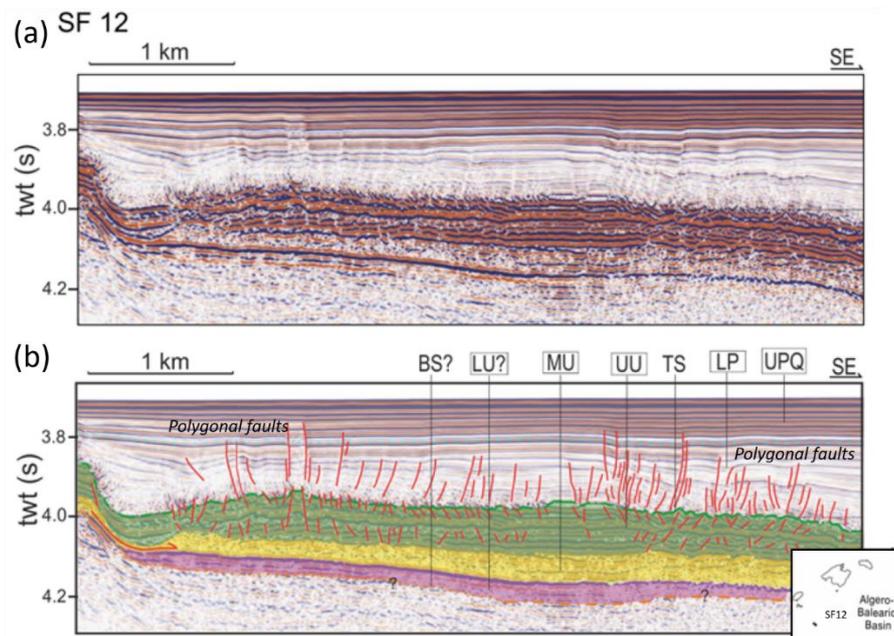


Figure IV-14. Profil sismique SALTFLU, modifié d'après *Dal Cin et al. (2016)*, BS : Base salt (base du sel) ; LU : Lower Unit (unité inférieure) ; MU : Mobil Unit (unité mobile) ; UU : Upper Unit (unité supérieure) ; TS : Top Surface (surface supérieure des évaporites) ; LP : Lower Pliocene (Pliocène inférieur) ; UPQ : Upper plio-quadernary (Plio-quadernaire supérieur).

Plus au sud, *Camerlenghi et al. (2008)* décrivent la présence de monts et monticules de 1 à 10 km de long et 40 à 50 m de haut répartis dans la plaine (Figure IV-13). Les profils du sondeur de sédiments imagent les premières couches sédimentaires : ces monticules caractérisés par des configurations internes chaotiques, avec des réflecteurs subcontinus, suggèrent des structures ayant percées la couche de sédiments (Figure IV-13B et C). Plusieurs zones sont mises en évidence (Figure IV-13). 1) Les premières déformations de surface correspondent à des monts allongés, orientés OSO-ENE, parallèles à l'escarpement Emile Baudot (EBE). L'origine des déformations est le sel (Figure IV-15) et leur direction de déformation est contrôlée par celle de l'EBE (Escarpement Emile Baudot) associée à des mouvements transformants dextres. 2) Plus au sud, dans la plaine abyssale, la plupart des monts répartis dans le bassin océanique sont interprétés comme des anticlinaux de sel (Figure IV-13C). Ils sont trop éloignés pour que la déformation enregistre la direction de l'EBE, ils n'ont donc pas de direction préférentielle de déformation. 3) Certains monts présentent des formes circulaires avec un sommet plat qui évoquent des formes de type volcans de boue (Figure IV-13B). Ces structures peuvent être

associées à des expulsions de fluides (boues, gaz, hydrocarbures ou eau de mer et saumures – *Foucher et al., 2009; Hutchison et al., 1985*). La présence de nombreuses failles normales sub-verticales près des monticules suggère des circulations et des expulsions de fluides accompagnants les déformations de sédiments (*Camerlenghi et al., 2008* - Figure IV-13).

L'étude des eaux interstitielles du puits DSDP42-371 (*McDuff and Gieskes, 1976* - Figure IV-10) a mis en évidence la formation de calcite magnésienne ou de dolomite en profondeur ainsi que l'apport de Ca^{2+} et Cl^- par une source probable de chlorure de calcium (CaCl_2). En outre, le domaine de la plaine abyssale du bassin Algéro-baléarique présente une épaisseur sédimentaire importante pouvant atteindre 4.35 km (*Dal Cin et al., 2016* - Figure IV-15).

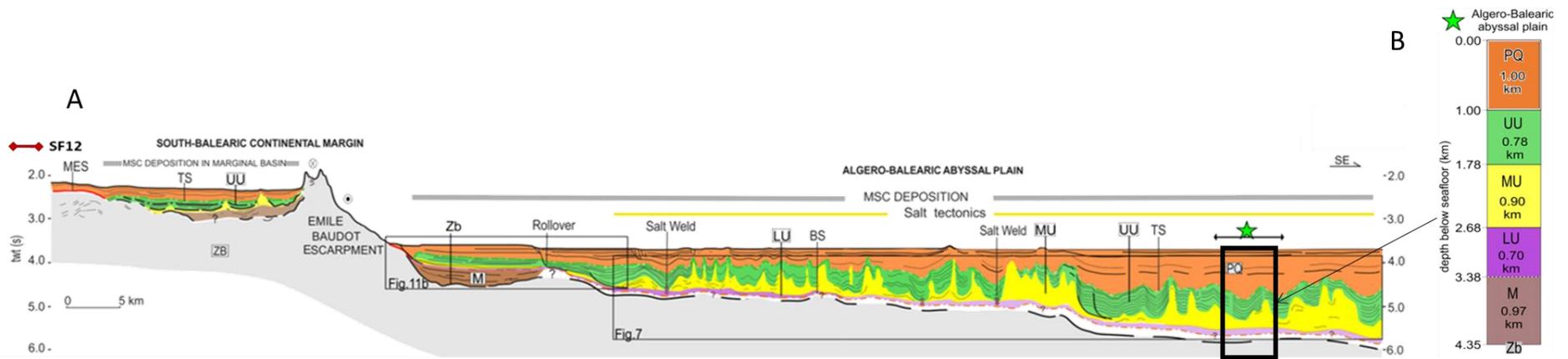


Figure IV-15. A) Interprétation du profil sismique SF12 au sud des Baléares d'après Dal Cin et al. (2016). PQ : Plio-Quaternaire, UU : Upper Unit, MU : Mobil Unit, LU : Lower Unit, M : Miocène, Zb : socle basaltique. B) Colonne stratigraphique avec les épaisseurs des unités dans le bassin Algérien, l'étoile verte localise l'emplacement de la colonne sédimentaire sur le profil et sur la carte (Figure IV-13)

IV.2.3.3 Structuration de la marge Sud des Baléares

Les études de *Driussi et al. (2015a)* sur la marge des Baléares ont apporté de nouvelles contraintes sur la nature de la marge. Définir si son mouvement est divergent ou transformant est un point clef pour contraindre la cinématique d'ouverture du bassin Algérien. La sismique réflexion a permis d'observer un approfondissement du socle et la présence de blocs basculés au niveau de l'escarpement. Les modèles gravimétriques montrent un amincissement crustal rapide (Figure IV-16). Ces mêmes auteurs suggèrent la présence d'une très courte zone de transition continent-océan (< 30 km), l'épaisseur de croûte continentale passe de 23 km à 18 km sous l'EBE puis à 6 km d'épaisseur de croûte océanique dans le bassin Algérien (Figure IV-16 coupe CC'). Cette morphologie escarpée associée à un amincissement rapide de la croûte continentale conduit à interpréter cette section comme une marge oblique. En revanche, la bathymétrie est moins abrupte au niveau du bloc Sud Minorque (*Driussi et al., 2015a*). L'amincissement crustal y est plus graduel : les modèles gravimétriques suggèrent une croûte continentale de 14 km d'épaisseur qui s'amincit progressivement à 8 km dans le domaine transitionnel puis à une épaisseur de 6 km de croûte océanique dans le bassin Algérien (Figure IV-16 coupe DD'). A cet endroit, la marge est alors interprétée comme une marge divergente. Les transitions abruptes de ces différents domaines de croûte pourront marquer des changements abrupts dans les circulations de fluides et leurs signatures géochimiques.

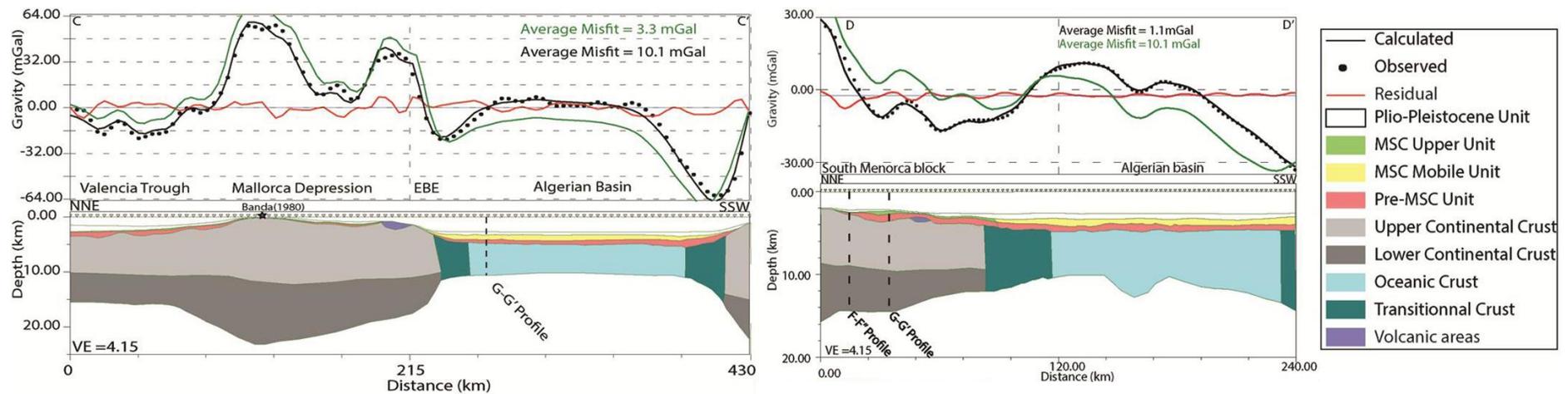


Figure IV-16. Modèles gravimétriques le long de profils sismiques d'après [Driussi et al. \(2015a\)](#). Le modèle qui reproduit le mieux (courbe noire) les anomalies à l'air libre de gravité (points) est obtenu avec des densités de 3.3, 2.9, 2.85, 2.8 et 2.9 g/cm³ pour le manteau, la croûte océanique, la transition, la croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure respectivement. Les densités des sédiments ont été estimées par les vitesses de sismique réfraction : 1.8, 2.0, 2.2, et 2.4 g/cm³ pour le Plio-Pleistocene, le MSC supérieur, l'unité MSC mobile et l'unité pré-MSC respectivement. La ligne verte correspond au meilleur modèle qui considère de la croûte continentale dans le bassin algérien. L'erreur par rapport aux données mesurées est plus importante que pour le modèle qui considère de la croûte océanique. Profil CC' (Valsis805, Map77-132, Meds26 et Sonatrach77-20) traverse la dépression centrale (CD) de Majorque et le Mont Emile Baudot (EBS). Profil DD' (Sonatrach77-23) traverse le bloc de Minorque. Les profils sont localisés sur la Figure IV-11.

IV.3 Résultats

Dans cette partie, nous présenterons les résultats de la campagne Westmedflux. Nous commencerons par présenter la campagne. Puis nous montrerons les acquisitions multifaisceaux, les données de flux de chaleur et de géochimie.

IV.3.1 La campagne Westmedflux

La campagne océanographique Westmedflux s'est déroulée du 20 Avril au 15 Mai 2016, à bord du N/O l'Atalante. 143 nouvelles mesures de flux de chaleur (115 mesures de type POGO et 28 carottages - Figure IV-17) ont été acquises dans les bassins Liguro-Provençal et Algéro-Baléarique, le long de profils sismiques existants provenant de divers projets de recherches et de campagnes (Saltflu 2012, MED76, Bal84 et Map-77). À l'approche de structures particulières telles que les dômes de sel ou les monts volcaniques, les mesures de flux de chaleur ont été couplées à des carottages afin d'en extraire les fluides interstitiels et de procéder à des mesures géochimiques (concentrations en anions et cations). Ces données sont associées à des données de multifaisceaux et du sondeur de sédiments afin d'imager la surface du fond marin et les premières couches sédimentaires. Les résultats présentés dans cette thèse concernent les acquisitions effectuées sur la marge Sud des Baléares (Figure IV-17).

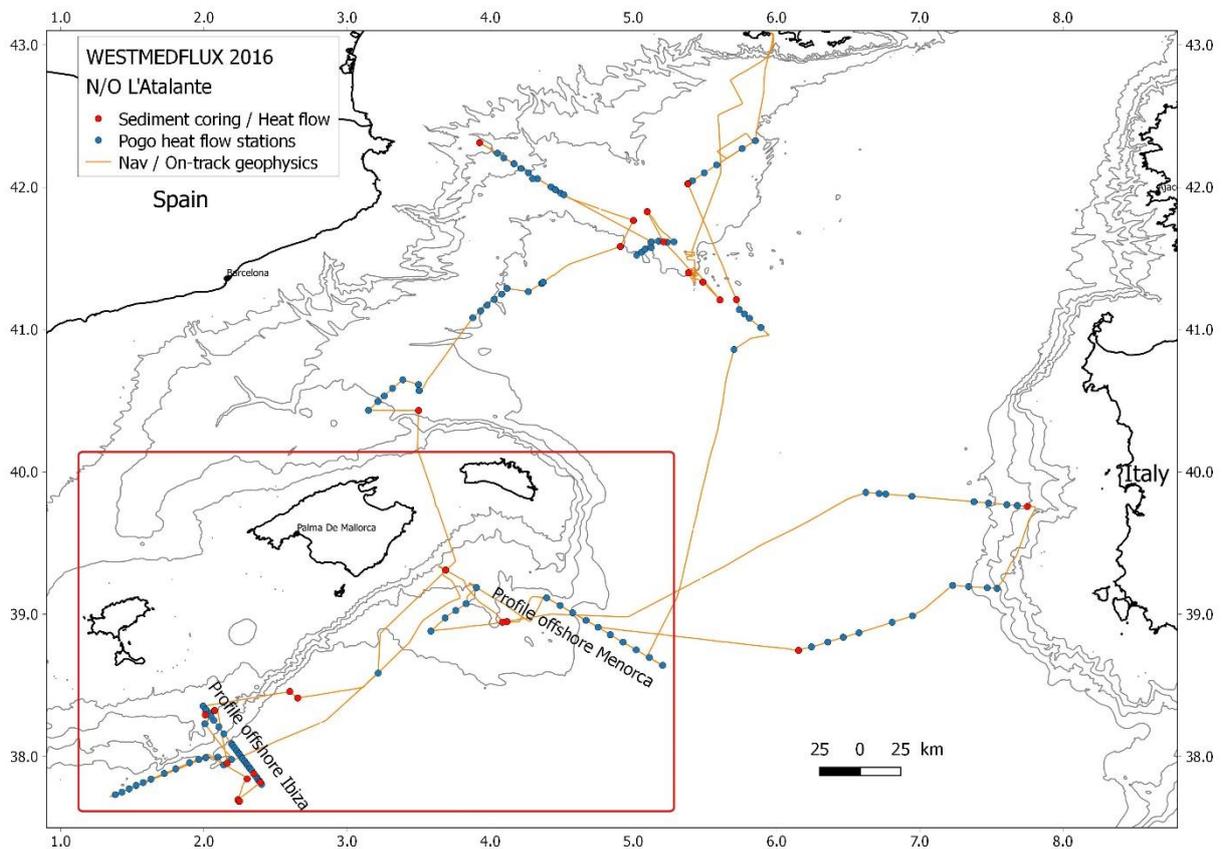


Figure IV-17. Localisation des stations et des profils de mesures de la campagne Westmedflux (carottages et mesures pogo, d'après le rapport de la campagne Westmedflux). Le rectangle rouge localise la zone d'étude au sud des Baléares (Figure IV-22), les deux principaux profils étudiés sont perpendiculaires à la marge: profil « off-shore Ibiza » et profil « offshore Menorca ».

Durant la campagne Westmedflux, 76 mesures de flux de chaleur ont été effectuées dans le bassin Algérien (Figure IV-22) : 61 mesures avec la technique classique de « POGO » et 15 mesures avec le carottier Küllenberg à piston (carottes de 5 à 10 m de longueur) équipé de sondes thermiques NKE (cf. Méthodes chapitre II). Un profil de mesures de flux de chaleur avait déjà été effectué durant une précédente campagne Medsalt (17 au 23 juillet 2015 – 8 mesures de flux de chaleur avec un carottier de 5 m de longueur dans le bassin Algéro-baléarique). Dans la zone d'intérêt, 4 profils de flux de chaleur ont été effectués le long de profils sismiques existants (Table 1). Le travail se concentrera le long des deux profils de flux de chaleur principaux (off.Ibiza et off.Menorca, Figure IV-17). Ils sont perpendiculaires à l'escarpement Emile Baudot (EBE) et donc à la marge. Ces profils sont complétés par deux autres profils de flux de chaleur parallèles à l'escarpement.

Table 1. Association des profils de flux de chaleur, des carottages et des profils sismiques.

Zones	Missions (date)	Profils sismiques	Profils de flux de chaleur	Carottes
Off-shore Ibiza	Saltflu (2012), projet Eurofleet	SF12_03	Off.Ibiza	KF16 / KF10 / KF11
		SF12_04	-	KF15 / KF18
		SF12_06	-	KF12 / KF13 / KF14
Off-shore Menorca	MAP 77 (nov 1978)	MAP77-109	Perpendiculaire à off.Ibiza	
		MAP77-120	Off.Menorca	
	MAP77-122	-	KF07	
	BAL84 (janv 1984)	BAL05	-	KF06 / KF03
	MEDS76 (juil 1976)	MEDS76_08A	Perpendiculaire à off.Menorca	GF19
MEDS76_26		-	KF08 / KF09	

IV.3.2 Données bathymétriques et données du sondeur de sédiments

Durant la campagne Westmedflux, des données de multibeam et du sondeur de sédiments ont été acquises. Nous présentons les résultats dans cette partie. Les méthodes d'acquisition et de traitement des données sont présentées dans le chapitre II.

La bathymétrie et le sondeur de sédiments ont permis d'imager à haute résolution le fond marin et les premiers mètres des sédiments (*cf.* chapitre II). Les profils du sondeur de sédiments ont toujours été réalisés avant d'effectuer les profils de flux de chaleur afin de confirmer la présence d'une couche sédimentaire pouvant être pénétrée par l'instrument (POGO ou carottier). En outre, ces profils permettent de caractériser la morphologie du plancher océanique et les structures sismiques peu profondes de la zone, permettant ainsi d'observer directement la présence de structures typiques associées aux migrations des fluides. Des MNT (modèles numériques de terrain) à des résolutions de 100 m puis de 50 m ont été créés d'après les données bathymétriques acquises dans le domaine off-shore Ibiza (Figure IV-18).

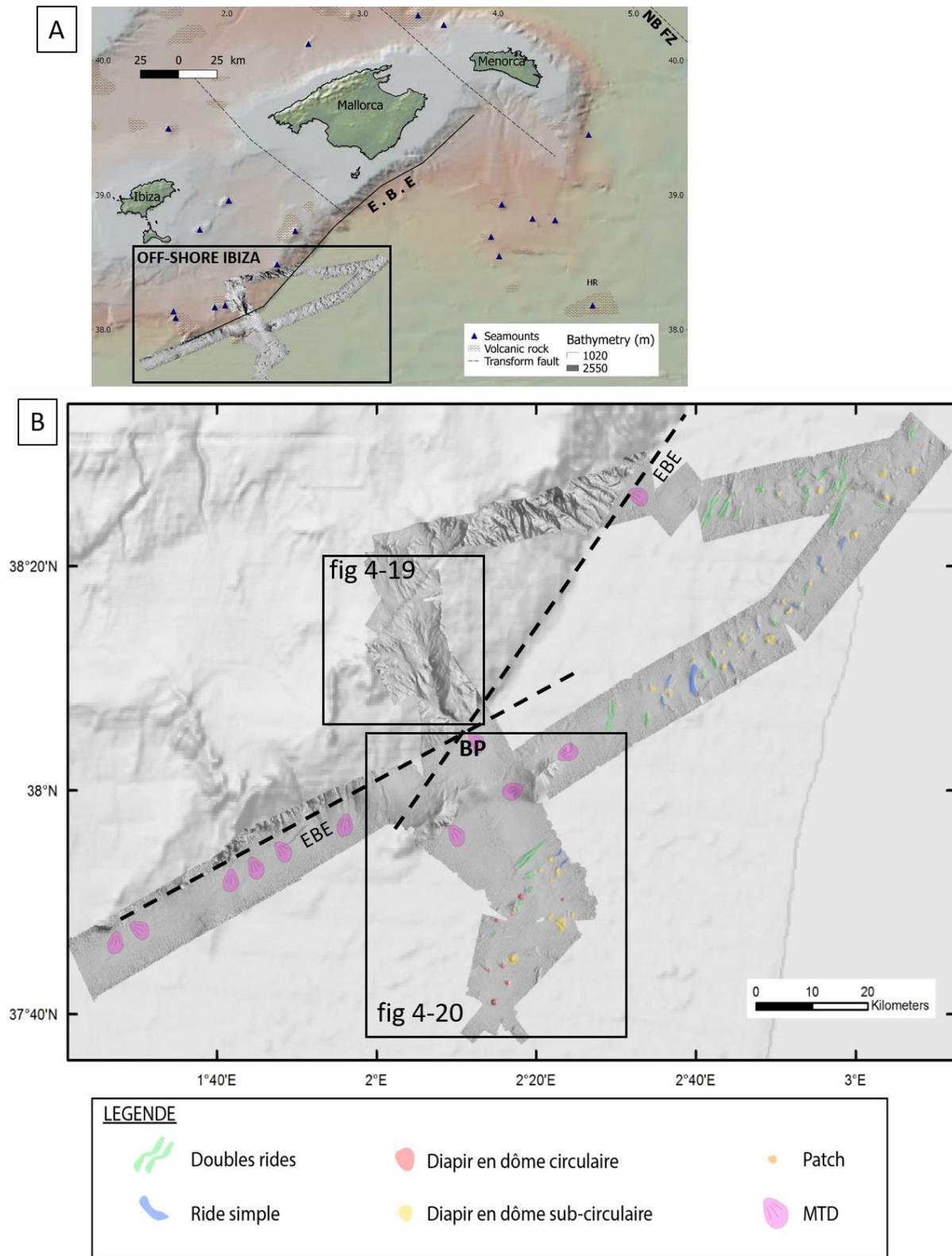


Figure IV-18. A) Localisation de la zone où la bathymétrie a été traitée : zone Offshore Ibiza. B) carte morpho-structurale (d'après le rapport de stage M1, E.Thomas). EBE : Escarpement Emile Baudot ; BP : Bending Point (point de courbure de l'escarpement). Les rectangles indiquent la localisation des Figure IV-19 et Figure IV-20.

IV.3.2.1 La zone de glacis continental

Sur le glacis continental du domaine off-shore Ibiza, l'analyse de la bathymétrie (Figure IV-19) ainsi que celle des profils du sondeur de sédiments (Figure IV-19) ont mis en évidence une zone fortement perturbée géologiquement. Des structures chaotiques en forme de dômes sont visibles sur les profils du sondeur de sédiments, sous le point de mesure A (Figure IV-19). Ces déformations également visibles sur la bathymétrie du fond marin semblent traduire des déstabilisations du haut de la pente. A l'inverse, à l'emplacement des points de mesure B et C (Figure IV-19), des réflecteurs horizontaux et subcontinus traduisent la présence de sédiments lités. Cependant, des réflecteurs verticaux les recoupent dans les premiers mètres et indiquent que le fond marin est légèrement déformé. Ces réflecteurs peuvent suggérer la présence de fractures ou de remontées de fluides. Ces déformations sont également visibles sur la bathymétrie (Figure IV-19).

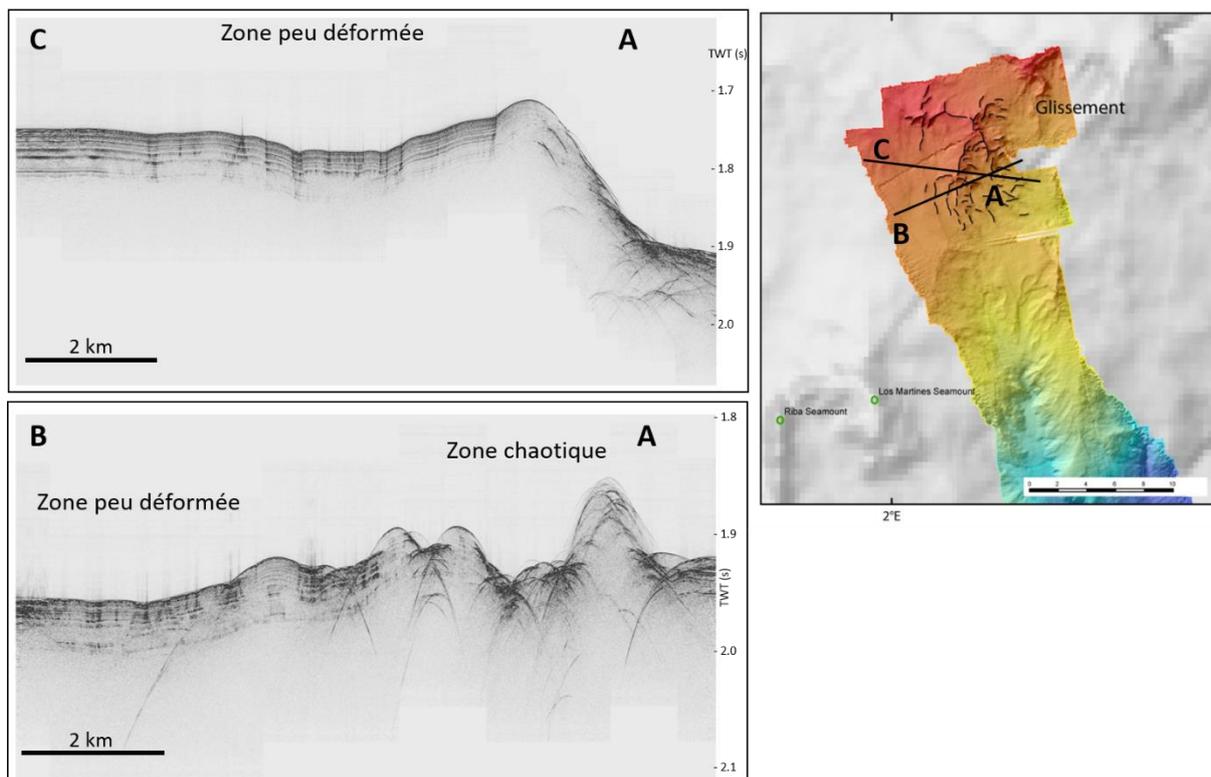


Figure IV-19. *Droite* : Profils AB et AC du sondeur de sédiment perpendiculaires au glissement. *Gauche* : carte bathymétrique de la pente dans la zone off-shore Ibiza et localisation des profils AB et AC.

IV.3.2.2 Au Sud de l'escarpement Emile Baudot

Au sud de l'escarpement Emile Baudot (EBE), les acquisitions multifaisceaux montrent un aplatissement du fond marin (Figure IV-20). Néanmoins, des structures à forts relief sont observées telles que la structure R4 à la morphologie allongée dans la direction OSO-ENE. Elle est interprétée par [Camerlenghi et al. \(2008\)](#), comme une roche volcanique dont la morphologie allongée serait induite par les déformations transformantes et conséquentes à la proximité de l'escarpement (structure R4 - Figure IV-20). Une zone à MTD (Mass Transport Deposit) est également observée sur la levée continentale ([Acosta et al., 2002; Camerlenghi et al., 2008](#) - Figure IV-18). Elle résulte des nombreuses déstabilisations qui se forment sur la pente de l'EBE (ex. Figure IV-19). Plus au Sud, le fond marin s'aplanit sur une dizaine de kilomètres avant que des déformations générées par les déformations sous-jacentes du sel soient observées en surface (Figure IV-18, Figure IV-20). Une première zone présente des structures allongées dans la direction de l'escarpement (EBE) puis leur forme est de plus en plus circulaire avec leur éloignement à l'EBE (Figure IV-18, Figure IV-20). Des mesures de flux de chaleur ainsi que des prélèvements de fluides interstitiels ont été effectués. Elles ont été réalisées à l'approche des différentes structures observées, notamment sur une structure en forme de dôme (*Big Boss* - Figure IV-20) décrite précédemment par [Camerlenghi et al. \(2008\)](#).

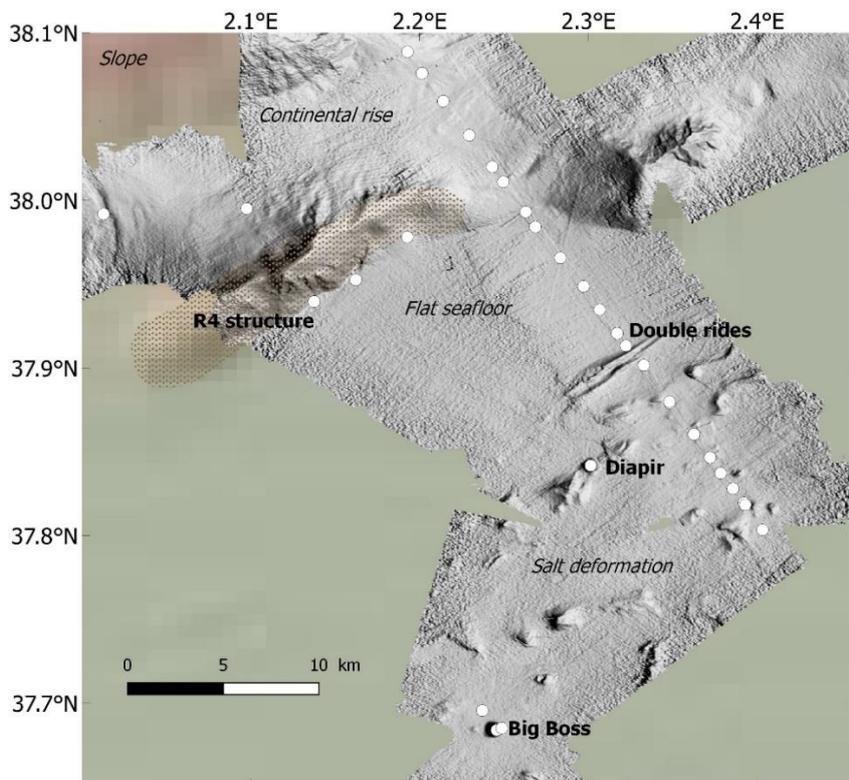


Figure IV-20. Bathymétrie haute résolution au sud d'Ibiza dans la zone de glacis continental et de la plaine abyssale. Les points blancs indiquent la localisation des stations de mesures du

profil Off.Ibiza de Westmedflux. Plusieurs structures caractéristiques sont observées : structures circulaires et déformations à doubles rides.

IV.3.2.3 Les 3 domaines morphologiques

Au sud de l'île d'Ibiza ainsi que sur le bloc Sud Minorque, nous avons mis en évidence trois domaines morphologiques suivant un schéma similaire à celui décrit par *Camerlenghi et al. (2008)*. La marge se découpe ainsi en trois domaines principaux (Figure IV-21) : 1) le glacis continental, 2) la zone de dépôt des MTD (Mass Transport Deposit) suivi du fond marin plat et 3) le domaine des déformations salifères. Ce dernier se subdivise en deux zones montrant des structures salifères aux formes distinctes : la zone A) qui présente des déformations en double rides de formes allongées et la zone B) qui correspond à une zone mixte avec la présence de diapirs en dôme circulaire et doubles rides.

Le premier domaine (le glacis) est caractérisé par des structures volcaniques pléistocènes (*Acosta et al., 2004*) ainsi que par des zones d'arrachement qui traduisent des déstabilisations récentes des sédiments (*Acosta et al., 2002* ; Figure IV-19). Dans le domaine off-shore Ibiza, le glacis est localisé entre le promontoire des Baléares et l'escarpement Emile Baudot. Il occupe une vingtaine de kilomètres et son inclinaison est importante (12° - *Acosta et al., 2002*). Le changement d'inclinaison caractérise le début du second domaine où se déposent les MTD puis le fond marin est plat sur dix kilomètres. Le troisième domaine enregistre des déformations salifères sous forme de rides lorsqu'elles sont influencées par les déformations transtensives de l'EBE puis circulaires lorsque l'influence diminue avec la distance à l'escarpement (*Camerlenghi et al., 2008*). Dans le domaine off-shore Menorca, l'inclinaison de la pente est plus faible ($\sim 2^\circ$ - *Acosta et al., 2002*) que dans le domaine off-shore Ibiza. Elle s'étend au-delà de l'escarpement (EBE) sur une centaine de kilomètres.

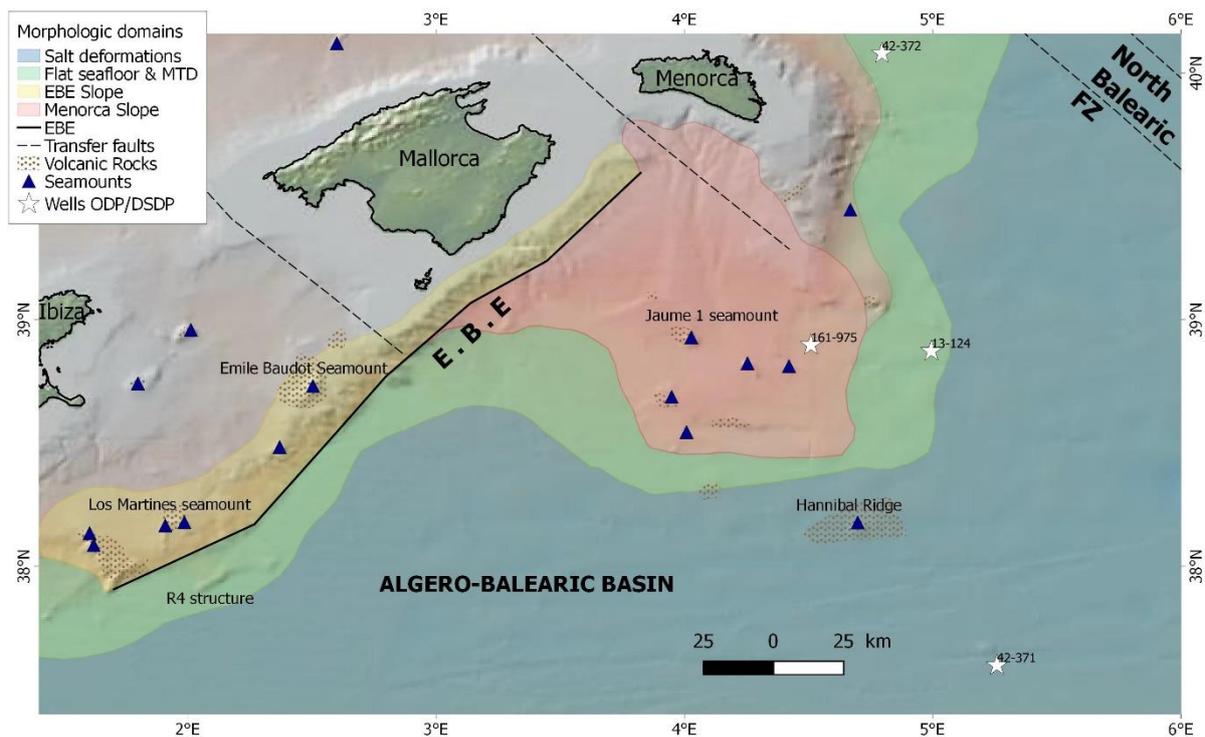


Figure IV-21. Carte des domaines morphologiques mis en évidence sur la Marge Sud Baléares (1- glacis continental, 2- zone MTD et fond marin plat, 3- déformations salifères) d'après le stage M1 de E.Thomas et les descriptions de la marge par Camerlenghi et al. (2008); Acosta et al. (2002; 2004). EBE: Emile Baudot Escarpement. NBFZ: North Balearic Fault Zone. R4 : structure volcanique allongée (Camerlenghi et al., 2008). Emile Baudot seamount, Los Martines et Jaume 1: monts volcaniques (Acosta et al., 2002; Rovere and Wurtz, 2015).

IV.3.3 Données de flux de chaleur

IV.3.3.1 Traitements des données de flux de chaleur

Le flux de chaleur correspond au produit du gradient de température et de la conductivité thermique. La méthode d'acquisition des flux de chaleur a été développée dans le chapitre II. L'instrument POGO mesure la conductivité et la température *in situ*. Il communique avec la surface avec un transducteur qui permet de contrôler les acquisitions en temps réel. Par ailleurs, la technique du carottier permet de coupler l'étude des flux de chaleur, celle des eaux interstitielles des carottes de sédiments et la description des sédiments. Lorsqu'on utilise le carottier, les mesures de conductivité sont effectuées en laboratoire avec la technique de l'aiguille chauffante (Von Herzen and Maxwell, 1959).

De même que pour les mesures réalisées en Atlantique, la cohérence des résultats effectués avec les deux types d'instruments (POGO et carottier) doit être vérifiée et certaines valeurs ont été

dupliquées (telles que les stations KF11 vs HF07-25). Les stations sont espacées d'une distance allant de 1 km à 15 km, le long d'un même profil. Le profil « *off.Ibiza* » possède la meilleure résolution avec une distance inter-station toujours inférieure à 10 km. On peut également noter que certaines mesures ont été réalisées avec une forte inclinaison (tilt – Table 2). L'inclinaison est toujours restée faible avec le carottier Küllenberg, ne dépassant jamais 6° par rapport à la verticale (Table 2). Seulement 2 mesures POGO ont enregistré une inclinaison supérieure à 10° dans la zone Sud Baléares : la station HF03-11 à 82° (la communication avec l'instrument en profondeur a permis d'effectuer immédiatement une autre mesure HF03-12, au même emplacement) et la station HF08-18 avec un tilt plus raisonnable de 22°. Les mesures ont toutes été effectuées à plus de 1400 m sous la surface de la mer. En général, on suggère que la température de l'eau devient stable à partir de 1000 m sous la surface de l'océan (*cf. annexes, Davis et al., 2003*). Ainsi, pour les mesures effectuées sur la marge Sud des Baléares, il est possible de considérer que nous nous affranchissons des variations climatiques qui pourraient perturber la mesure du flux de chaleur. Cependant, la présence de courants profonds variables peut également perturber la mesure du flux de chaleur. La température mesurée du fond de mer varie entre 13.13°C et 13.44 °C (Table 2).

Table 2. Flux de chaleur de la campagne Westmedflux. *D* : profondeur maximum de la mesure ; *nK* : nombre de mesures de conductivité ; *K* : conductivité ; *nT* : nombre de thermistors ; *G* : gradient de température ; *HF* : flux de chaleur mesuré ; *T°water* : température du fond de mer ; *inclinaison* : inclinaison de l'instrument par rapport à la verticale pendant la mesure.

Noms de stations	Longitude	Latitude	Elevation	D	nK	K	σK	nT	G	σG	HF	σHF	T°eau	inclinaison
	decimal	decimal	(m)	(m)		(W/m/K)			K/m		(mW/m ²)		°C	(°)
WMF-HF-03-01	5.2040	38.6400	-2739.35	5.00	6	1.17	0.08	6	61.20	3.00	71.42	5.80	13.41	4.08
WMF-HF-03-02	5.1108	38.6946	-2806.57	5.01	6	1.20	0.05	7	59.70	2.20	71.88	3.90	13.40	2.77
WMF-HF-03-03	5.0186	38.7489	-2744.85	4.99	6	1.15	0.08	6	70.80	3.30	81.35	6.90	13.39	5.26
WMF-HF-03-04	4.9269	38.8030	-2778.72	5.01	6	1.67	0.11	6	83.70	4.60	139.44	11.90	13.38	1.41
WMF-HF-03-05	4.8380	38.8552	-2671.55	5.01	6	1.27	0.05	6	82.80	2.40	105.4	5.00	13.39	0.66
WMF-HF-03-06	4.8381	38.8554	-2671.64	5.01	6	1.29	0.06	7	83.10	16.60	107.37	21.90	13.37	1.51
WMF-HF-03-07	3.9039	39.1866	-1971.92	5.02	6	1.02	0.04	7	73.00	2.00	74.75	3.60	13.26	1.14
WMF-HF-03-08	3.8312	39.0735	-2038.38	5.01	6	1.00	0.03	7	67.10	1.00	67.37	2.00	13.26	1.52
WMF-HF-03-09	3.7584	39.0255	-2049.95	5.01	6	0.98	0.02	7	89.10	1.20	86.87	1.80	13.28	1.30
WMF-HF-03-10	3.6846	38.9735	-2305.72	5.01	6	1.07	0.04	7	81.40	1.20	86.69	3.10	13.31	1.43
WMF-HF-03-11	3.5854	38.8805	-2397.51	0.53	-	0.94	0.03	-	242.30	84.10	-	-	13.33	82.64
WMF-HF-03-12	3.5854	38.8805	-2397.51	2.07	4	0.95	0.04	4	111.50	6.40	106.37	7.40	13.33	10.48
WMF-KF-03	4.1159	38.9472	-2170.36	10.00	29	1.09	0.09	7	86.30	1.50	94.35	7.60	13.23	1.00
WMF-HF-04-01	4.3933	39.1148	-2115.45	5.01	6	1.07	0.04	7	73.10	2.40	78.36	3.90	13.29	2.33
WMF-HF-04-02	4.4874	39.0601	-2256.82	4.97	6	1.13	0.03	7	49.80	1.40	56.47	2.30	13.32	8.18
WMF-HF-04-03	4.5748	39.0093	-2563.84	4.99	6	1.16	0.03	7	42.60	0.90	49.25	1.50	13.35	5.27
WMF-HF-04-04	4.6687	38.9563	-2600.56	4.98	6	1.14	0.04	7	60.80	0.80	69.13	2.40	13.35	6.90

WMF-HF-04-05	4.7533	38.9077	-2658.92	5.00	6	1.07	0.05	7	64.00	0.70	68.74	3.10	13.36	4.41
WMF-KF-04	6.1530	38.7448	-2856.85	10.00	26	1.07	0.14	5	63.70	1.50	68.29	9.10	13.35	0.90
WMF-KF-06	4.0846	38.9430	-2138.04	5.90	20	1.09	0.10	5	96.60	2.40	105.26	9.70	13.24	1.20
WMF-KF-07	3.6885	39.3100	-1629.16	5.90	19	1.13	0.10	5	79.10	2.90	89.4	8.70	13.17	1.10
WMF-KF-08	2.6548	38.4104	-2712.01	5.90	19	1.10	0.07	5	84.60	2.60	92.65	6.80	13.33	0.70
WMF-KF-09	2.5998	38.4561	-2716.87	5.90	16	1.12	0.19	5	90.30	4.60	100.84	17.70	13.33	1.80
WMF-HF-07-01	1.9938	38.3535	-1202.91	3.88	5	1.05	0.06	6	55.10	1.80	57.63	3.60	13.22	2.81
WMF-HF-07-02	2.0328	38.3030	-1432.39	3.30	5	1.03	0.05	6	12.80	1.30	13.15	1.50	13.21	1.34
WMF-HF-07-03	2.0684	38.2533	-1624.59	4.27	5	1.01	0.04	6	38.20	1.10	38.62	1.80	13.21	9.77
WMF-HF-07-04	2.1036	38.2077	-1782.47	4.22	5	1.01	0.02	6	49.70	1.40	50.2	1.70	13.24	10.80
WMF-HF-07-05	2.1390	38.1583	-1967.58	4.09	5	1.19	0.06	6	70.70	2.00	83.92	4.90	13.27	7.25
WMF-HF-07-06	2.1929	38.0887	-2626.98	4.36	5	1.07	0.02	6	94.40	1.00	100.91	2.40	13.36	3.21
WMF-HF-07-07	2.2015	38.0759	-2653.06	4.36	5	1.05	0.01	6	82.70	1.40	87	1.70	13.36	3.70
WMF-HF-07-08	2.2141	38.0593	-2641.13	4.37	5	1.03	0.05	6	86.70	1.00	89.39	4.10	13.37	2.03
WMF-HF-07-09	2.2295	38.0389	-2646.36	4.36	5	1.02	0.05	6	89.10	0.80	91.15	4.70	13.37	2.87
WMF-HF-07-10	2.2430	38.0201	-2670.04	4.37	5	1.05	0.03	6	95.80	2.10	100.21	3.80	13.37	2.26
WMF-HF-07-11	2.2496	38.0111	-2682.82	4.37	5	1.04	0.07	6	90.50	0.70	93.76	5.90	13.38	2.54
WMF-HF-07-12	2.2629	37.9932	-2728.47	4.36	5	1.05	0.05	5	81.50	1.50	85.41	4.70	13.39	3.28
WMF-HF-07-13	2.2686	37.9842	-2803.79	0.98	5	-	-	6	147.40	33.50	-	-	13.39	78.35
WMF-HF-07-14	2.2835	37.9658	-2825.9	4.37	5	1.12	0.05	6	113.20	1.10	126.78	5.40	13.40	2.31
WMF-HF-07-15	2.2971	37.9488	-2798.1	4.36	5	1.15	0.04	5	90.10	1.20	103.62	3.50	13.40	3.58
WMF-HF-07-16	2.3067	37.9349	-	4.36	-	1.11	0.11	-	78.10	2.70	86.85	9.20	13.39	3.06
WMF-HF-07-17	2.3171	37.9207	-2798.53	4.36	5	1.11	0.04	5	56.80	1.90	62.93	3.30	13.40	3.51

WMF-HF-07-18	2.3223	37.9134	-2802.94	4.37	5	1.15	0.05	5	68.10	2.40	78.45	4.60	13.40	1.57
WMF-HF-07-19	2.3329	37.9018	-2802.92	4.37	5	1.00	0.07	6	90.00	2.80	89.73	6.60	13.40	1.80
WMF-HF-07-20	2.3482	37.8792	-2800.88	4.37	5	1.06	0.05	6	92.10	1.60	97.53	4.60	13.43	1.75
WMF-HF-07-21	2.3626	37.8605	-2795.58	4.37	5	1.02	0.08	6	89.30	2.80	91.26	7.40	13.41	1.88
WMF-HF-07-22	2.3721	37.8466	-2804.27	4.36	5	1.15	0.11	6	101.60	3.60	116.84	11.80	13.41	3.78
WMF-HF-07-23	2.3784	37.8373	-2803.94	4.37	5	1.17	0.08	6	90.50	3.00	105.7	7.60	13.40	2.56
WMF-HF-07-24	2.3857	37.8281	-2804.34	3.62	5	1.25	0.18	5	80.00	5.50	99.68	15.90	13.39	1.11
WMF-HF-07-25	2.3922	37.8197	-2808.77	4.37	5	1.12	0.08	6	85.10	2.10	94.97	7.40	13.40	2.24
WMF-HF-07-26	2.4032	37.8035	-2792.72	4.37	5	1.00	0.05	6	91.60	3.90	91.23	5.70	13.40	1.86
WMF-KF-10	2.3481	37.8800	-2801.27	5.90	21	1.05	0.08	5	91.00	2.00	95.42	7.70	13.34	0.90
WMF-KF-11	2.3930	37.8185	-2814.18	5.90	19	1.04	0.14	5	84.70	2.20	88.32	12.30	13.34	0.70
WMF-KF-12	2.2373	37.6956	-2795.8	5.90	20	0.95	0.05	4	87.40	2.20	83.27	5.10	13.34	1.40
WMF-KF-13	2.2458	37.6839	-2799.13	5.90	20	1.05	0.05	5	78.50	1.80	82.02	4.40	13.33	1.20
WMF-KF-14	2.2488	37.6851	-2800.92	5.90	19	1.07	0.07	5	122.30	1.50	130.35	8.10	13.34	1.40
WMF-KF-15	2.3013	37.8419	-2803.55	5.90	19	1.09	0.09	5	113.90	2.90	123.86	11.20	13.33	2.00
WMF-HF-08-01	1.3805	37.7310	-2769.69	5.01	6	1.10	0.03	5	94.20	1.40	103.81	3.60	13.39	1.66
WMF-HF-08-02	1.4271	37.7488	-2780.44	5.01	6	1.05	0.01	6	98.80	1.50	104.04	1.90	13.39	3.32
WMF-HF-08-03	1.4773	37.7723	-2771.94	5.01	6	1.17	0.02	6	108.90	1.10	127.41	2.60	13.39	1.93
WMF-HF-08-04	1.5262	37.7961	-2784.5	5.01	6	1.11	0.04	7	94.70	2.90	105.5	5.10	13.40	2.31
WMF-HF-08-05	1.5757	37.8163	-2789.01	5.01	6	1.11	0.05	7	102.80	1.20	114.31	5.10	13.39	2.10
WMF-HF-08-06	1.6301	37.8401	-2723.16	5.01	6	1.12	0.04	6	99.90	4.30	111.49	6.10	13.38	2.59
WMF-HF-08-07	1.7228	37.8801	-2743.42	5.01	6	1.20	0.04	7	81.80	2.00	98.24	4.10	13.38	3.42
WMF-HF-08-08	1.8025	37.9125	-2734.91	5.01	6	1.15	0.03	7	89.60	1.10	103.13	2.70	13.38	2.26

WMF-HF-08-09	1.8994	37.9553	-2677.05	5.00	6	1.19	0.06	7	89.70	5.80	106.56	8.50	13.38	3.91
WMF-HF-08-10	1.9634	37.9786	-2546.49	2.31	4	1.11	0.02	4	104.20	7.90	115.97	8.90	13.36	2.53
WMF-HF-08-11	2.0128	37.9919	-2493.09	5.01	6	1.23	0.04	7	81.50	1.70	100.57	3.60	13.34	1.79
WMF-HF-08-12	2.0977	37.9952	-2524.01	5.01	6	1.18	0.04	7	80.50	0.70	94.59	3.30	13.34	1.69
WMF-HF-08-13	2.1376	37.9396	-2599.61	5.01	6	1.07	0.03	6	149.30	2.60	159.6	5.00	13.40	2.18
WMF-HF-08-14	2.1928	37.9782	-2662.49	4.98	6	1.20	0.04	7	113.30	1.90	136.19	4.60	13.39	1.85
WMF-HF-08-15	2.0064	38.2290	-1492.9	3.95	6	1.07	0.05	7	6.30	1.10	6.76	1.20	13.23	2.17
WMF-HF-08-16	2.0483	38.2830	-1486.03	4.87	6	1.07	0.04	6	30.50	1.60	32.54	2.20	13.21	2.64
WMF-HF-08-17	2.0732	38.3226	-1493.21	4.55	6	1.09	0.02	7	149.30	3.10	163.18	4.50	13.21	20.26
WMF-HF-08-18	2.0135	38.3293	-1290.77	4.46	6	1.05	0.03	7	50.20	1.40	52.66	2.00	13.20	21.89
WMF-KF-16	2.0100	38.2914	-1436.95	10.00	39	1.13	0.11	6	18.80	0.60	21.32	2.10	13.13	1.50
WMF-KF-17	2.0745	38.3217	-1503.59	9.80	37	1.12	0.09	7	131.10	2.20	146.69	12.10	13.14	1.70
WMF-KF-18	2.1622	37.9527	-2733.95	10.00	38	1.07	0.14	7	152.10	2.60	163.1	20.80	13.33	1.20
GF-19	3.2166	38.5847	-2627.87	5.90	0	1.10	0.15	5	72.60	2.20	79.86	11.20	13.32	5.70

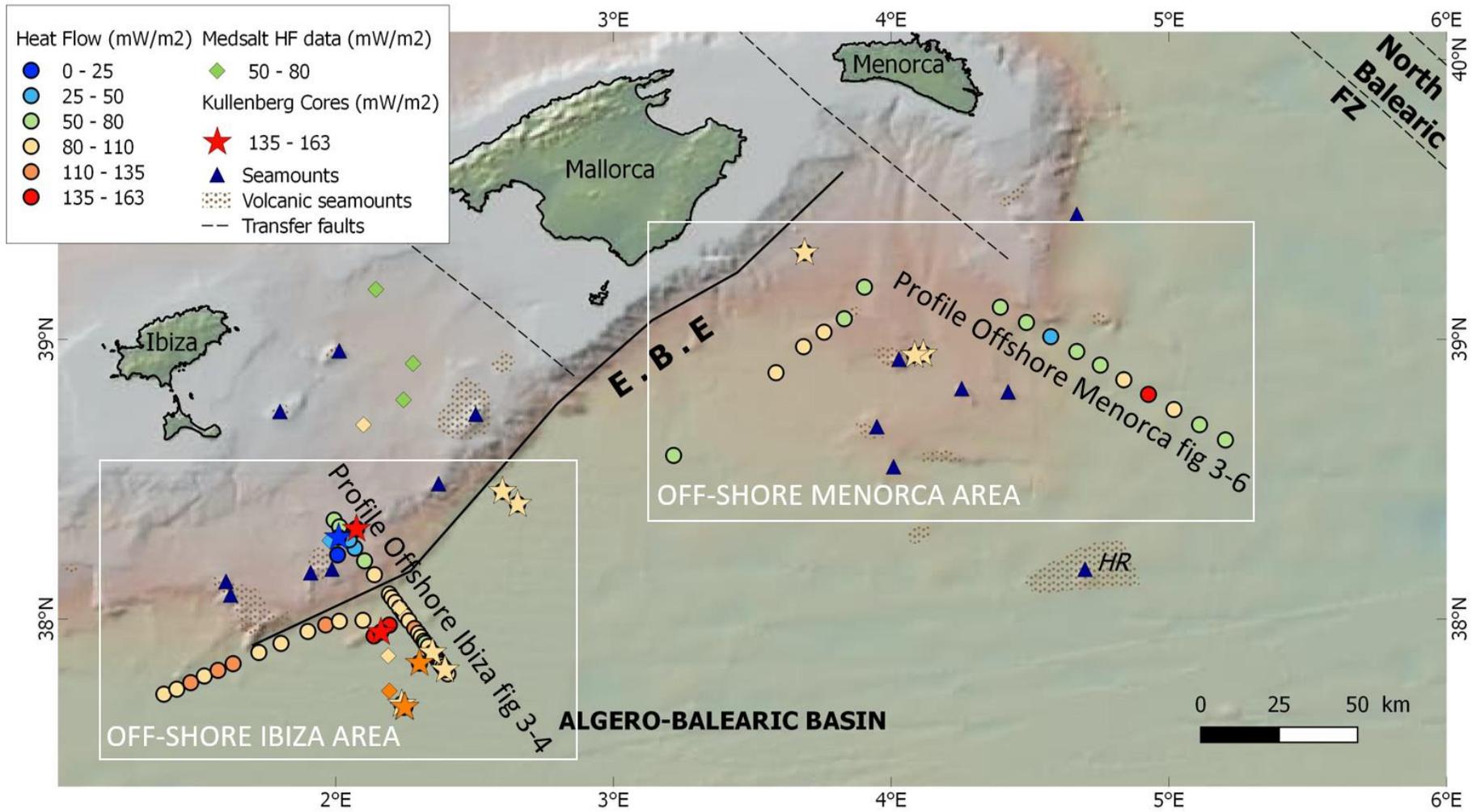


Figure IV-22. Carte des valeurs de flux de chaleur de la campagne Westmedflux et Medsalt sur la marge Sud des Baléares. Localisation des monts sous-marins d'après (Rovere and Wurtz, 2015). EBE: Emile Baudot Escarpement, NBFZ: North Balears Fault Zone, HR: Hannibal Ridge.

Les valeurs du flux de chaleur couvrent une large gamme comprises entre 6.8 et 163.2 mW/m² (Figure IV-22 ; Table 3). Pour expliquer une telle gamme de variations, plusieurs processus (présentés dans le chapitre II) peuvent être évoqués pour modifier cette valeur de surface (réfraction, sédimentation ...). La valeur moyenne des gradients de température de la zone est proche de 85 °C/km. Elle est proche de celles mesurées à l'ouest du bassin Liguro-Provençal du côté Sarde (*Burrus and Foucher, 1986*).

Les effets de sédimentation à grande échelle ont été estimés à partir des cartes d'épaisseurs sédimentaires sur la zone et l'âge du plancher océanique le plus proche (*Müller et al., 2008 - Table 3*). Elles peuvent réduire le flux de chaleur de manière significative (chapitre II et III). L'effet de sédimentation a été estimé d'après la méthode d'*Hutchison (1985)*. Cette correction induit une sous-estimation du flux de chaleur de 9 % en moyenne mais pouvant atteindre localement 18%. Les valeurs corrigées sont présentées en Table 3 et Figure IV-23.

Table 3. Corrections sédimentaires estimées d'après *Hutchison (1985)*. *mHF* : flux de chaleur mesurés ; *cHF* : flux de chaleur corrigés

Noms de station	mHF (mW/m ²)	Epaisseur totale de sédiments m	Corrections sédimentaires %	Corrections sédimentaires (mW/m ²)	Age Ma	cHF (mW/m ²)
WMF-HF-03-01	71.42	5606	17.86	12.8	19.62	84.22
WMF-HF-03-02	71.88	4401	16.12	11.6	20.03	83.48
WMF-HF-03-03	81.35	3006	13.58	11.0	20.24	92.35
WMF-HF-03-04	139.44	1851	10.53	14.7	20.59	154.14
WMF-HF-03-05	105.4	2011	10.00	10.5	20.97	115.9
WMF-HF-03-06	107.37	2012	10.01	10.7	20.97	118.07
WMF-HF-03-07	74.75	829	5.76	4.3	24.69	79.05
WMF-HF-03-08	67.37	1018	6.96	4.7	24.79	72.07
WMF-HF-03-09	86.87	1084	6.73	5.8	24.43	92.67
WMF-HF-03-10	86.69	1674	9.18	8.0	24.83	94.69
WMF-HF-03-12	106.37	1550	9.96	10.6	24.82	116.97
WMF-HF-04-01	78.36	997	6.26	4.9	22.48	83.26
WMF-HF-04-02	56.47	1025	5.89	3.3	22.14	59.77
WMF-HF-04-03	49.25	1845	8.99	4.4	21.66	53.65
WMF-HF-04-04	69.13	2365	10.48	7.2	21.38	76.33
WMF-HF-04-05	68.74	2294	10.65	7.3	20.97	76.04
WMF-HF-07-01	57.63	880	5.78	3.3	29.07	60.93
WMF-HF-07-02	13.15	743	5.08	0.7	28.11	13.85
WMF-HF-07-03	38.62	826	5.26	2.0	27.53	40.62
WMF-HF-07-04	50.2	1037	5.69	2.9	26.55	53.1
WMF-HF-07-05	83.92	782	4.92	4.1	26.55	88.02
WMF-HF-07-06	100.91	1087	6.84	6.9	25.04	107.81

WMF-HF-07-07	87	1205	7.34	6.4	25.04	93.4
WMF-HF-07-08	89.39	1335	7.90	7.1	25.04	96.49
WMF-HF-07-09	91.15	1420	8.45	7.7	24.01	98.85
WMF-HF-07-10	100.21	1485	8.82	8.8	24.01	109.01
WMF-HF-07-11	93.76	1531	9.00	8.4	24.01	102.16
WMF-HF-07-12	85.41	1664	9.48	8.1	23.59	93.51
WMF-HF-07-14	126.78	1953	10.30	13.1	23.59	139.88
WMF-HF-07-15	103.62	2174	10.86	11.3	22.54	114.92
WMF-HF-07-16	86.85	2367	11.33	9.8	22.54	96.65
WMF-HF-07-17	62.93	2584	11.82	7.4	22.54	70.33
WMF-HF-07-18	78.45	2702	12.10	9.5	22.54	87.95
WMF-HF-07-19	89.73	2910	12.55	11.3	22.54	101.03
WMF-HF-07-20	97.53	3307	13.41	13.1	22.54	110.63
WMF-HF-07-21	91.26	3671	14.20	13.0	22.2	104.26
WMF-HF-07-22	116.84	3936	14.76	17.2	21.15	134.04
WMF-HF-07-23	105.7	4062	15.03	15.9	21.15	121.6
WMF-HF-07-24	99.68	4123	15.14	15.1	21.15	114.78
WMF-HF-07-25	94.97	4131	15.16	14.4	21.15	109.37
WMF-HF-07-26	91.23	4116	15.14	13.8	21.15	105.03
WMF-HF-08-01	103.81	1273	9.49	9.9	24.26	113.71
WMF-HF-08-02	104.04	1231	9.23	9.6	24.26	113.64
WMF-HF-08-03	127.41	1212	8.23	10.5	25.25	137.91
WMF-HF-08-04	105.5	997	6.99	7.4	25.25	112.9
WMF-HF-08-05	114.31	890	6.43	7.4	24.6	121.71
WMF-HF-08-06	111.49	746	5.74	6.4	24.6	117.89
WMF-HF-08-07	98.24	1285	7.18	7.1	25.4	105.34
WMF-HF-08-08	103.13	1424	7.36	7.6	24.83	110.73
WMF-HF-08-09	106.56	1159	6.24	6.6	25.5	113.16
WMF-HF-08-10	115.97	1153	5.88	6.8	24.97	122.77
WMF-HF-08-11	100.57	1132	6.34	6.4	24.97	106.97
WMF-HF-08-12	94.59	987	6.80	6.4	24.47	100.99
WMF-HF-08-13	159.6	781	5.71	9.1	23.36	168.7
WMF-HF-08-14	136.19	1285	8.12	11.1	24.01	147.29
WMF-HF-08-15	6.76	611	4.54	0.3	27.11	7.06
WMF-HF-08-16	32.54	727	5.05	1.6	28.11	34.14
WMF-HF-08-17	163.18	684	4.51	7.4	27.53	170.58
WMF-HF-08-18	52.66	811	5.44	2.9	28.11	55.56
WMF-KF-03	94.35	1105	7.41	7.0	23	101.35
WMF-KF-04	68.29	4793	17.16	11.7	16.16	79.99
WMF-KF-06	105.26	634	5.17	5.4	23	110.66
WMF-KF-07	89.4	1045	6.39	5.7	30	95.1
WMF-KF-08	92.65	3648	13.73	12.7	25.46	105.35
WMF-KF-09	100.84	2719	11.66	11.8	26.68	112.64
WMF-KF-10	95.42	3294	13.37	12.8	22.54	108.22
WMF-KF-11	88.32	4130	15.15	13.4	21.15	101.72
WMF-KF-12	83.27	4312	15.26	12.7	20.54	95.97

WMF-KF-13	82.02	4260	15.22	12.5	20.54	94.52
WMF-KF-14	130.35	4265	15.24	19.9	20.54	150.25
WMF-KF-15	123.86	3803	14.42	17.9	21.44	141.76
WMF-KF-16	21.32	698	4.96	1.1	28.11	22.42
WMF-KF-17	146.69	675	4.45	6.5	27.53	153.19
WMF-KF-18	163.1	690	5.29	8.6	24.01	171.7

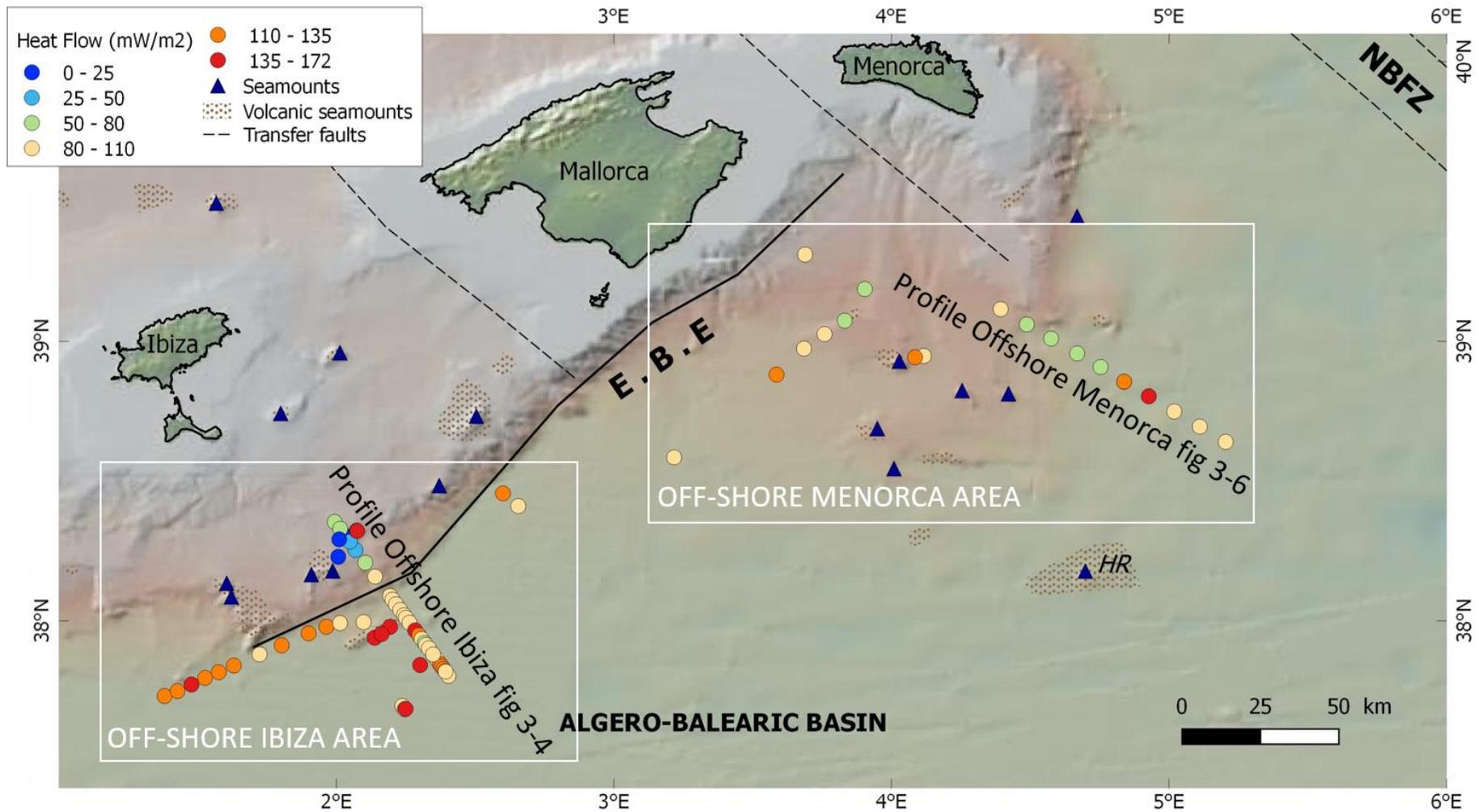


Figure IV-23. Carte des valeurs de flux de chaleur de la campagne Westmedflux corrigés des effets de sédimentation. Localisation des monts sous-marins d'après [Rovere and Wurtz \(2015\)](#). EBE: Emile Baudot Escarpement, NBFZ: North Balears Fault Zone, HR: Hannibal Ridge.

Les valeurs de conductivité thermique mesurées sur l'ensemble des stations de mesure de la zone des Baléares sont comprises entre 1.75 et 0.7 W/m/K avec une moyenne de 1.14 W/m/K (Figure IV-24 - Table 2). Aucune variation significative n'est observée avec la profondeur (Figure IV-24A). Sur l'ensemble des mesures de conductivité thermique, celles mesurées *in situ* (POGO) sont statistiquement de 3% plus élevées que celles mesurées en laboratoire (carottages : aiguille chauffante) avec respectivement 1.16 et 1.12 W/m/K en moyenne (Figure IV-24). De plus, les répartitions des valeurs de conductivité sur l'histogramme en fonction des outils utilisés sont similaires (Figure IV-24B). Les deux techniques donnent ainsi des résultats cohérents.

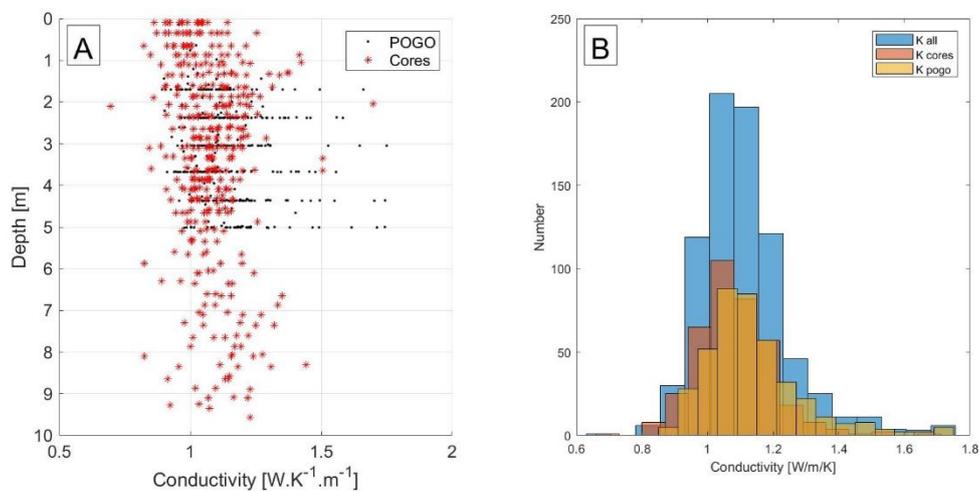


Figure IV-24. A) Conductivité en fonction de la profondeur Pour toutes les stations sur la marge des Baléares. B) histogramme des valeurs de conductivité thermique (K) pour toutes les mesures : POGO (*in situ*) et carottes.

IV.3.3.2 Le profil off-shore Ibiza (off.Ibiza)

Dans la zone off-shore Ibiza, deux profils de flux de chaleur ont été acquis (Figure IV-22). Le profil de flux de chaleur perpendiculaire à l'EBE (*off.Ibiza*, Figure IV-25) s'étend sur les trois domaines morphologiques décrits par [Camerlenghi et al. \(2008\)](#). Les flux de chaleur sont proches de 50 mW/m² sur la pente de l'EBE avec une anomalie négative à 13.85 mW/m² (HF07-02). La valeur du flux augmente ensuite à 90 puis 100 mW/m² lorsque le fond marin s'aplanit. Un pic positif de flux de chaleur (HF07-14 : 139.88 mW/m²) est enregistré puis une légère baisse est observée à 70 mW/m² sur le point de mesure HF07-17. La valeur du flux de chaleur ré-augmente ensuite vers 100 - 110 mW/m² dans la zone des premières déformations salifères ([Camerlenghi et al., 2008](#)). Le long du profil *off.Ibiza* tous les profils de température sont linéaires. Sur le domaine de la pente, ils sont linéaires jusqu'à la surface des sédiments. En

revanche, dans les domaines d'aplanissement du fond marin et de déformations salifères, l'interpolation des profils de température jusqu'à la température de surface présente une courbure qui augmente avec la distance à l'escarpement (Figure IV-25). Ces observations pourraient suggérer une perturbation de la mesure des flux de chaleur. La mesure étant effectuée sous une colonne d'eau supérieure à 1000 m, des perturbations induites par la présence de courants de fonds variables peuvent être évoquées.

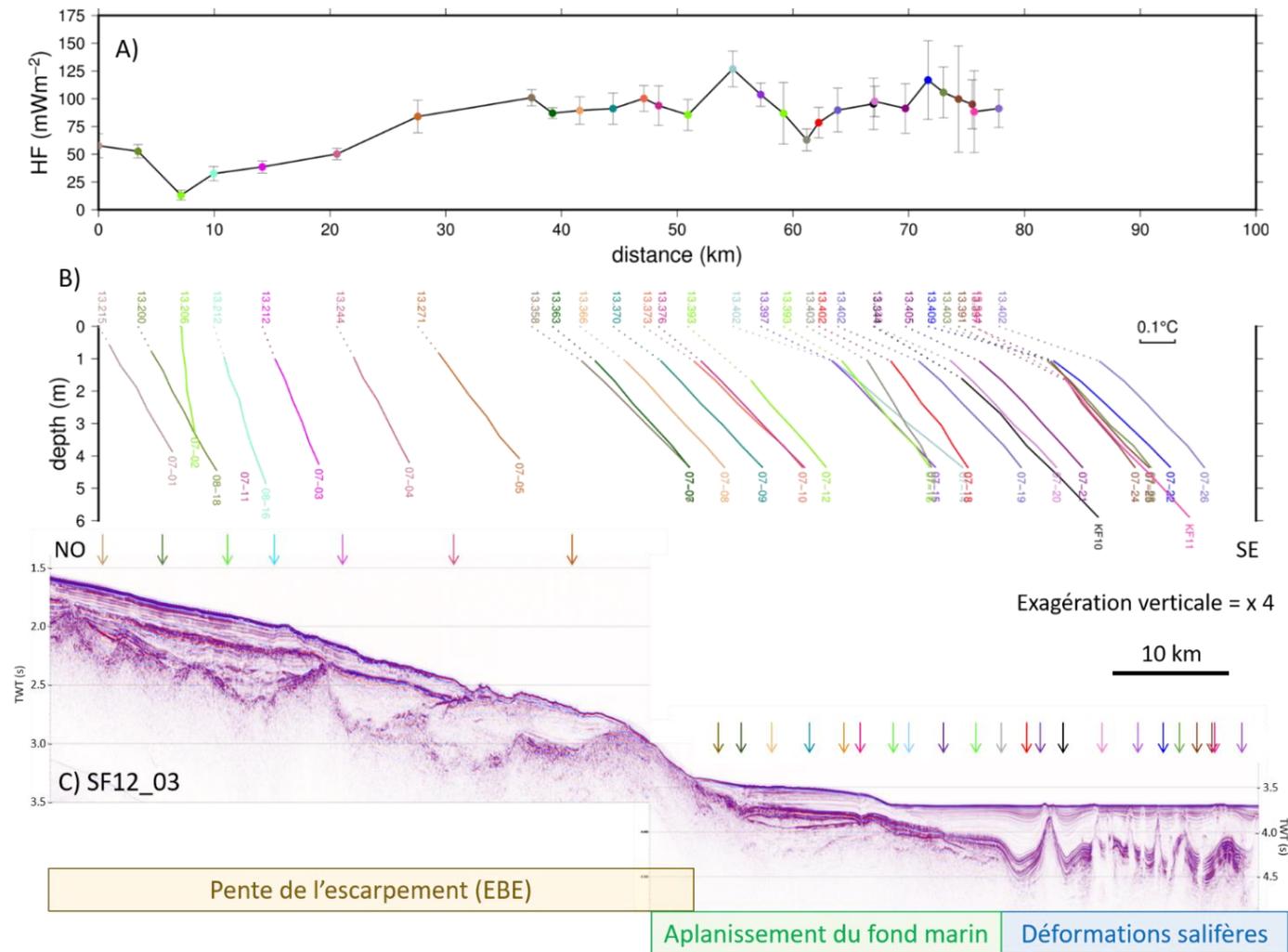


Figure IV-25. A) Profil off.Ibiza des mesures de flux de chaleur (perpendiculaire à l'EBE : Emile Baudot Escarpement). B) Profils de températures associés. Les valeurs correspondent à la température du fond marin (haut) et au numéro de la mesure (bas). C) Profil sismique (SF12_03 : [Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi](#)). Les flèches indiquent la localisation des stations. La répartition des différents domaines morphologiques est indiquée sous le profil sismique. Le profil est localisé en Figure IV-23.

Sur le glacier continental du domaine off-shore Ibiza, un profil court a été effectué perpendiculairement au premier. D'importants contrastes de flux de chaleur y sont enregistrés (Figure IV-22, Figure IV-26). La valeur du flux de chaleur passe d'une valeur minimum de 7 mW/m² (HF08-15) à une valeur maximum de 170.6 mW/m² (HF08-17) en moins de 4.5 km. Les profils de température sont linéaires jusqu'à la surface des sédiments (Figure IV-26).

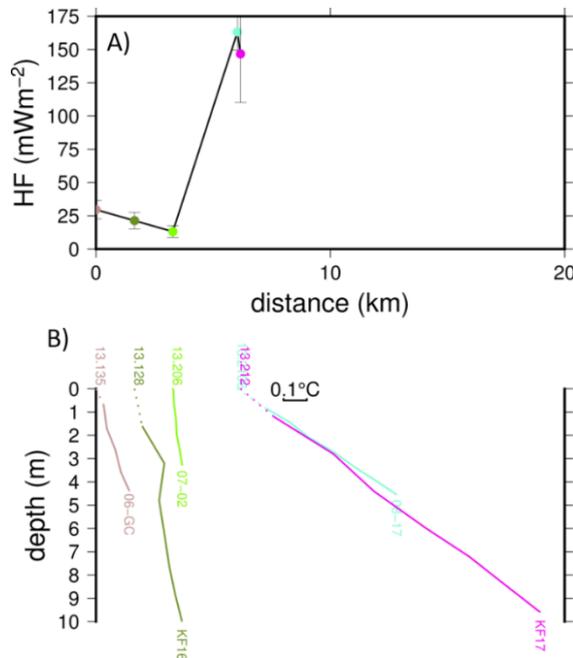


Figure IV-26. A) Profil perpendiculaire au profil off.Ibiza (parallèle à l'EBE) des mesures de flux de chaleur. B) Profils de températures associés. Les valeurs correspondent à la température du fond marin (haut) et au numéro de la mesure (bas).

IV.3.3.3 Le profil off-shore Menorca (off.Menorca)

Les mesures de flux de chaleur effectuées sur le domaine off-shore Menorca traversent les trois domaines morpho-structuraux. Le long du profil *off. Menorca* (Map77-122/120), la valeur de flux est proche de 95 mW/m² (KF07) près de l'EBE puis diminue ensuite jusqu'à atteindre un minimum de 53 mW/m² (HF04-03). Elle augmente ensuite rapidement à 76 puis 118 mW/m² avant d'atteindre un pic de 154 mW/m² (HF03-04). La valeur de flux de chaleur diminue ensuite à 90 et 85 mW/m² à l'approche de la zone des déformations salifères et de la zone de la croûte océanique définie par [Driussi et al. \(2015a\)](#) (stations HF03-03, 02 et 01). Dans le domaine *off-shore Menorca*, des mesures ont également été enregistrées près du mont volcanique Jaume 1 ([Acosta et al., 2002](#), et Figure IV-22). En se rapprochant du mont, les valeurs de flux de chaleur sont de 101 et 110 mW/m² (KF03 et 06).

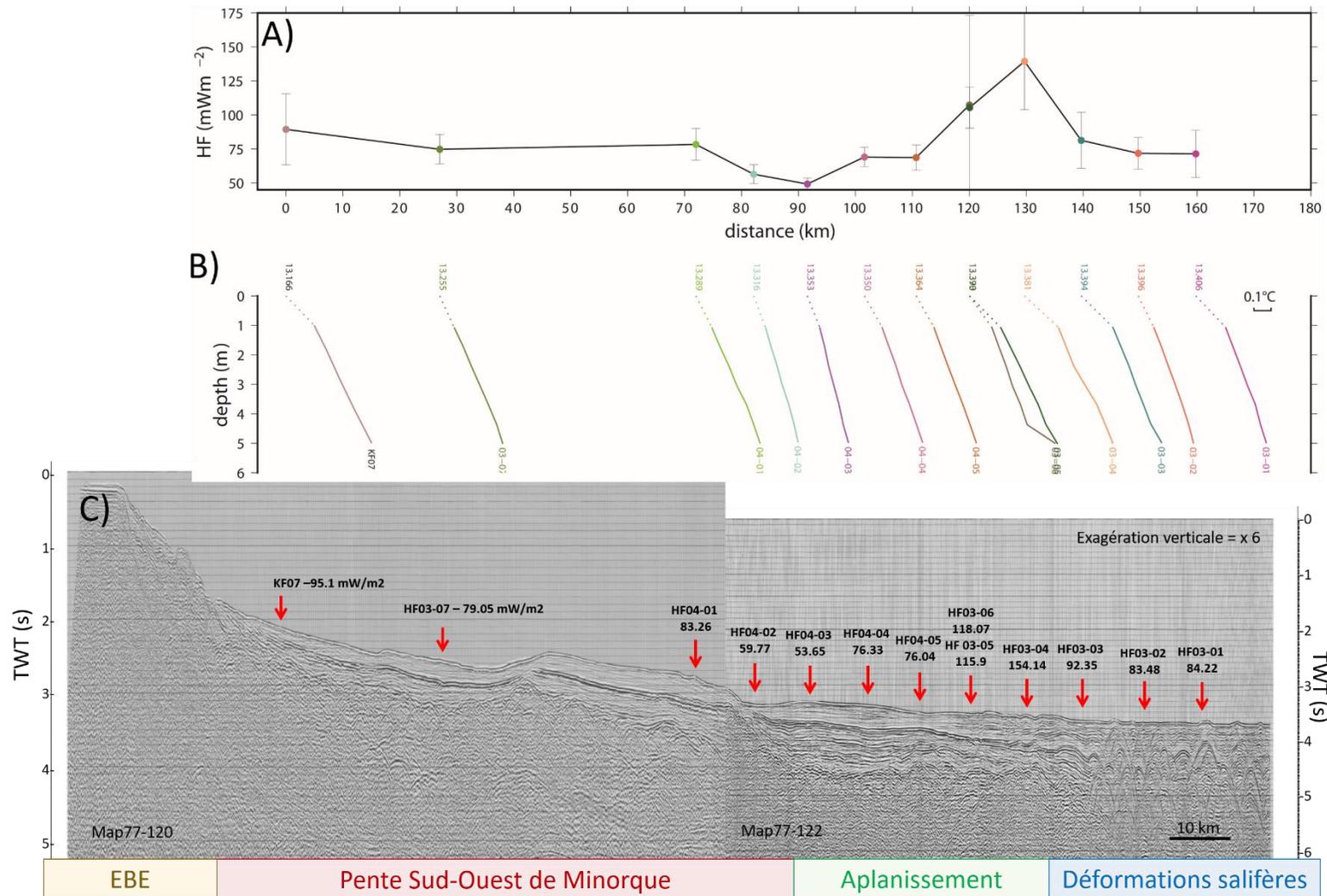


Figure IV-27. A) Profils off.Menorca des mesures de flux de chaleur. B) Profils de températures associés. Les valeurs correspondent à la température du fond marin (haut) et au numéro de la mesure (bas). C) Profil sismique Map77-120/122, les flèches indiquent la localisation des stations de mesures. La répartition des différents domaines morphologiques est indiquée sous le profil sismique.

IV.3.4 Données géochimiques des eaux interstitielles des carottes de sédiments

Durant la campagne Westmedflux, quinze carottes ont été prélevées dans les sédiments quaternaires (composés principalement de marnes, nanofossiles, boue et argiles) de la zone Sud Baléares. Elles sont généralement localisées sur des anomalies de flux de chaleur et/ou sur des structures particulières du fond marin (diapirs de sel, affleurements de socle ou volcans). La carotte KF04 constitue la carotte « référence » : nous l'avons prélevée loin des zones perturbées thermiquement et structurellement. Dans la zone d'étude du domaine off-shore Menorca, les carottes KF03 et 06 sont proches du mont volcanique Jaume I situé sur le glacis continental (*Acosta et al., 2002* - Figure IV-28). Toujours sur la pente, la carotte KF07 est proche de l'escarpement Emile Baudot (Figure IV-28). Plus à l'ouest, au sud du Mont Emile Baudot (EBS), sont localisées les carottes KF08 et 09. Dans la zone d'étude off-shore Ibiza, les carottes KF16 et 17 sont situées sur la pente de l'escarpement (le glacis continental - Figure IV-28). Distantes de 5 km l'une de l'autre, elles enregistrent une variation brutale du flux de chaleur (22.4 mW/m² à 154 mW/m²). Au sud de l'escarpement, la KF18 est située à l'aplomb d'une structure longitudinale NE-SO probablement volcanique (la structure R4 : Figure IV-28 ; *Camerlenghi et al., 2008*). Dans la zone des déformations salifères, les carottes (KF10, 11, 12, 13, 14 et 15) sont situées à l'approche de structures associées aux déformations du sel. Ainsi, les carottes effectuées pendant la campagne Westmedflux sont réparties sur les trois domaines morpho-structuraux mis en évidence sur la marge (Figure IV-21).

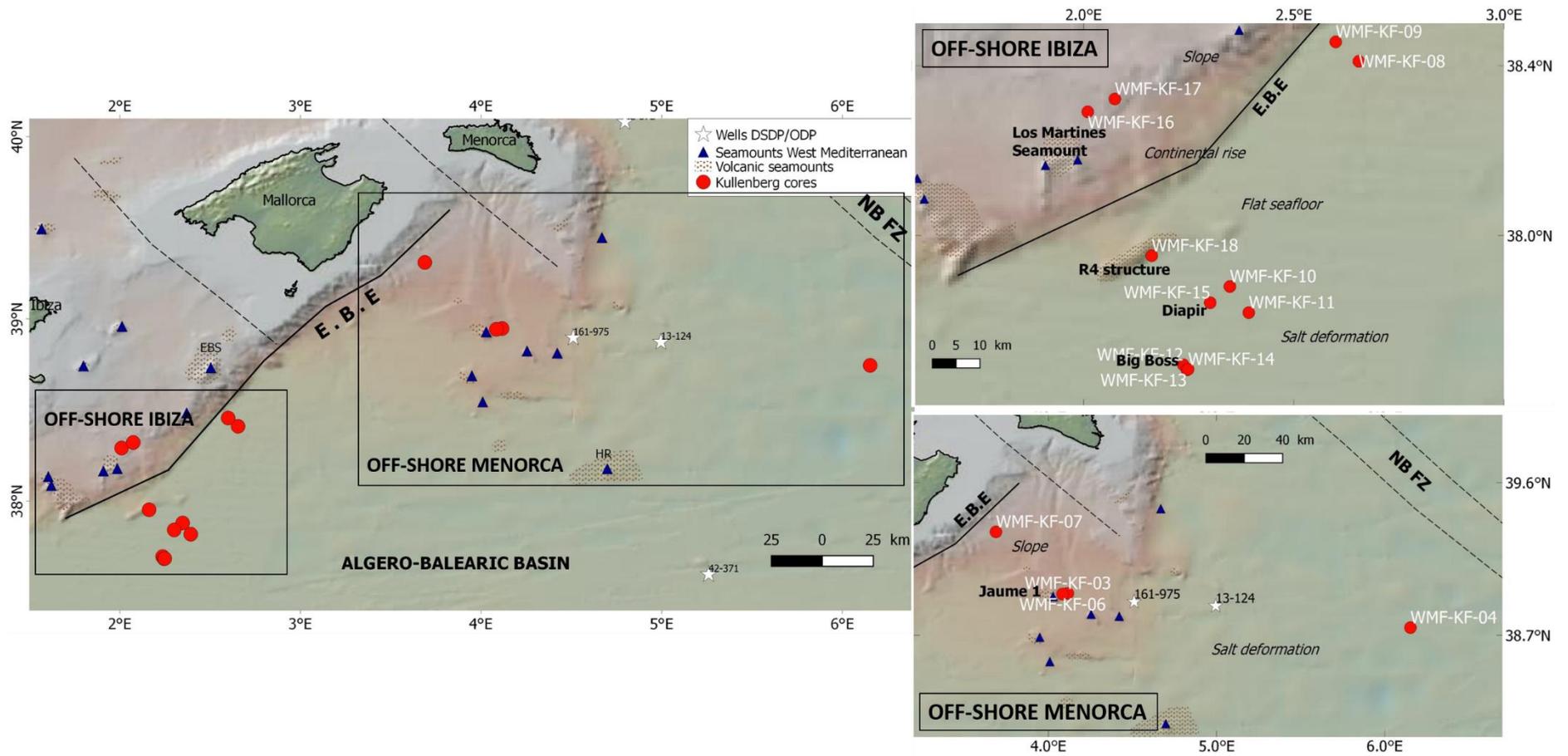


Figure IV-28. A) Localisation des 15 carottes de la campagne Westmedflux dans la zone Sud Baléares. EBE : Emile Baudot Escarpement ; HR : Hannibal Ridge. Les étoiles indiquent l'emplacement des puits DSDP et ODP. B) Zoom sur les carottes dans la zone off-shore Ibiza ; C) Zoom sur les carottes dans la zone off-shore Menorca.

IV.3.4.1 Méthode d'échantillonnage et analyses des eaux interstitielles

La méthode d'échantillonnage diffère légèrement de celle appliquée durant la campagne Oceanograflu (cf. chapitre II et III). La longueur des carottes varie entre 3.77 m et 9.18 m. Cinq carottes sont supérieures à 5 m : KF03, 04, 16, 17 et 18. Toutes les carottes ont été découpées en sections de 1 m puis transférées dans une chambre froide maintenue à 8°C pour en extraire les fluides. L'échantillonnage est systématique aux côtes 20, 50 et 80 cm de chaque section. La procédure standard décrite par [Seeberg-Elverfeldt et al. \(2005\)](#) est appliquée pour extraire l'eau de pore avec les rhyzons©. Environ 10 mL sont échantillonnés : 6 mL sont stockés à 4°C dans des vials en verre qui serviront aux futures analyses géochimiques (ICP-OES et HPLC ; cf. chapitre II) ; 3 mL sont prélevés sur les carottes KF10, 11, 12, 13 et 18 et stockés dans un autre vial pour des analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et δD) ; pour finir, les millilitres restants (~1 ml) sont consommés à bord pour mesurer l'alcalinité. Celle-ci est déterminée par titration directe avec du 0.1N HCl et un titrateur (716 DMS Titrino de methohm®). La valeur de référence certifiée est le « batch 123 » et l'eau de mer locale.

Les concentrations en cations et anions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-}) et mineurs (Sr^{2+} , $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$, Mn^{2+} , Br^- , $\text{B}(\text{OH})_3$), ainsi que l'alcalinité (HCO_3^-) ont été systématiquement déterminées dans les eaux interstitielles des carottes de sédiments. Nous avons analysé l'eau interstitielle des carottes KF03, 04, 06, 08, 09, 12, 13, 14, 16, 17 et 18 à l'ICP-MS de la plateforme ALIPP6 à l'ISTEP (UPMC Sorbonne-universités). L'eau des carottes KF10 et 11 a été analysée à l'HPLC au laboratoire des Biotechnologies de l'IFPEN. Pour ces deux carottes, seules les concentrations en ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-}) ont été déterminées. Les isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et δD ont été déterminés dans les carottes KF10, 12, 13 et 18 avec un spectromètre de masse de rapport isotopique (Picarro®) du laboratoire LOCEAN (UPMC Sorbonne-universités).

IV.3.4.2 Résultats des analyses géochimiques des eaux interstitielles

Dans toutes les carottes, les concentrations de surface en ions majeurs indiquent des salinités proches de 38.5 g/kg. C'est une salinité légèrement plus élevée que celle d'une eau de mer standard à 35 g/kg. Les valeurs de salinité mesurées des eaux interstitielles (38.5 g/kg) sont légèrement plus élevées que celle de la Méditerranée. [Pierre \(1999\)](#) mesure des salinités de 37.8 et 37.6 dans la colonne d'eau proche des Baléares durant la campagne VICOMED 2 (1988). Il n'est pas aberrant que les valeurs des eaux interstitielles soient plus élevées que celle

de l'océan. Des valeurs de 38.5 g/kg sont également enregistrées dans les eaux interstitielles échantillonnées au puits ODP975 dans le domaine off-shore Menorca (*Bernasconi, 1999*). Les concentrations à la surface des sédiments des ions Cl^- et Na^+ sont proches de 600 mmol/kg et 500 mmol/kg respectivement (Figure IV-29). La concentration à la surface des sédiments pour Mg^{2+} est de 58 – 60 mmol/kg (Figure IV-29) ; les concentrations en Ca^{2+} et K^+ montrent quant à elles des concentrations de surface proches de 11 mmol/kg (Figure IV-29). Enfin, les sulfates (SO_4^{2-}) ont une concentration de surface de 29 mmol/kg (Figure IV-29).

Avec la profondeur (dans la colonne sédimentaire), les concentrations en ions varient par rapport à la concentration de l'eau de mer (Figure IV-29 et figures par carottes en annexes).

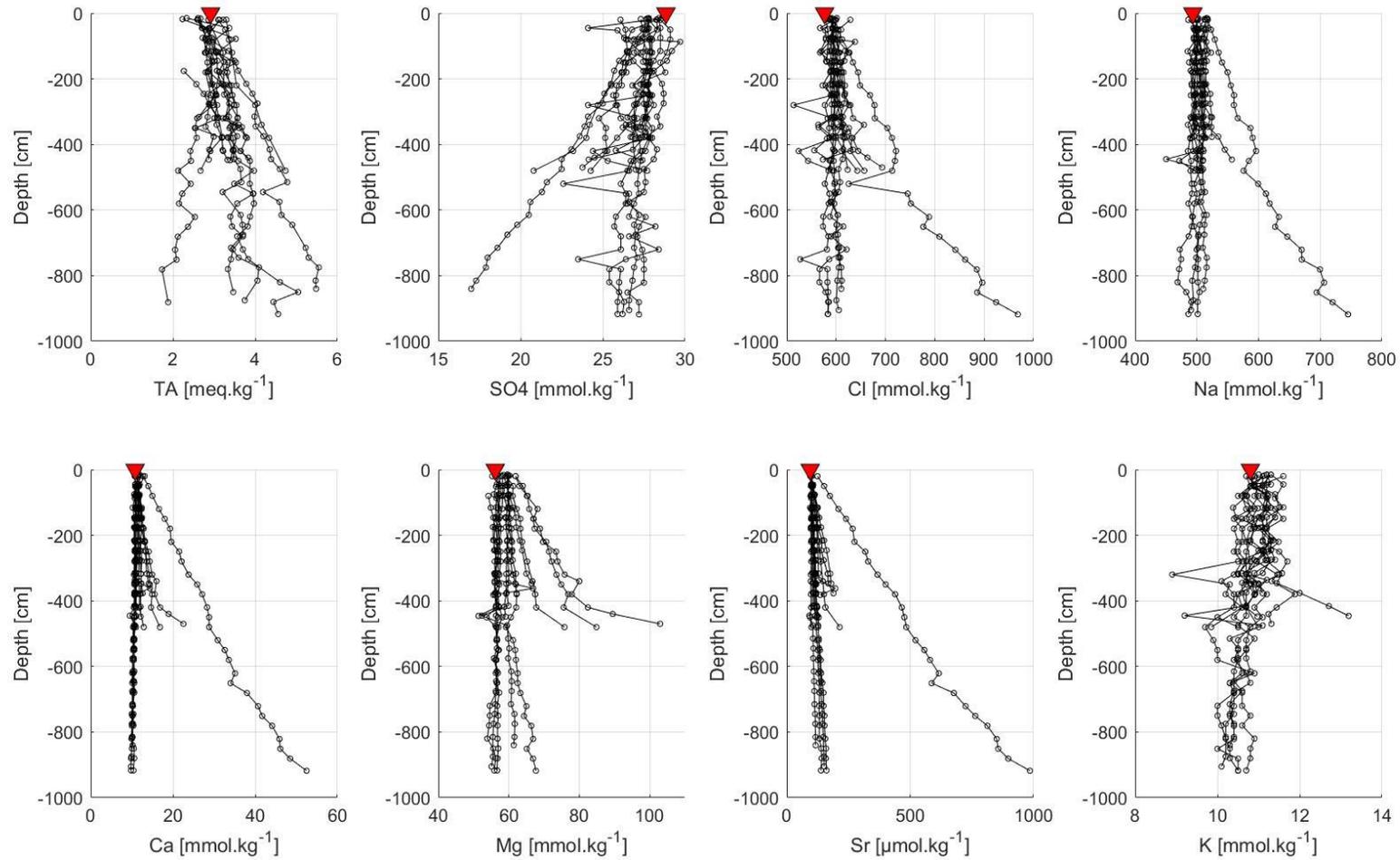


Figure IV-29. Concentrations de l'alcalinité (TA) et des ions majeurs dans l'eau interstitielle des carottes de la campagne Westmedflux dans la zone Sud des Baléares. Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale (salinité = 38g/kg).

IV.3.4.2.1 L'alcalinité (HCO_3^-)

Les variations de l'alcalinité dans la colonne sédimentaire sont généralement liées aux différents processus de diagenèse précoce (Froelich *et al.*, 1979 – équation 1 et 2). Lors de l'oxydation de la matière organique, l'alcalinité va augmenter. Elle peut aussi être modifiée par les processus de précipitation ou de dissolution des carbonates : l'alcalinité va augmenter lors de la dissolution des carbonates et baisser lors de leur précipitation. L'alcalinité a été déterminée durant la mission par titration directe avec du HCl ainsi, elle s'exprime en TA (titre alcalimétrique) en milliéquivalents par kg ou l d'acide chloridrique versé pour la titration. Ici, l'alcalinité correspond majoritairement à l'espèce HCO_3^- dissoute dans l'eau car c'est l'espèce majeure dans l'eau de mer au pH 7.5.

Dans les carottes de la campagne Westmedflux, l'alcalinité (HCO_3^-) montre une augmentation le long de toutes les carottes allant de ~2.5 meq/kg jusqu'à 3 ou 5 meq/kg (Figure IV-29, Figure IV-30), excepté pour la KF18 où elle diminue (3.2 à 1.8 meq/kg - Figure IV-30).

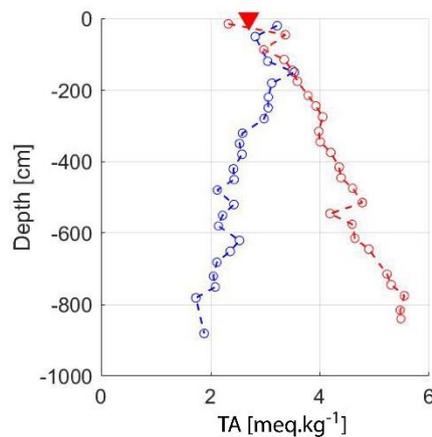


Figure IV-30. Alcalinité de l'eau interstitielle des carottes KF04 (rouge) et KF18 (bleu) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares ; Le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

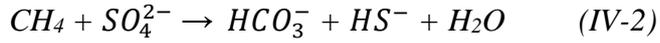
IV.3.4.2.2 Concentrations en sulfates (SO_4^{2-})

L'évolution de la concentration en sulfates (SO_4^{2-}) est généralement liée à l'oxydation de la matière organique (Froelich *et al.*, 1979 – chapitre I, équation IV-1) et/ou à la présence d'une zone d'oxydation anaérobie du méthane (AOM ; Borowski *et al.*, 1996 ; équation IV-2). L'impact de ces réactions sera visible suivant la forme du profil des sulfates : la concentration en sulfate va diminuer dans les deux cas mais la pente du profil de concentration sera plus forte en présence d'une zone d'AOM.

- Oxydation de la matière organique :



- Réaction d'Oxydation Anaérobique du Méthane (A.O.M):



La concentration en sulfates peut également être modifiée par des processus impliquant la dissolution ou la cristallisation de gypse et d'anhydrite (de formules respectives $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ et $CaSO_4$). Ils constituent les dépôts évaporitiques des sédiments méditerranéens Messiniens (*Krijgsman et al., 1999; Sierro et al., 1999; Lofi, 2002* - cf. IV.2.2 - La crise de salinité Messinienne (CSM) ; lower/upper évaporites).

Le long de la majorité des carottes, une diminution en sulfates est enregistrée entre 29 à 16.9 mmol/kg (Figure IV-29, Figure IV-31). Cependant, elle est constante et égale à la concentration de la mer Méditerranée (~29 mmol/kg) dans les carottes KF06, 13, 14 et 18 (Figure IV-29, Figure IV-31). De plus, la concentration en manganèse (Mn^{2+}) est également liée aux processus d'oxydation de la matière organique (chapitre I). Elle enregistre une augmentation (réduction des oxydes de manganèse) suivie d'une diminution de la concentration dans la plupart des carottes (KF03, 04, 06, 12, 13, 14, 16, 17 et 18 – cf. annexes).

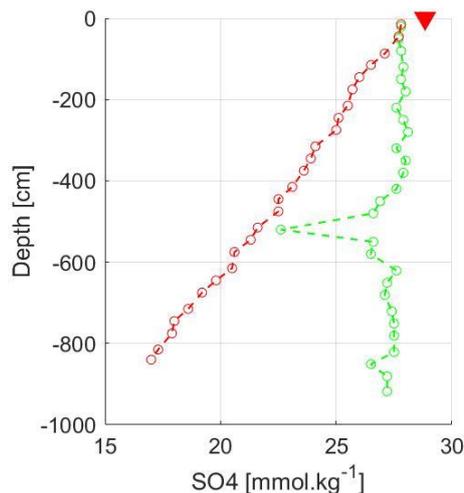


Figure IV-31. Concentration en SO_4^{2-} dans l'eau interstitielle des carottes KF04 (rouge) et 18 (vert) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares. Le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

IV.3.4.2.3 Concentration en Brome (Br⁻)

Le brome est un élément généralement utilisé comme indicateur de l'évaporation ou de la dissolution d'une eau : lors de la séquence d'évaporation le brome est l'élément qui passe le moins dans les phases solides et qui reste dans les eaux résiduelles. Ainsi, le rapport Br/Cl permet de définir l'origine des augmentations en chlore : dissolution de halite ou processus d'évaporation (Vengosh *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2015). Une origine des saumures via une dissolution de halite va enregistrer un Br/Cl faible. En revanche un Br/Cl élevé va généralement traduire une origine des saumures primaires (via une évaporation). Cependant, la dissolution d'évaporites de stade d'évaporation plus avancé va également enregistrer un haut Br/Cl mais avec d'importantes concentrations en Mg²⁺ et K⁺ (rapports élevés de Mg/Cl et K/Cl).

Ici, la concentration en Br⁻ montre une augmentation avec la profondeur dans les carottes KF04, 08, 09, 12 et 18 (Figure IV-29, Figure IV-32). La concentration est constante le long des autres carottes (Figure IV-29, Figure IV-32).

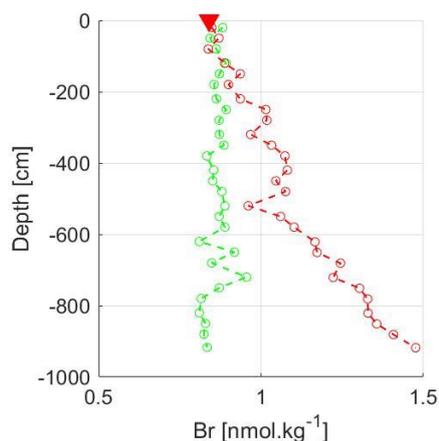


Figure IV-32. Concentration en Br dans l'eau interstitielle des carottes KF17 (vert) et 18 (rouge) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares ; le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

IV.3.4.2.4 Concentration en Sodium et Chlore (Na⁺ et Cl⁻)

Les concentrations en Na⁺ et Cl⁻ sont des marqueurs de processus impliquant des évaporites et en particulier la halite (NaCl - Vengosh *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2015; Feldens *et al.*, 2016). Leur évolution va mettre en évidence des processus de dissolution, de précipitation ou des mécanismes de migrations des saumures. Un rapport Na/Cl qui diminue par rapport à celui de l'eau de mer (0.86) peut traduire un stade d'évaporation ayant atteint la saturation en halite et sa précipitation. En revanche, des dissolutions de halite vont former des saumures avec un

rapport Na/Cl proche de 1. Des rapports élevés de Na^+ sur Ca^{2+} , Mg^{2+} ou K^+ vont confirmer une source de Cl^- via la présence de halite. Par contre de faibles rapports Na^+ sur Ca^{2+} , Mg^{2+} et K^+ indiquent une source de Cl^- via des minéraux formés lors de stades plus avancés d'évaporation (*Bernasconi, 1999*).

Dans les carottes de Westmedflux, les profils de concentration en Na^+ et Cl^- se divisent en 3 classes suivant leur évolution avec la profondeur : 1) augmentation – 2) concentration constante – 3) diminution. Quatre carottes montrent des augmentations avec la profondeur pour ces deux éléments : KF12 (519 et 643 mmol/kg), KF14 (534 et 634 mmol/kg), KF09 (538 et 616 mmol/kg) et KF18 (754 et 958 mmol/kg). Cependant, Na^+ et Cl^- n'évoluent pas toujours en association : seul le Cl^- augmente le long des carottes KF04 (610 mmol/kg), KF10 (655 mmol/kg), KF11 (690 mmol/kg) et la carotte KF08 (623 mmol/kg).

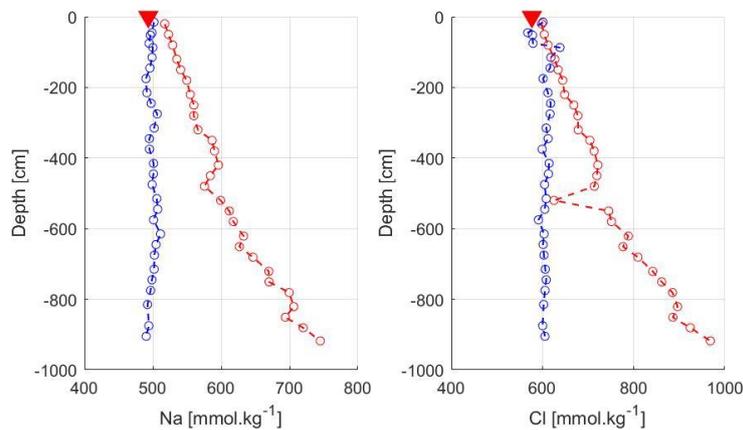
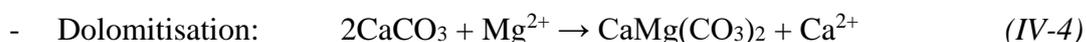
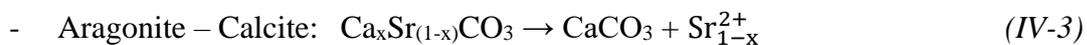


Figure IV-33. Concentration en Na^+ et Cl^- dans l'eau interstitielle des carottes KF03 (bleu) et 18 (rouge) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares ; le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

IV.3.4.2.5 Concentrations en Calcium, Magnésium et Strontium (Ca^{2+} , Mg^{2+} et Sr^{2+})

Les éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et Sr^{2+} sont également des éléments abondants dans les évaporites (*Schmidt et al., 2015*). Néanmoins, ils traduisent également les interactions liées aux carbonates telles que les transformations diagenétiques de l'aragonite (riche en Sr^{2+} – équation 3) en calcite, ou la formation de calcite magnésienne et de dolomie ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – équation 4). Le calcium peut aussi être lié au processus de dissolution - recristallisation du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et de l'anhydrite (CaSO_4).



Dans les chapitres précédents (*cf.* Chapitre I et III), nous avons vu que les éléments Ca^{2+} et Mg^{2+} interagissent également avec les roches basaltiques. L'altération du basalte va précipiter du Mg^{2+} et relâcher du Ca^{2+} dans l'eau en circulation (*Seyfried and Bischoff, 1979*).

La concentration en calcium (Figure IV-29) augmente pour les carottes KF08 (14 mmol/kg), KF09 (12 mmol/kg) et KF18 (53 mmol/kg) ainsi que pour les carottes KF10 (13 mmol/kg), KF11 (16.2 mmol/kg) et KF12 (13 mmol/kg). La concentration en calcium diminue légèrement pour les carottes KF03 et 17 (~10 mmol/kg - Figure IV-29, Figure IV-34) situées sur la pente continentale.

La concentration en Mg^{2+} (Figure IV-29, Figure IV-34) diminue légèrement le long des carottes KF03 et 17 (~55 mmol/kg). Elle augmente avec la profondeur pour les carottes KF08, KF09 et KF18 (66.5 – 62.4 et 67.7 mmol/kg) ainsi que pour les carottes KF04, KF12 (61.5 -76 mmol/kg) et KF10 et 11 (85 et 105 mmol/kg).

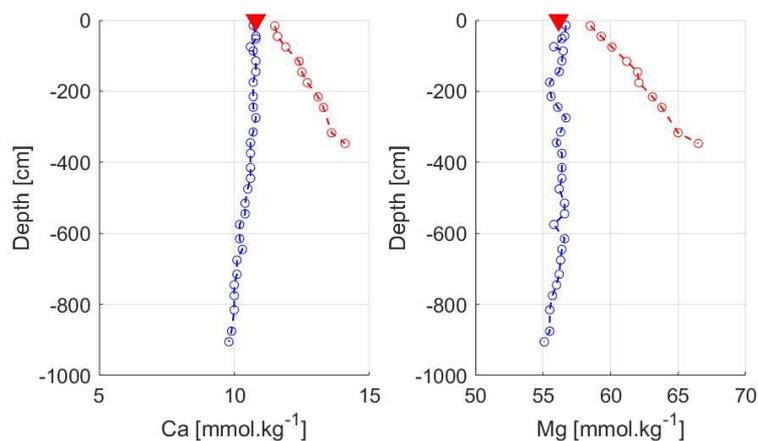


Figure IV-34. Concentration en Ca^{2+} et Mg^{2+} dans l'eau interstitielle des carottes KF03 (bleu) et 08 (rouge) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares. Le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

Le strontium (Figure IV-29, Figure IV-35) enregistre une augmentation moyenne entre 90 et 180 $\mu\text{mol/kg}$ sur les carottes KF03, 05, 06, 08, 09, 12, 16 et 17, et son augmentation est spectaculaire (1000 $\mu\text{mol/kg}$) sur la KF18. En revanche, il est constant et égal à l'eau de mer (90 $\mu\text{mol/kg}$) pour les carottes KF04, 13 et 14 (Figure IV-29, Figure IV-35).

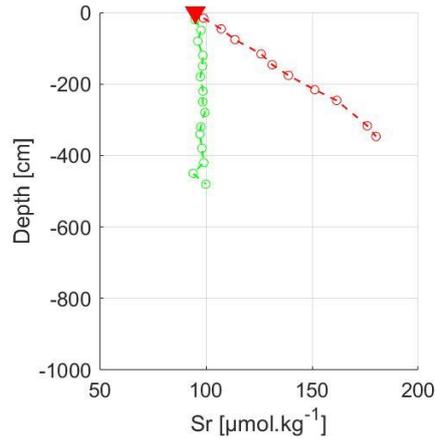


Figure IV-35. Concentration en Sr^{2+} dans l'eau interstitielle des carottes KF13 (vert) et 08 (rouge) de la campagne Westmedflux ; le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

IV.3.4.2.6 Concentrations en potassium (K^+)

Les variations en potassium (Figure IV-29, Figure IV-36) peuvent être liées à des processus incluant les argiles riches en potassium ou les zéolithes (Bernasconi, 1999). Par exemple, lors de la diagenèse, la transformation des smectites en illites va prélever du potassium. A des stades avancés d'évaporation, il entre aussi dans la composition de certaines évaporites (ex. Sylvite - KCl).

Les carottes KF14 et KF11 enregistrent une augmentation en K^+ (13 mmol/kg), alors qu'il est constant le long des carottes KF05, 06, 09, 10, 11, 12 et 13 (~11 mmol/kg). En revanche, il diminue légèrement le long de KF03, 16 et 17, 08 et 18 et KF 04.

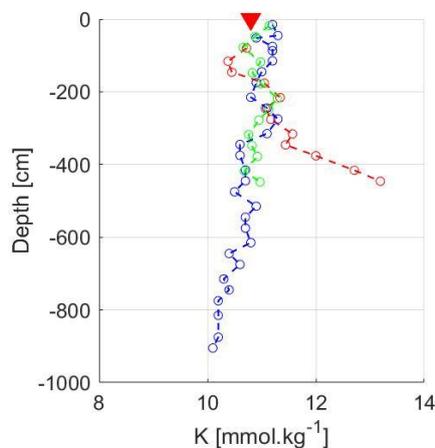


Figure IV-36. Concentration en K^+ dans l'eau interstitielle des carottes KF03 (bleu), 06 (vert) et 14 (rouge) de la campagne Westmedflux sur la marge Sud Baléares ; le triangle rouge indique la concentration de l'eau de mer locale.

IV.3.4.2.7 Isotopes : $\delta^{18}\text{O}$ et δD

Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène ont été mesurés pour les carottes KF10, 12, 13 et KF18. Ils permettent de déterminer l'origine des eaux échantillonnées selon les rapports définis dans la Figure IV-37 (*Kharaka and Hanor, 2003; Giannesini, 2006*).

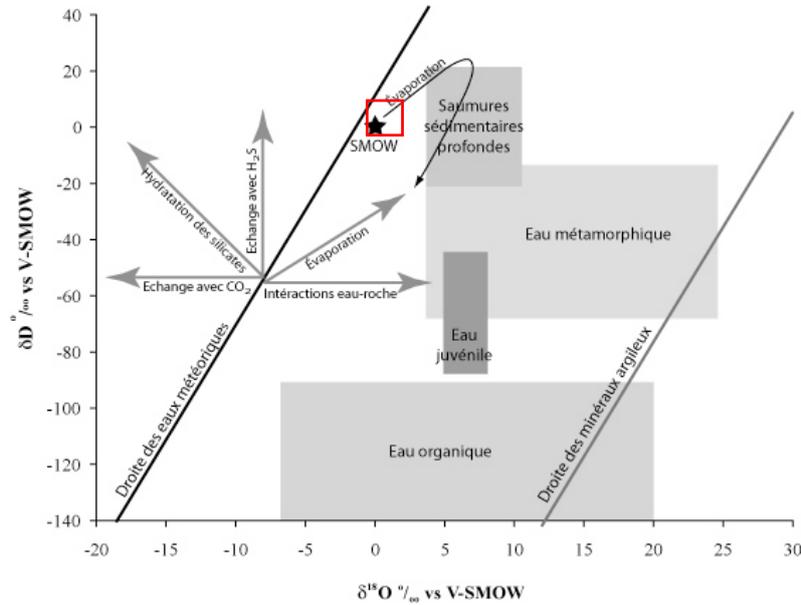


Figure IV-37. Origine de l'eau suivant $\delta^{18}\text{O}$ vs δD d'après *Giannesini (2006)*. Le carré rouge situe la gamme de variation des données de la campagne Westmedflux.

Le $\delta^{18}\text{O}$ est légèrement plus élevé que le SMOW dans les carottes KF10, 12 et 13. Il est compris entre 1 et 1.85 ‰ (Figure IV-38). Une faible diminution est observée pour la carotte KF18, le $\delta^{18}\text{O}$ passe de 1.3 à 1.02 ‰. Pour les isotopes de l'hydrogène, le δD est constant et proche de 8.5 ‰ pour les carottes KF10, 12, et 13. En revanche, le δD est inférieur à celui de l'eau de mer pour la carotte KF18, il diminue de 8.5 à 6.7 ‰.

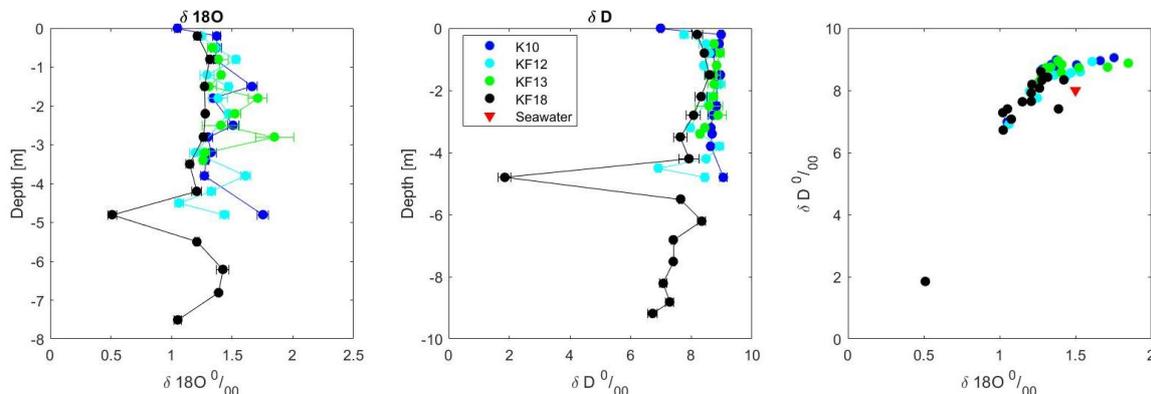


Figure IV-38. $\delta^{18}\text{O}$ et δD en fonction de la profondeur et $\delta^{18}\text{O}$ vs δD pour les carottes KF10, 12, 13 et 18. Le triangle rouge indique la composition isotopique de l'eau de mer locale.

IV.4 Discussion

Nous avons présenté les données de flux de chaleur, de géochimie et d'imagerie. Nous allons maintenant essayer d'établir s'il existe un lien entre les anomalies locales thermiques et chimiques et les structures particulières du fond marin (volcans, diapirs, failles, glissements...). Pour cela, nous allons combiner les données de flux de chaleur, de géochimie et de multifaisceaux afin de déterminer si les variations locales sont provoquées par des circulations de fluides ou d'autres perturbations. Dans une deuxième partie, nous remettrons ces résultats dans un contexte régional et nous discuterons de quelle manière les différents domaines morphologiques peuvent contrôler les circulations de fluides.

IV.4.1 Sources des anomalies thermiques locales

De nombreuses perturbations thermiques et chimiques sont observées sur la marge Sud des Baléares (Figure IV-39). Elles sont situées aussi bien sur le domaine de pente que dans le bassin. Pour chaque anomalie, nous allons discuter de sa localisation par rapport aux structures du fond marin.

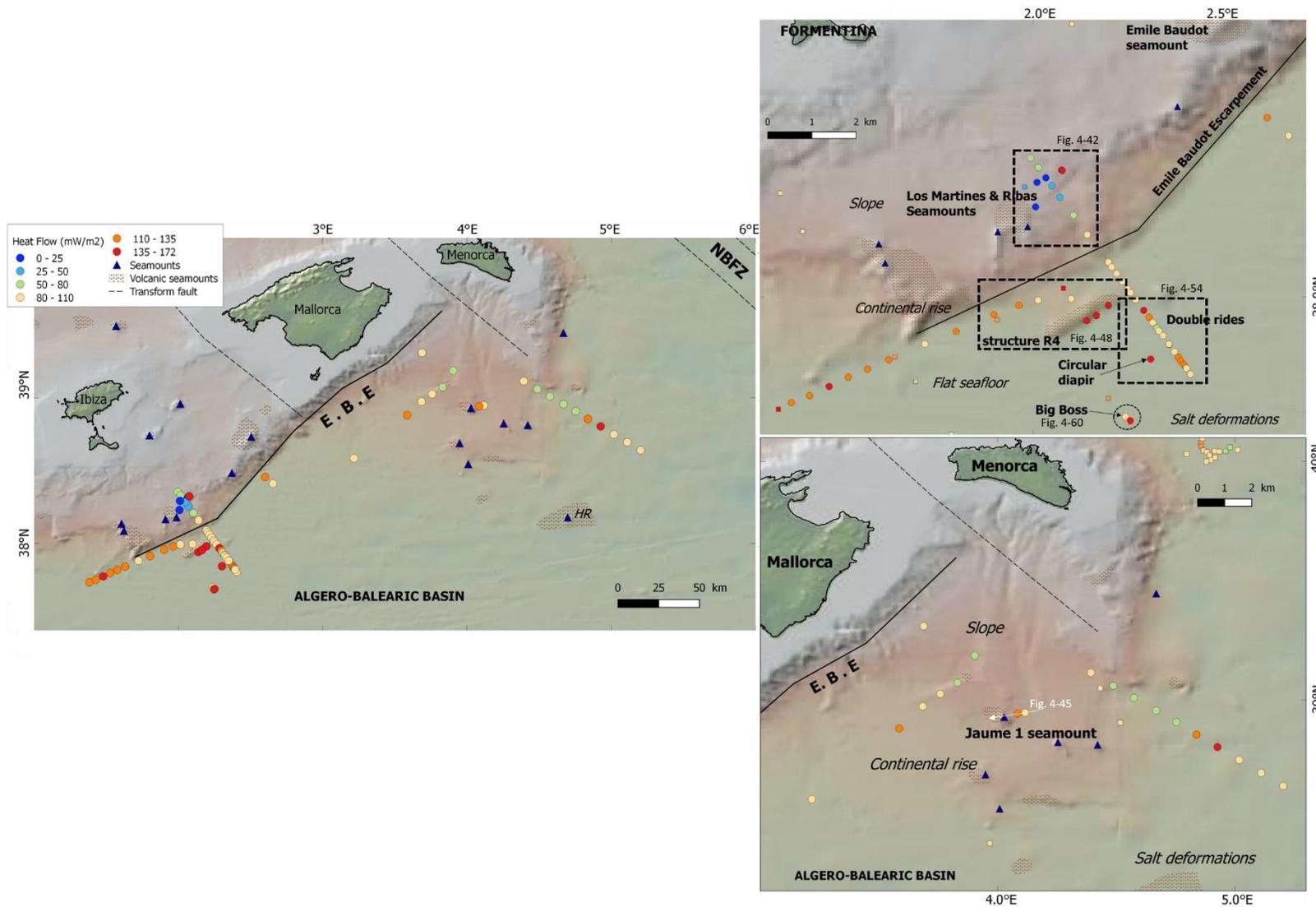


Figure IV-39. A) Flux de chaleur dans la zone Sud des Baléares : campagne Westmedflux (ronds) et base de données globales NGHF (carrés). B et C) Les rectangles et flèches indiquent la localisation des figures (bathymétrie et profils sismiques).

IV.4.1.1 Variation brutale du flux de chaleur sur le domaine de glacis continental off-shore Ibiza

Sur le glacis continental du domaine off-shore Ibiza, au nord de l'escarpement Emile Baudot (EBE), sont enregistrés les valeurs de flux de chaleur les plus faibles de la zone d'étude (7 mW/m²) ainsi qu'une anomalie de flux de chaleur élevée (170 mW/m²) (Figure IV-39).

IV.4.1.1.1 Los Martines et la zone de « *Mallorca volcanic field* »

La plus faible valeur de flux de chaleur est située à l'aplomb du mont Los Martines (HF08-15 : 7.06 mW/m² - Figure IV-40). Cette structure volcanique est bien visible en sismique (profil SF12-04A en Figure IV-40, *Saltflu cruise 2012, pers. comm. A. Camerlenghi*) et recensée dans l'Atlas des monts sous-marins de Méditerranée (*Rovere and Wurtz, 2015*). Elle fait partie des nombreuses structures volcaniques inventoriées dans la zone : 118 pinacles formant le *Mallorca volcanic field* (*Acosta et al., 2002; Acosta et al., 2004; Rovere and Wurtz, 2015*).

Leur présence suggère l'existence de zones basaltiques fracturées qui peuvent correspondre à des chemins préférentiels de circulations profondes des fluides vers et hors du socle suivant des schémas similaires à ceux décrits dans la croûte océanique basaltique fracturée (*Fisher et al., 2003a; Langseth and Herman, 1981* ; chapitre III). Dans ce contexte, la zone de faibles flux de chaleur peut être interprétée comme une zone de recharge des fluides. Sur la pente, certaines failles traversent toute la colonne sédimentaire et sont généralement connectées aux blocs basculés qui définissent la zone de croûte continentale amincie (*Driussi et al., 2015a*). Ces fractures peuvent également être des zones de circulations des fluides profonds. En outre, des indices de suintements de fluides sont visibles dans les sédiments sur les profils de sismique réflexion (Figure IV-40) : des structures sub-verticales recoupent les sédiments plio-quadernaires. Ce sont des géométries similaires aux structures formées par des cheminées de gaz et peuvent donc être interprétées comme telles (*Bertoni and Cartwright, 2015*).

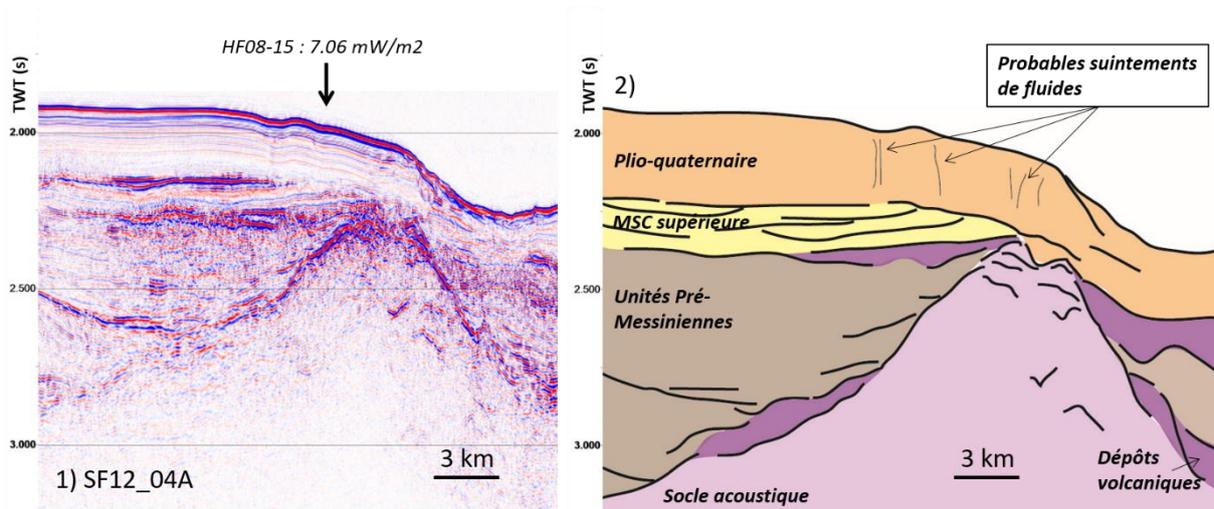


Figure IV-40. 1) Profil sismique SF12_04A (Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi - Localisation du profil en Figure IV-39). 2) Interprétation de la structure volcanique Los Martines (TWT de 0.5s = 3 à 3.5 km pour des $V_p = 6$ à 7 km/s) sous la valeur de flux de chaleur très faible (HF08-15 : 7.06 mW/m²). Le volcan est recouvert par les dépôts plio-quaternaires mais recoupe la couche d'évaporites supérieures (MSC supérieures). Sa nature basaltique en fait une structure souvent fracturée qui peut drainer les fluides. Des perturbations sont également visibles dans les sédiments et peuvent être associées à des remontées de fluides (ex : gaz).

Il faut toutefois noter que la structure volcanique recoupe la couche de sel. En conséquence, surimposée à l'hypothèse de migration des fluides, la chaleur peut être évacuée latéralement à travers la couche de haute conductivité qu'est le sel. Un modèle thermique 2D en régime stationnaire avec un flux constant à la base permet d'estimer les effets de réfraction sur la valeur du flux de chaleur de surface en fonction des contrastes de conductivité thermique (Figure IV-41 - Von Herzen and Uyeda, 1963; Beardsmore and Cull, 2001). Dans ce modèle, le flux de chaleur basal est de 60 mW/m². Les variations du flux de chaleur provoquées par ces différences de conductivité semblent faibles : ~ 10%. L'évacuation de la chaleur à travers la couche de sel ne permet pas d'expliquer cette zone étendue (~10 km²) d'anomalies négatives du flux de chaleur. En conséquence, l'hypothèse d'une zone de recharge des fluides est la plus probable.

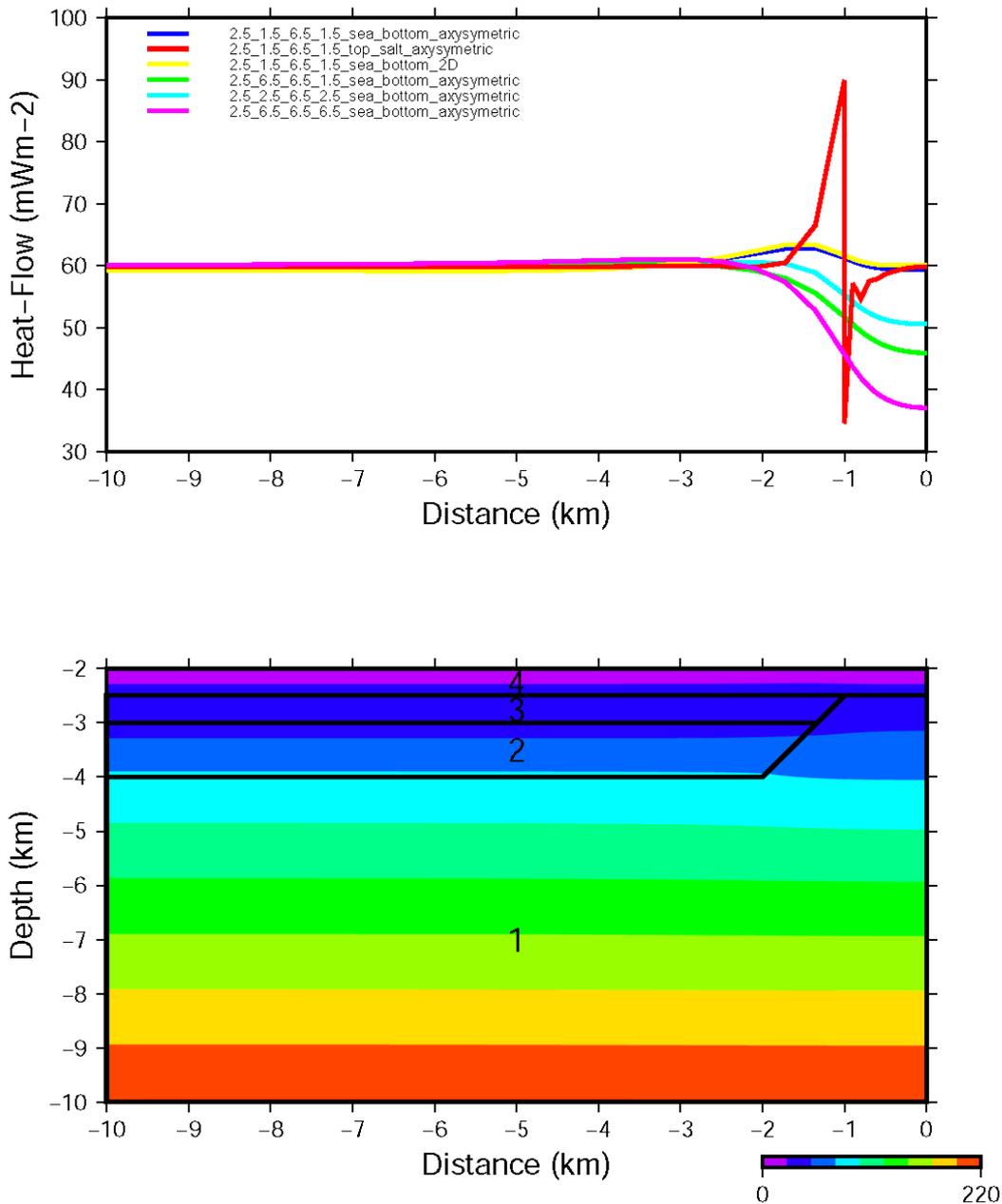


Figure IV-41. Modèle thermique 2D d'une structure volcanique en régime stationnaire avec un flux constant à la base. Ce modèle permet d'estimer les effets de la topographie et de la réfraction induits par la présence du volcan (1) ainsi que ceux de la couche de sel (3) sur le flux de chaleur de surface. La coupe en bas représente le domaine de température à l'état stationnaire, le flux de chaleur basal est de 60 mW/m² et la température du fond de mer est de 13°C. Différentes conductivités ont été définies suivant les couches : 1- le socle ; 2- les dépôts pré-Messinien ; 3- la couche de sel ; 4- les dépôts plio-quaternaires. Le graphique (haut) représente le flux de chaleur de surface obtenu suivant les différentes combinaisons de conductivité thermique. La courbe rouge indique le flux de chaleur au sommet de la couche de sel (base du plio-quaternaire) pour la première combinaison de conductivité (1.5 – 6.5 – 1.5 – 2.5 W/m/K).

IV.4.1.1.2 Déstabilisation du haut de pente

La pente du domaine off-shore Ibiza enregistre une forte inclinaison (75°) et de nombreux glissements y sont répertoriés (*Acosta et al., 2004*). Ils se traduisent par la formation de canyons et d'importants dépôts en bas de pente (MTD). Les profils du sondeur de sédiment et la bathymétrie acquis au cours de la campagne ont mis en évidence une zone fortement chaotique et déstructurée dans la zone où les valeurs du flux de chaleur sont élevées (Figure IV-42 - station A, HF08-17 : 170.5 mW/m^2 et KF17 : 153.2 mW/m^2). Cette géométrie suggère un glissement récent des dépôts sédimentaires actuels.

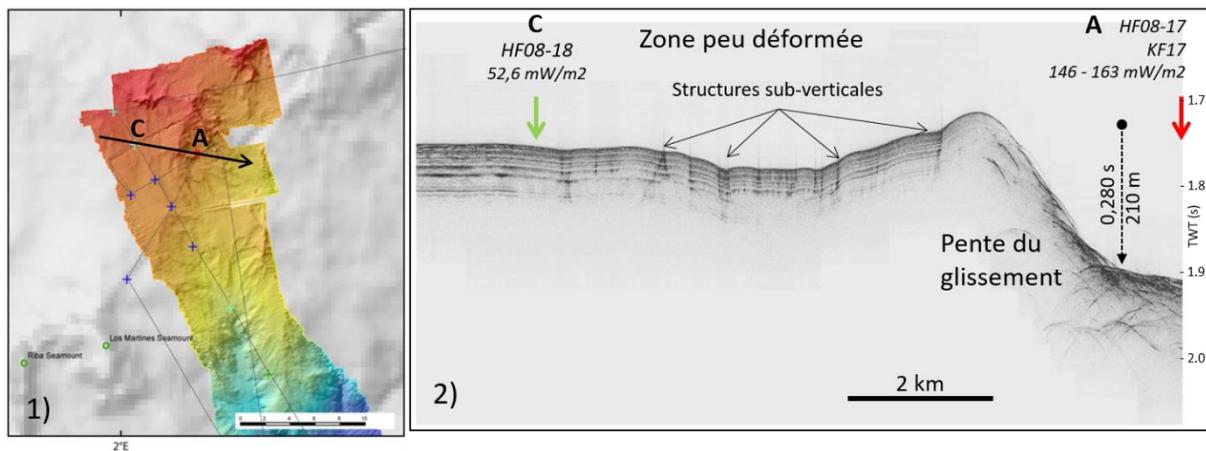


Figure IV-42. 1) Bathymétrie haute résolution de la pente du domaine off-shore Ibiza. La figure est localisée en Figure IV-39. Le segment AC indique la localisation du profil du sondeur de sédiments. 2) Profil du sondeur de sédiments perpendiculaire à la pente formée par le glissement. Les flèches indiquent les stations de flux de chaleur.

Ces événements d'érosion peuvent augmenter localement la valeur du flux de chaleur (*Beardsmore and Cull, 2001*). L'augmentation sera fonction du taux d'érosion et du temps écoulé après l'événement. Ici, le glissement maximum correspond à une épaisseur de 210 m (pour un TWT = 0.280 s et $V_p = 1500 \text{ m/s}$ dans l'eau - Figure IV-42). Il est encore visible en surface, ce qui suggère qu'il est très récent. Les corrections effectuées à partir des modèles de (*Von Herzen and Uyeda, 1963* – chapitre II) suggèrent une augmentation par rapport à la mesure initiale du flux de chaleur de surface de 15% au maximum ($\sim 25 \text{ mW/m}^2$ - Figure IV-43). Ainsi, les valeurs du flux de chaleur corrigées sur la station A seraient de ~ 145 et 130 mW/m^2 . Cette correction n'est pas suffisante pour expliquer une différence de 120 mW/m^2 sur les 5 km séparant les deux zones. D'autres processus peuvent expliquer cette différence telle que les circulations de fluides. À la suite du glissement, des fluides peuvent être libérés en profondeur par décompression. Leur remontée jusqu'à la surface peut localement contribuer à augmenter

la valeur du flux de chaleur de surface. Cependant, notre faible connaissance du système de circulation (géométrie, vitesse de fluides, perméabilité...) rend son estimation thermique difficilement quantifiable.

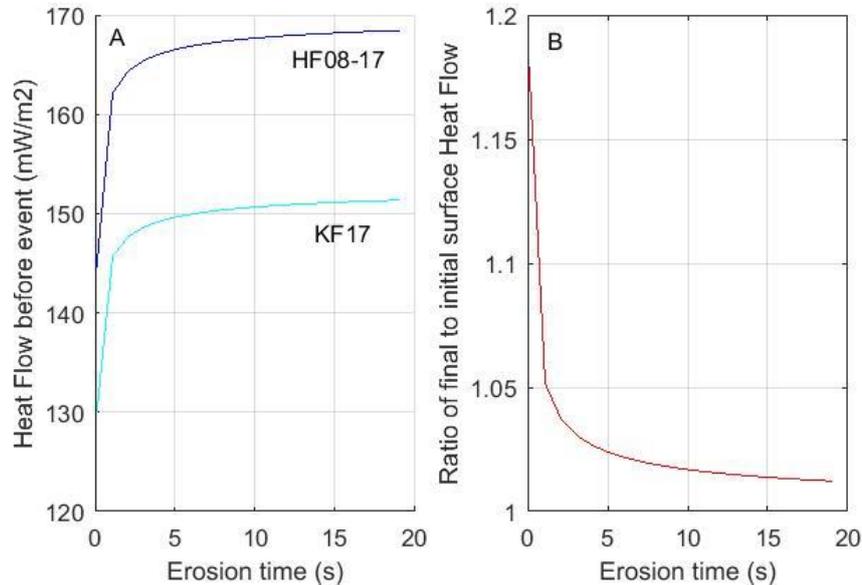


Figure IV-43. Correction du flux de chaleur pour un glissement venant de se produire. A) Flux de chaleur avant l'événement en fonction de la durée du glissement (1 à 20 secondes). Plus l'événement est rapide et plus la correction est importante. B) Rapport du flux de chaleur final sur initial suivant la durée du glissement (210 m sur 1 à 20 secondes).

En revanche, dans la zone où les flux de chaleur sont faibles (ex. station C, Figure IV-42), les déplacements de la couche sédimentaire sont plus restreints. La présence de structures sub-verticales semble correspondre à de légers déplacements des sédiments (type creeping) et à la mise en place de failles dans les sédiments superficiels (Figure IV-42). Ces structures sont des drains. Elles peuvent permettre l'infiltration d'eau de mer dans la zone de sub-surface et contribuer à son refroidissement. Ces structures semblables à celles observées en sismique réflexion peuvent aussi être interprétées comme des suintements de fluides dans cette zone (Figure IV-40 – *Bertoni and Cartwright, 2015*).

IV.4.1.1.3 Indices fluides

Les fluides interstitiels des carottes de sédiments ont été échantillonnés au-dessus des zones de flux de chaleur faibles et élevés dans le domaine de pente off-shore Ibiza (KF16 – faible : 22.4 mW/m² et KF17 – élevé : 153.2 mW/m²). Les profils des concentrations en ions des deux carottes sont similaires (Figure IV-44) : la diminution de la concentration en sulfates ainsi que l'augmentation de l'alcalinité suggèrent la présence de processus de diagenèse précoce tels que

l'oxydation de la matière organique par l'activité microbienne (*Berner, 1971; Froelich et al., 1982*) ou une zone d'AOM (Oxydation Anaérobie du Méthane). Aucun indice ne nous permet de faire la distinction entre ces deux processus. D'autre part, les ions Cl^- et Na^+ ne montrent pas de variations significatives avec la profondeur. Ce résultat est en accord avec les résultats au puits ODP161-975 où la salinité des eaux interstitielle n'est pas modifiée en raison de l'absence d'une couche de halite en profondeur (*Bernasconi, 1999*). Par contre, l'augmentation du Sr^{2+} associée à la baisse de Ca^{2+} suppose des recristallisations de carbonates pauvres en Sr^{2+} le long des deux carottes ou dans des zones plus profondes (ex. transformation aragonite en calcite, *Berner, 1971*). La diminution des rapports Ca/Cl , Ca/Mg et l'augmentation de Sr/Cl peuvent confirmer cette hypothèse qui correspond également à l'interprétation de *Bernasconi, (1999)* au puits ODP161-975. En revanche, l'élément K^+ n'évolue pas dans les deux carottes suggérant aucune interaction avec des argiles. Cependant, l'étude des eaux de pores ne nous permet pas de statuer sur la présence d'une recharge ou d'une décharge des fluides.

IV.4.1.1.4 Conclusion sur la zone

Une courte distance (5 km) sépare une zone où les valeurs du flux de chaleur sont élevées, d'une zone où les valeurs du flux de chaleur sont faibles. Une déstabilisation du haut de pente pourrait augmenter la valeur du flux de chaleur de 25 mW/m^2 , ce qui reste insuffisant pour expliquer une valeur de flux de chaleur si élevée et une si brusque variation entre les deux stations. Cependant, suite à la déstabilisation des sédiments, des fluides peuvent remonter par décompression et augmenter localement la valeur du flux de chaleur. En revanche, aucun indice géochimique n'indique de remontées des fluides : les concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} sont constantes et égales à celle de l'eau de mer et aucun profil ne présente de courbure particulière.

Sous la zone aux valeurs de flux de chaleur faibles, les structures sub-verticales indiquent de légers déplacements des sédiments et la formation de failles. Ces structures peuvent être des drains pour les probables circulations de fluides. De plus, sous ces sédiments, des volcans sont imagés en sismiques réflexion. Ces structures basaltiques suggèrent des zones préférentielles de circulations de fluides comme dans les domaines de croûte océanique (*Fisher et al., 2003a*). Leur effet sur le flux de chaleur est difficile à quantifier mais peut significativement abaisser la valeur mesurée en surface. La géochimie des fluides interstitiels ne permet pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

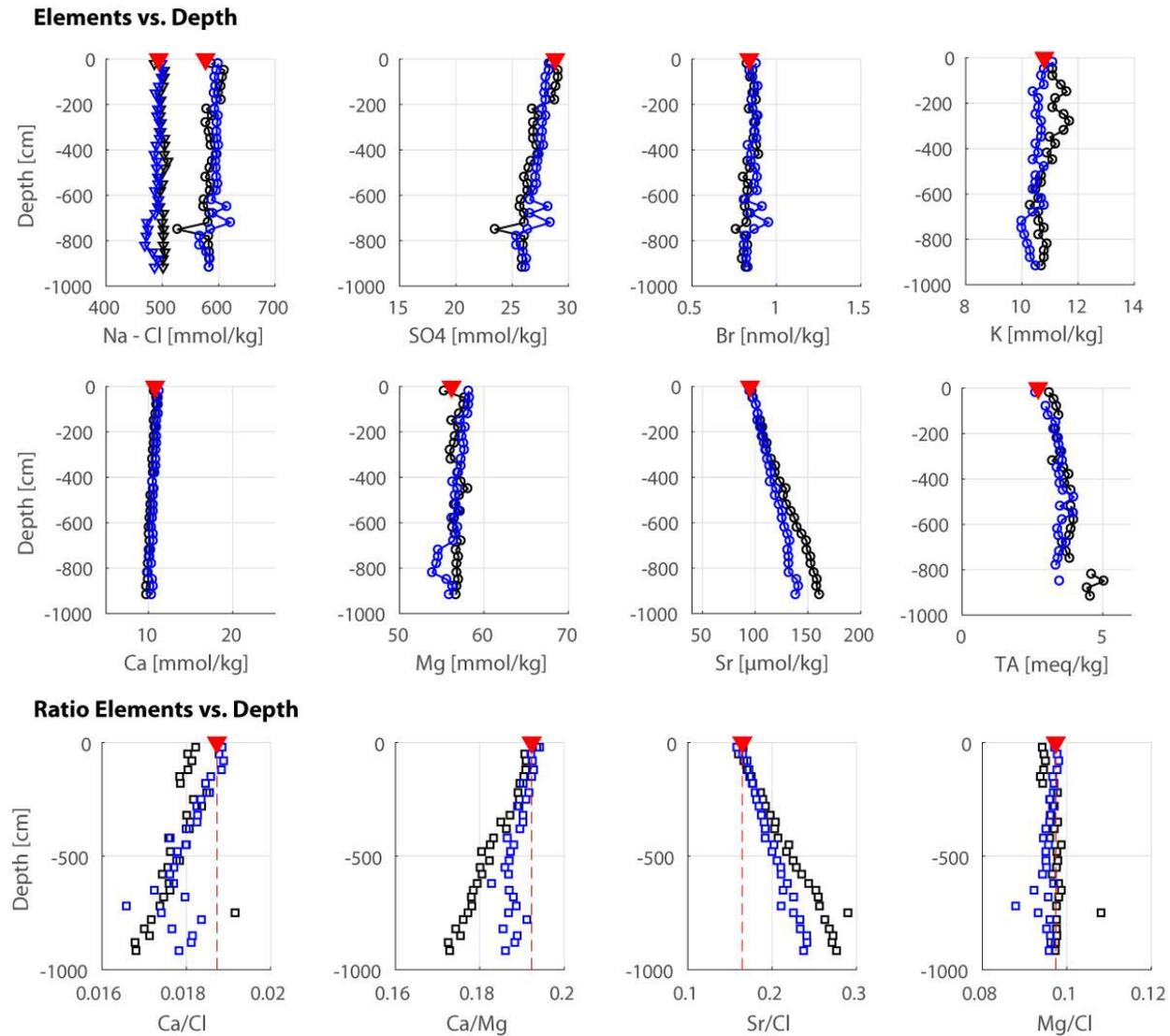


Figure IV-44. Alcalinité et concentrations en éléments majeurs pour les carottes KF16 (noir – 22.4 mW/m^2) et KF17 (bleu – 153.2 mW/m^2) et rapports des concentrations en éléments majeurs sur le Cl. Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale.

IV.4.1.2 Anomalie à l'approche du Mont Jaume 1 sur le domaine de la pente off-shore Minorque

IV.4.1.2.1 Flux de chaleur

De nombreux monts sous-marins sont également visibles sur la pente du domaine off-shore Menorca (Acosta *et al.*, 2002; Rovere and Wurtz, 2015). Deux mesures de flux de chaleur ont été effectuées à l'approche d'un de ces monts : le mont Jaume 1 (Figure IV-45). Les valeurs du flux de chaleur sont élevées (KF06 : 110.6 et KF03 : 101.3 mW/m²) par rapport à la moyenne des autres valeurs enregistrées sur la zone de pente (~50 à 80 mW/m²).

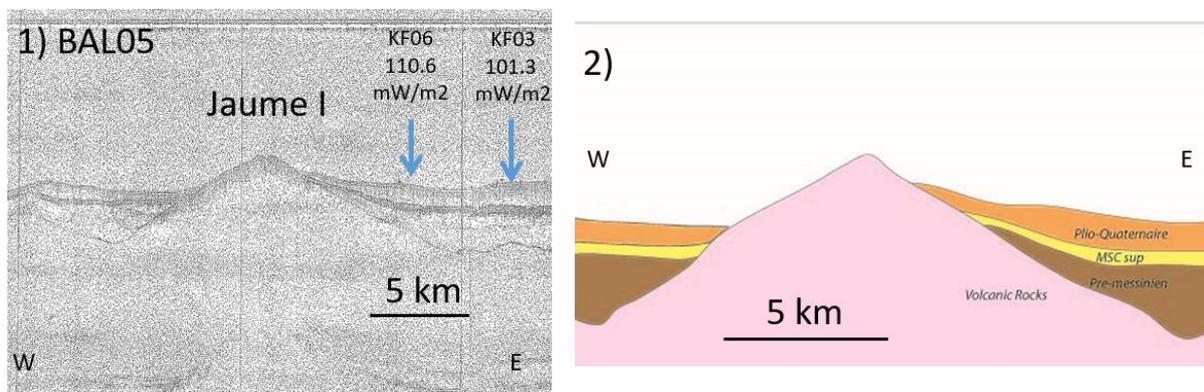


Figure IV-45. 1) Profil sismique (BAL05) imageant le Mont sous-marin volcanique Jaume 1 (Acosta *et al.*, 2002). 2) Interprétation du profil sismique BAL05 aux alentours du volcan.

La géométrie de la structure et sa composition basaltique peut engendrer une réfraction du flux de de chaleur de surface et augmenter sa valeur localement. Les modèles 2D en régime stationnaire avec flux constant à la base (Figure IV-46 - Von Herzen and Uyeda, 1963; Beardsmore and Cull, 2001) suggèrent qu'il n'y a pas d'influence de la structure sur la valeur du flux de chaleur mesurée aux emplacements des carottes KF06 et KF03 (respectivement 21 km et 23 km sur la Figure IV-46) qui en sont encore trop éloignées. Ainsi, les hautes valeurs du flux de chaleur indiquent qu'il existe un apport de chaleur à l'approche de la structure dont l'origine semble être autre que les effets de réfraction. Ces résultats peuvent traduire un héritage thermique volcanique ou des zones privilégiées de décharges des fluides chauds.

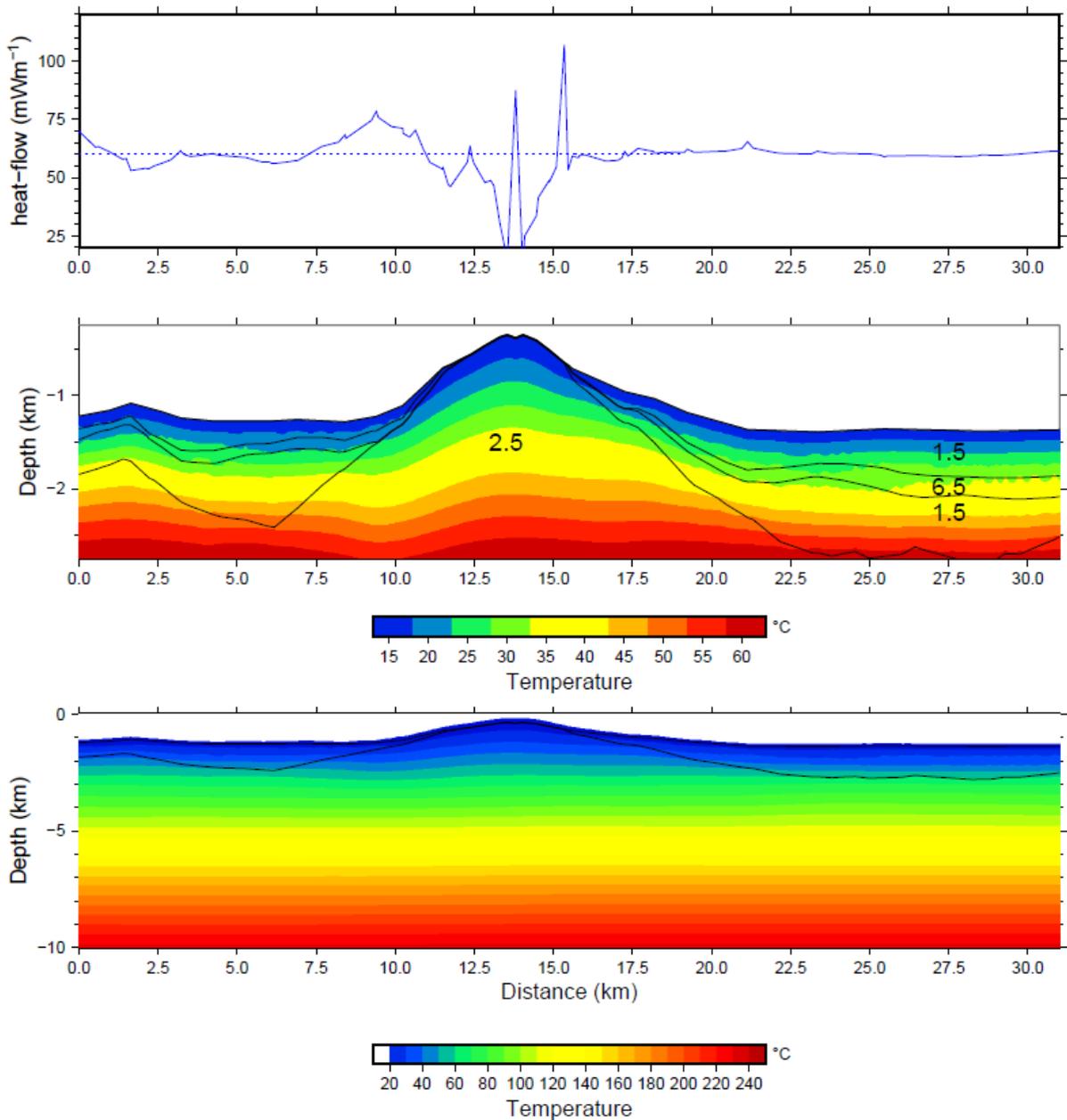


Figure IV-46. Modèle 2D du profil BAL05 au niveau de la structure volcanique Jaume I, en régime stationnaire avec flux constant à la base, afin d'estimer les effets de la topographie et de la réfraction sur le flux de chaleur de surface. La coupe en bas représente le domaine de température à l'état stationnaire, le flux de chaleur basal est de 60 mW/m^2 , la température du fond de mer est de 13°C . La coupe centrale est un zoom de la coupe du bas. Différentes conductivités ont été définies suivant les couches : le socle, les dépôts pré-Messiniens, la couche de sel, les dépôts plio-quadernaires (respectivement 2.5 - 1.5 - 6.5 et 1.5 W/m/K). Le graphique (haut) représente le flux de chaleur de surface : la courbe pointillée correspond au flux de chaleur sans contraste de conductivité et la courbe continue au flux de chaleur avec contraste.

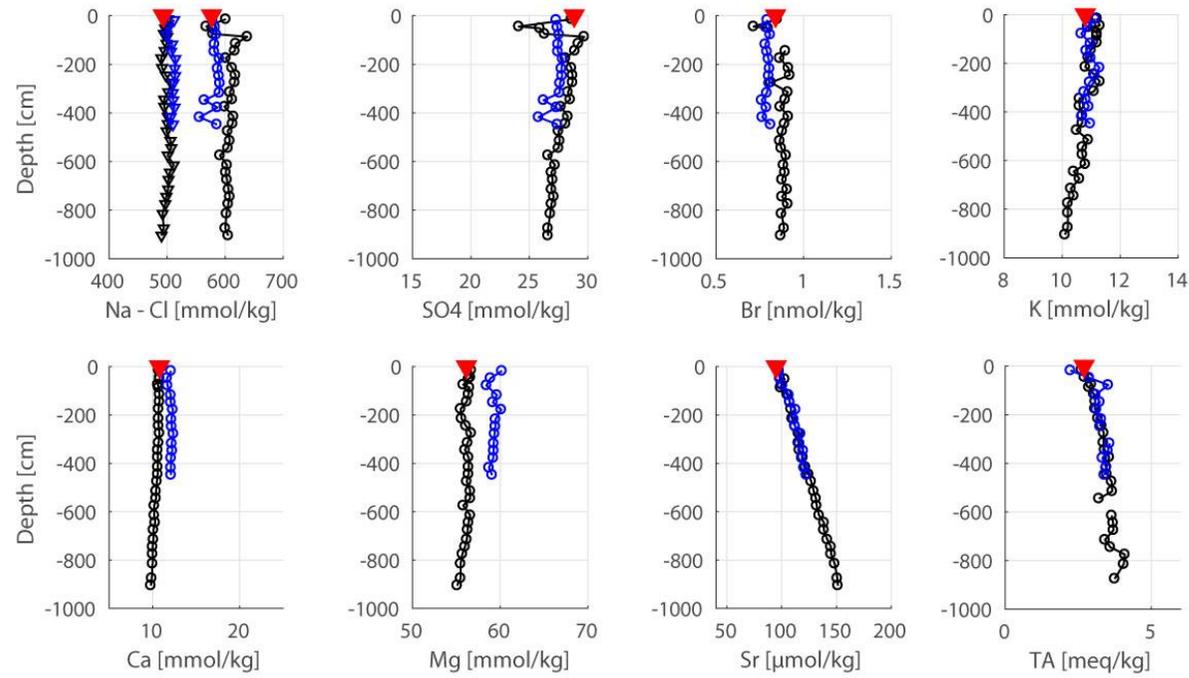
IV.4.1.2.2 Indices fluides

L'étude des fluides interstitiels a été effectuée sur les deux carottes : KF03 et KF06 (Figure IV-47). Une diminution de la concentration en ions sulfates associée à une augmentation de l'alcalinité, typique des processus de diagenèse précoce, sont enregistrées le long des deux carottes (Froelich et al., 1982). Les éléments Cl^- et le Na^+ sont proches de la valeur de l'eau de mer locale (~38 g/kg). Ce résultat est en accord avec l'absence de couche de halite en profondeur qui pourrait augmenter la salinité des eaux interstitielles (d'après le rapport ODP161-975 – Bernasconi, 1999). Le long de la carotte KF03, une baisse du Mg^{2+} et du Ca^{2+} est associée à une augmentation du Sr^{2+} avec la profondeur. Ces variations de concentrations mettent en évidence la recristallisation de carbonates pauvres en strontium (aragonite en calcite – Berner, 1971), confirmée par les diminutions des rapports Ca/Cl , Mg/Ca et l'augmentation de Sr/Cl (Figure IV-47 – Bernasconi, 1999). La concentration en K^+ diminue très légèrement et peut traduire des incorporations de potassium dans les argiles (ex. diagenèse des argiles, smectite – illite, Bernasconi, 1999). En revanche, le long de la carotte KF06 les éléments Ca^{2+} et Mg^{2+} ont des concentrations constantes et supérieures à la valeur de l'eau de mer locale de la surface jusqu'aux 5 m analysés. Ces valeurs pourraient traduire des remontées verticales d'une eau modifiée en Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport à l'eau de mer, le long de la colonne sédimentaire jusqu'à la surface. Ce processus expliquerait une homogénéisation de la concentration supérieure à l'eau de mer dans toute la carotte. La dissolution de dolomite pourrait libérer à la fois du Ca^{2+} et du Mg^{2+} . Néanmoins, l'origine de ces deux éléments n'est pas clairement identifiée.

IV.4.1.2.3 Conclusion

Des flux de chaleur aux valeurs élevées sont enregistrés à l'approche du mont volcanique Jaume 1. Les modèles indiquent que le flux de chaleur ne semble pas affecté par les effets de réfraction provoqués par la proximité de la structure basaltique. L'augmentation du flux de chaleur en surface pourrait avoir pour origine un héritage thermique dû au volcanisme ou encore la présence de remontée de fluides chauds. Les indices géochimiques suggèrent une remontée d'eau enrichie en Ca^{2+} et Mg^{2+} par rapport à l'eau de mer sur la carotte la plus proche du mont (KF06). Ainsi, nous privilégions l'hypothèse d'une zone de décharge des fluides bien que l'origine du calcium et du magnésium ne soit pas correctement déterminée.

Elements vs. Depth



Ratio Elements vs. Depth

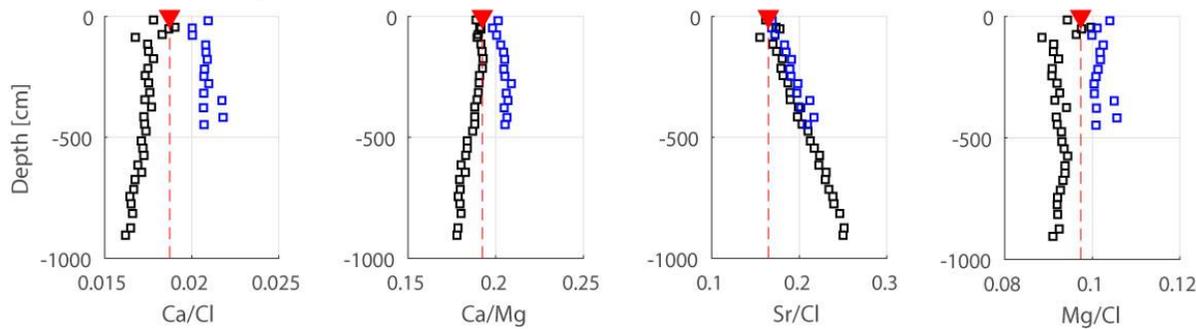


Figure IV-47. Alcalinité et concentrations en éléments majeurs dans les carottes KF06 (bleu) et KF03 (noir) et rapports des concentrations en éléments majeurs sur le Cl⁻. Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale.

IV.4.1.3 Anomalie de chaleur dans le domaine morphologique d'aplanissement du fond marin

IV.4.1.3.1 La structure R4

IV.4.1.3.1.1 Flux de chaleur

Au sud de l'escarpement Emile Baudot (domaine du glacis continental en off-shore Ibiza), une structure allongée (direction NE-SO - Figure IV-48) est observée. Elle est interprétée comme volcanique par [Acosta et al. \(2002\)](#) et [Camerlenghi et al. \(2008\)](#) et produite par le SW Mallorca Volcanic Field. D'après [Camerlenghi et al. \(2008\)](#) sa croissance est contrôlée par les déformations transtensives de la zone transformante (EBE).

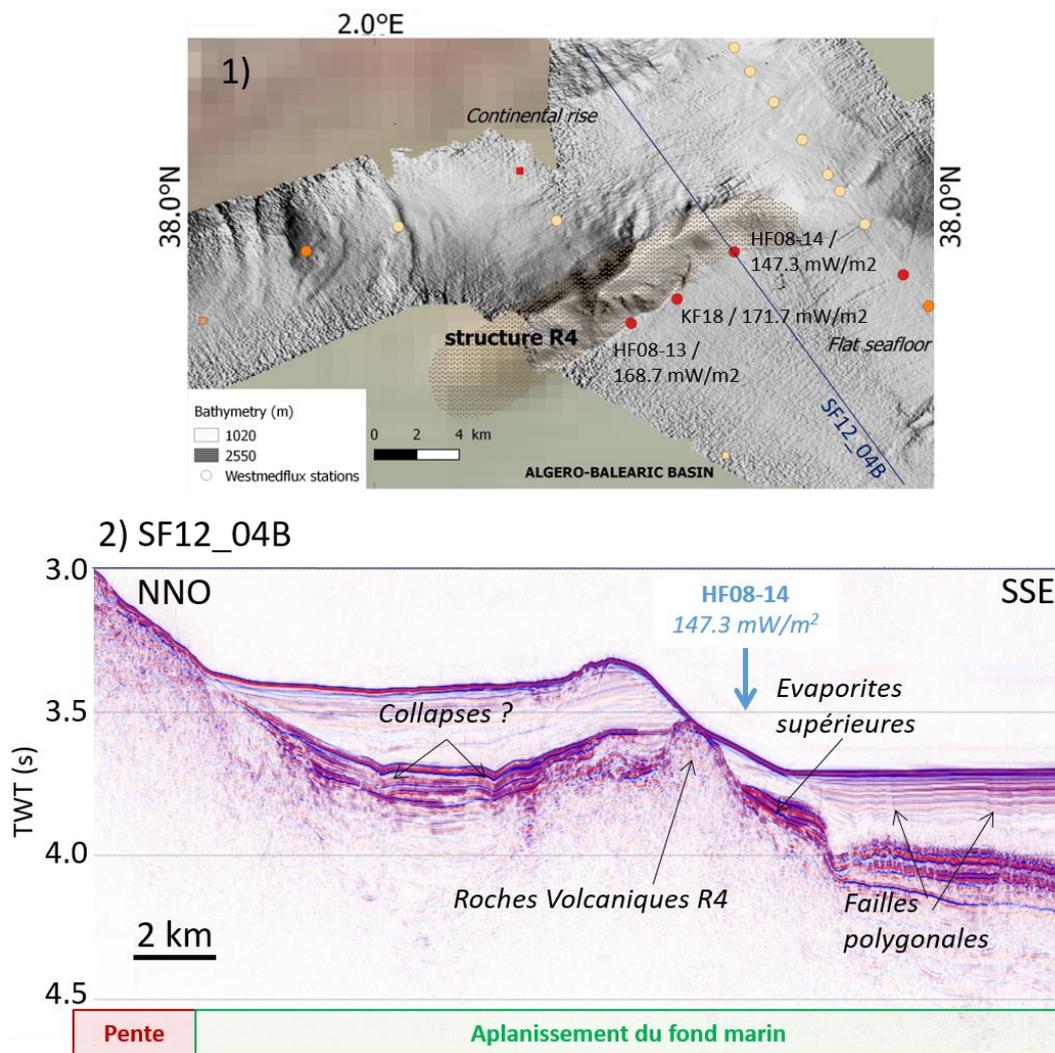


Figure IV-48. La carte et le profil sont localisés sur la Figure IV-39. 1) Carte bathymétrique qui indique la localisation des stations de flux de chaleur et du profil sismique près de la structure R4. 2) Structure R4 imagée en sismique (abscisse en TWT - [Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi](#)).

Trois mesures aux valeurs élevées de flux de chaleur ont été effectuées à l'approche de la structure R4 : HF08-13 = 168.7 mW/m² - HF08-14 = 147.3 mW/m² et KF18 = 171.7 mW/m² (Figure IV-48). Plusieurs hypothèses sont possibles et peuvent être combinées pour expliquer ces anomalies : 1) la géométrie de la structure peut causer des effets de réfraction et augmenter la valeur du flux de chaleur à son approche. Les modèles 2D de la structure R4 en régime stationnaire avec un flux constant à la base (Figure IV-49) suggèrent que l'impact sur la valeur du flux de chaleur de surface peut-être important et proche de 30 % de la valeur basale. En conséquence, les contrastes de conductivité peuvent expliquer la majeure partie de l'anomalie de chaleur. 2) Comme décrit dans le domaine de pente, la présence de ces structures basaltiques peut être un drain pour les circulations de fluides. Des valeurs aussi élevées peuvent suggérer une zone de décharges de fluides chauds. Cette dernière composante est difficile à quantifier. Elle semble de toute manière minime car les effets de topographie peuvent expliquer à eux seuls ces hautes valeurs.

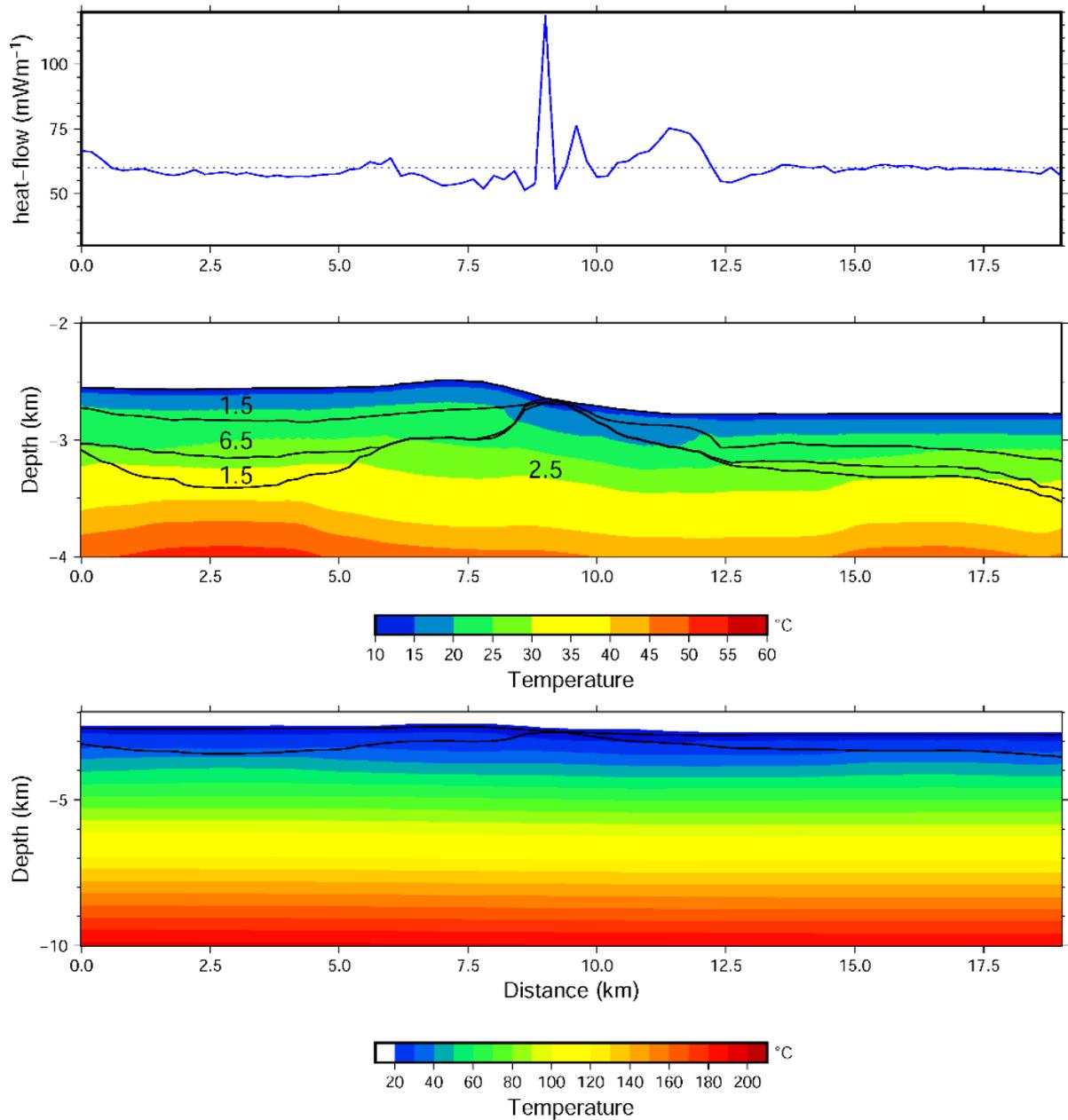
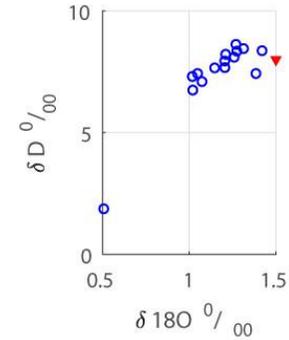
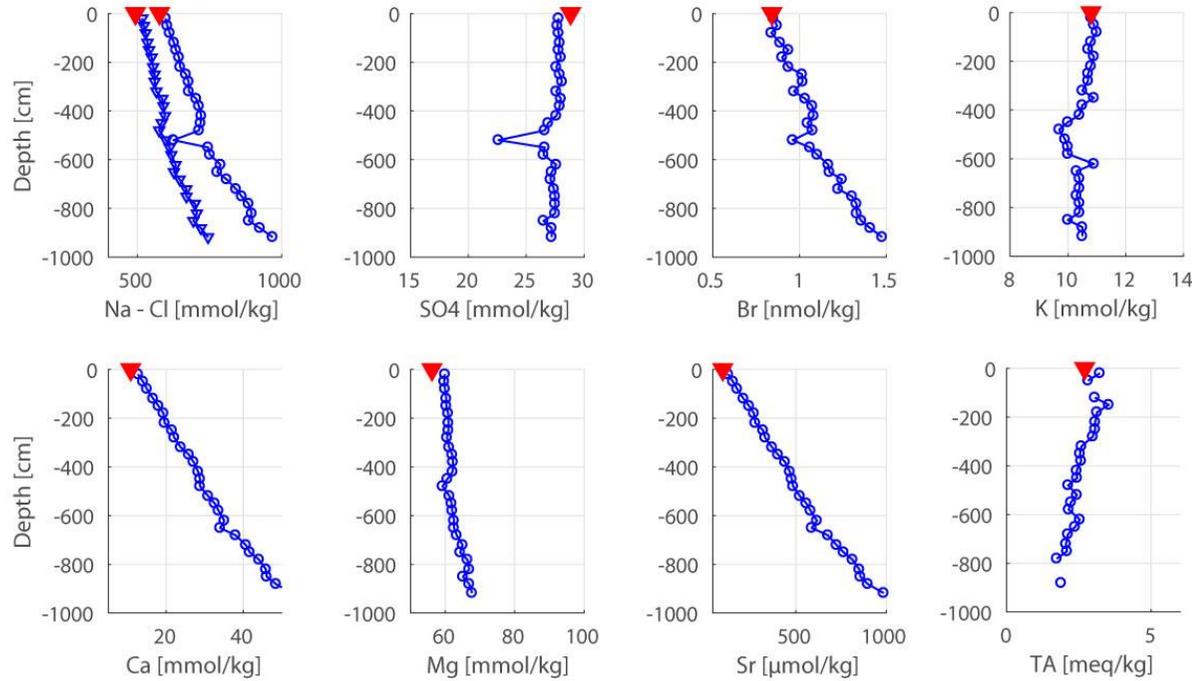


Figure IV-49. Modèle 2D en régime stationnaire avec flux constant à la base, du profil SF12_04B au niveau de la structure volcanique. Il permet d'estimer les effets de topographie et de réfraction sur le flux de chaleur de surface. La coupe en bas représente le domaine de température à l'état stationnaire, le flux de chaleur basal est de 60 mW/m^2 , la température du fond de mer est de 13°C . La coupe centrale est un zoom de la coupe du bas. Différentes conductivités ont été définies suivant les couches : le socle (2.5 W/m/K), les dépôts pré-messiniens (1.5 W/m/K), la couche de sel (6.5 W/m/K), les dépôts plio-quaternaires (1.5 W/m/K). Le graphique (haut) représente le flux de chaleur de surface : la courbe pointillée correspond au flux de chaleur sans contraste de conductivité et la courbe continue au flux de chaleur avec contraste.

Elements vs. Depth



Ratio Elements vs. Depth

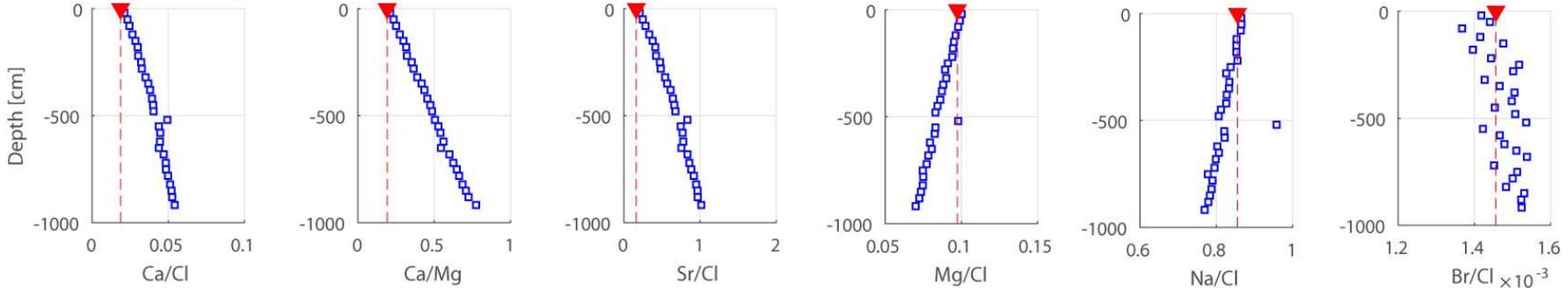


Figure IV-50. Alcalinité et concentration en éléments majeurs dans les carottes KF18 et rapports des concentrations en éléments majeurs sur le Cl⁻ ainsi que $\delta^{18}O$ vs δD . Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale.

IV.4.1.3.1.2 Indices fluides

L'eau interstitielle de la carotte KF18 (située à l'aplomb de cette structure R4) a été analysée (Figure IV-50). Les concentrations en ions sont atypiques par rapport aux résultats des autres carottes avec des augmentations spectaculaires en Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} et Br^- et une baisse de l'alcalinité. Les profils des concentrations en ions majeurs sont linéaires indiquant qu'aucune advection n'est observée. En conséquence, les profils des concentrations correspondent à des profils de diffusion des éléments à l'état stationnaire (*Boudreau, 1997, cf. chapitre I et II*). Ils indiquent une différence de concentration entre celle de l'eau de mer en surface et une zone plus profonde.

Les fortes augmentations de Na^+ et Cl^- ainsi que la diminution du ratio Na/Cl (< 0.86) sous la valeur de l'eau de mer suggèrent la présence en profondeur d'une saumure à un stade avancé d'évaporation (c.-à-d. qui a vu la précipitation de halite – *Vengosh et al., 1994, Figure IV-50 ; cf. annexe*). L'augmentation de la concentration en Br^- et du rapport Br/Cl appuie cette hypothèse de l'origine des fluides via une saumure primaire. Le chlore (Na^+) et le sodium (Cl^-) diffuseraient à partir de cette saumure piégée dans les dépôts Messiniens estimés à 180 m de profondeur environ (Figure IV-48 - Figure IV-52). Le modèle de diffusion se traduit par l'équation IV-5 à l'état stationnaire (chapitre I et II).

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial c}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{IV-5})$$

Avec les coefficients de diffusion $D_{\text{Na}} = 8.52.10^{-11}$ et $D_{\text{Cl}} = 1.31.10^{-10}$ (*Schulz and Zabel, 2006*), z la profondeur et $C_{\text{Na}}(z=0) = 530$ mmol/kg et $C_{\text{Cl}}(z=0) = 600$ mmol/kg, $C_{\text{Na}}(z=180\text{m}) = 3875$ mmol/kg et $C_{\text{Cl}}(z=180\text{m}) = 6000$ mmol/kg. Les concentrations aux limites sont définies d'après l'évolution de l'évaporation d'une eau de mer par (*Kharaka and Hanor, 2003 – Figure IV-51*).

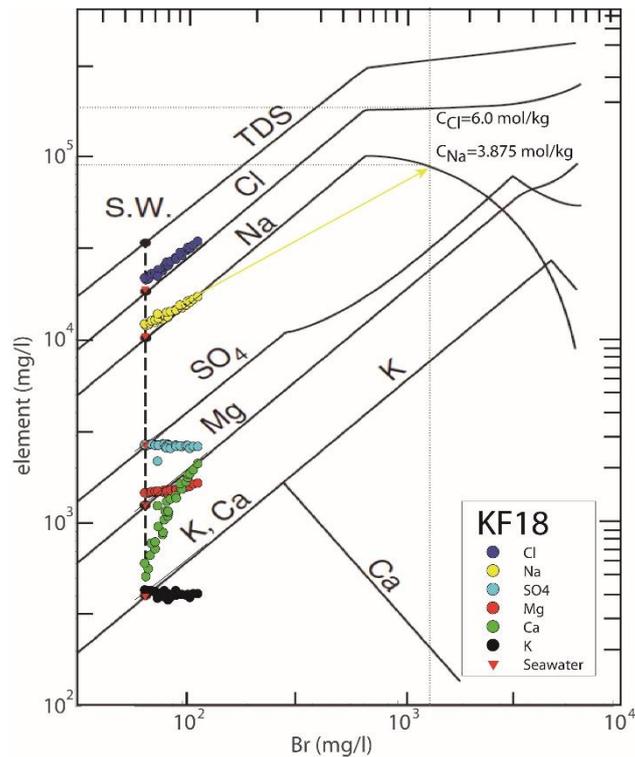


Figure IV-51. Graphique de l'évolution d'une eau de mer pendant l'évaporation par *Kharaka and Hanor (2003)*. Les concentrations de la carottes KF18 sont représentés par les points de couleurs.

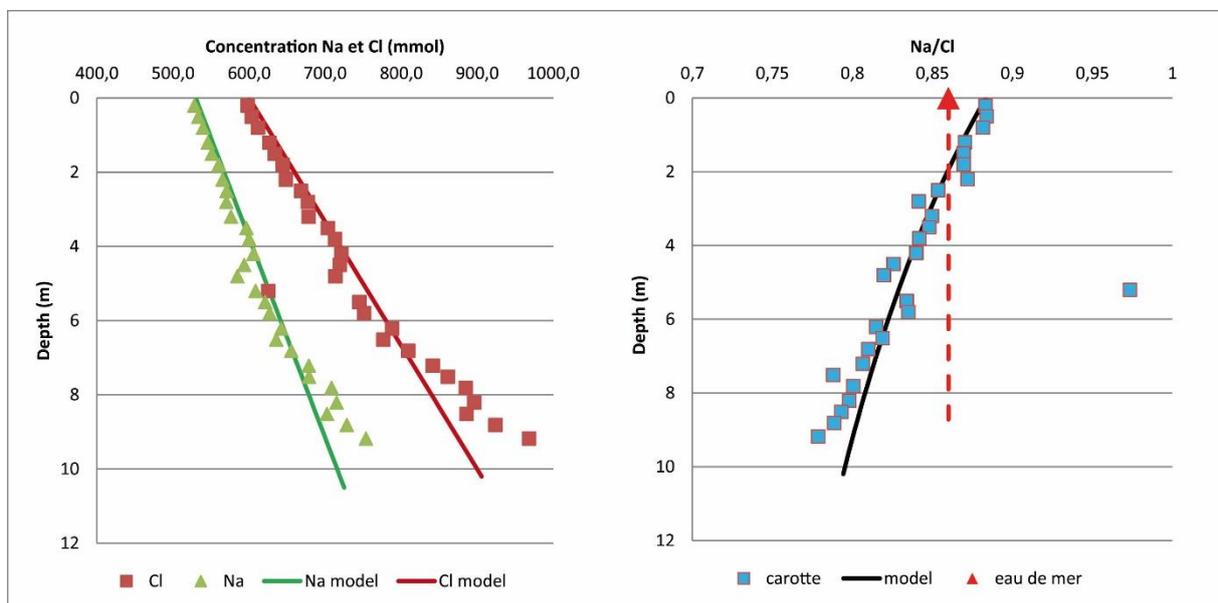
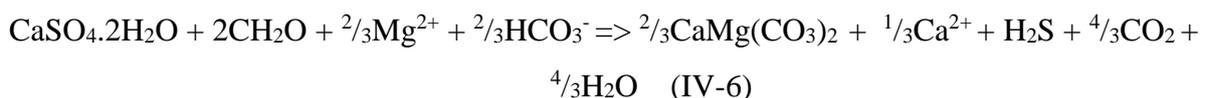


Figure IV-52. Droite : Concentrations en Na^+ et Cl^- dans la carotte KF18 et modèles de diffusions surimposés pour des conditions aux limites de : $C_{\text{Na}}(z=180\text{m}) = 3875 \text{ mmol/kg}$ et $C_{\text{Cl}}(z=180\text{m}) = 6000 \text{ mmol/kg}$. Gauche : Rapport Na/Cl dans la carotte KF18 et modèles de diffusion. La ligne et le triangle rouge indiquent la valeur de l'eau de mer pour le rapport Na/Cl (0.86).

Pour les autres ions, l'augmentation des concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} indique un apport de ces éléments à la base de la carotte. Cependant, le rapport Mg/Cl diminue ce qui indique une consommation du Mg^{2+} en profondeur. La Figure IV-51 illustre bien l'excès de Ca^{2+} ($\Delta\text{Ca} = +35.0$ mmol/kg) et le manque de Mg^{2+} ($\Delta\text{Mg} = -22.0$ mmol/kg) par rapport à l'évolution standard d'une évaporation d'eau de mer. Associés à l'augmentation du rapport Ca/Mg , ces résultats semblent indiquer la présence en profondeur d'un fluide qui a vu la précipitation de dolomite dans la zone de réduction des sulfates puis sa diffusion vers la surface (équation IV-6, *McDuff and Gieskes, 1976; Vengosh et al., 1994; Bernasconi, 1999* – Figure IV-50). Ainsi, le ΔMg correspond à la consommation de magnésium lors de la formation de dolomite. Cette valeur correspond également à la libération de Ca^{2+} pendant ce processus ($\Delta\text{Mg} = \Delta\text{Mg}_{\text{dolomite}} = \Delta\text{Ca}_{\text{dolomite}}$). Cependant, le calcium libéré lors de la dolomitisation reste inférieur au ΔCa observé par rapport à la droite d'évaporation de l'eau de mer ($\Delta\text{Ca}_{\text{dolomite}} = +22.0$ mmol/kg < $\Delta\text{Ca} = +35.0$ mmol/kg). En conséquence, un autre processus contribue à la libération de Ca^{2+} . La présence d'évaporites à 200 m (cf. profil sismique Figure IV-48) suggère des processus liés à la dissolution de gypse ou d'anhydrite. Cette réaction libère du calcium mais également des sulfures ($\Delta\text{Ca} - \Delta\text{Ca}_{\text{dolomite}} = \Delta\text{Ca}_{\text{gypse}} = \Delta\text{S}_{\text{gypse}} = 12.0$ mmol/kg). Ces résultats, décrivant des processus de dolomitisation du gypse induits par l'activité de micro-organisme en profondeur, ont fait l'objet d'une présentation au symposium du projet MEDSALT (*Aloisi, 2016*).

- Equation de dolomitisation du gypse induite par une activité microbienne profonde :



IV.4.1.3.1.3 Conclusion

A l'aplomb de la structure volcanique allongée (R4), des flux de chaleur très élevés ont été mesurés. Les modèles thermiques suggèrent que l'anomalie de flux de chaleur est majoritairement provoquée par les contrastes de conductivité générés par la présence de la structure basaltique.

Des variations géochimiques importantes sont observées le long de la carotte KF18 échantillonnée et proche de la structure R4. Les profils linéaires de concentrations traduisent la diffusion vers la surface des variations des concentrations des éléments en profondeur. Ces variations semblent avoir pour origine des réactions géochimiques de dolomitisation et le piégeage de saumures primaires ayant atteint un stade de saturation en halite (> 11). Le gradient de concentration créé génère des processus de diffusion.

IV.4.1.3.2 Le long du profil off-shore Ibiza

Dans la zone du fond marin plat, les mesures du flux de chaleur sont comprises entre 90 et 115 mW/m² à l'exception d'une valeur élevée de 139.9 mW/m² (HF07-14, Figure IV-53). Sous cette station, une structure sub-verticale traverse les sédiments évaporitiques et plio-quaternaires et semble effacer certains horizons. Cette perturbation des réflecteurs horizontaux suggère des remontées de fluides chauds à travers les couches de sédiments qui pourraient augmenter le flux de chaleur en surface. Ce type de structure se retrouve également sous la station HF07-11 mais ne semble pas perturber la valeur du flux de chaleur de surface (102.16 mW/m²). De plus, la présence de failles polygonales déterminées d'après le faciès des évaporites (Figure IV-48 et Figure IV-53) suggère la libération d'eau peu salée lors des conversions gypse-anhydrite en provenance des évaporites sous-jacentes. De telles structures ont déjà été mises en évidence dans cette zone (*Wardell et al., 2014; Bertoni and Cartwright, 2015; Dal Cin et al., 2016*). L'eau libérée pourrait dissoudre les sédiments en place et modifier la composition de l'eau interstitielle. Aucun carottage n'a été effectué sur cette partie du profil, en conséquence aucun indice géochimique ne peut confirmer ces hypothèses.

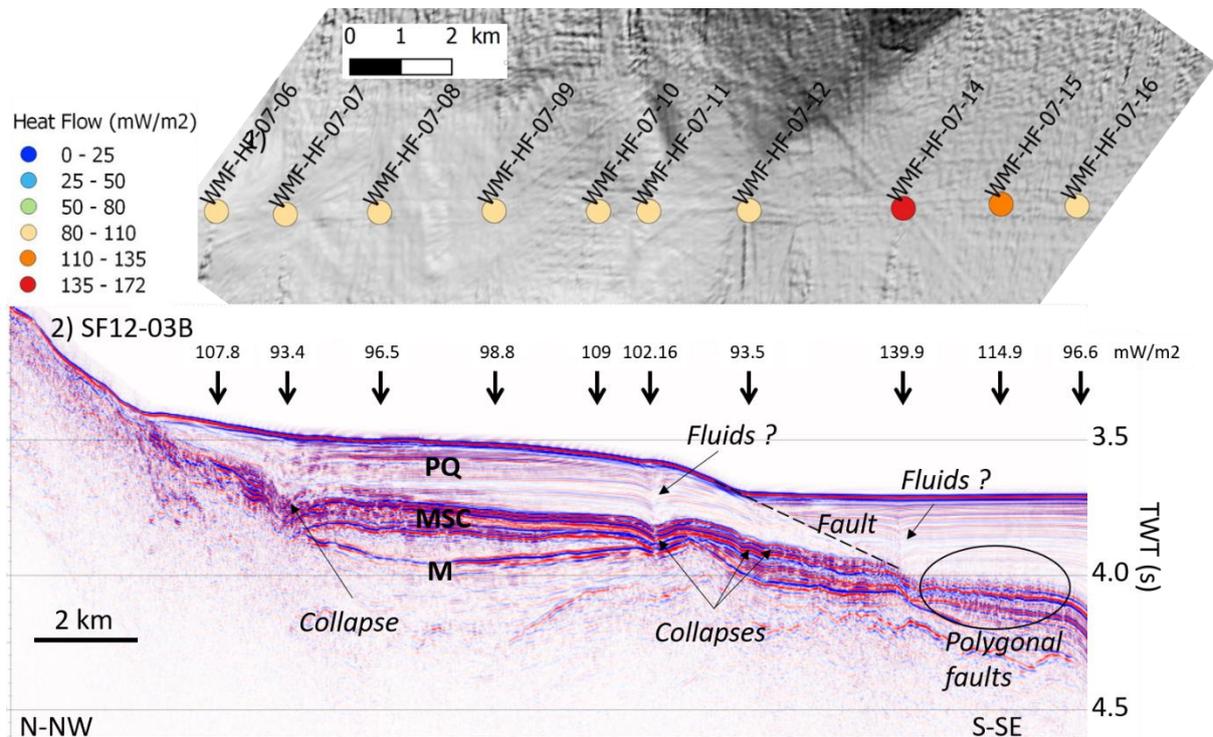


Figure IV-53. 1) Bathymétrie du domaine de fond marin plat et mesures de flux de chaleur ; 2) Partie du profil sismique SF12-03B (*Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi*) situé dans le domaine de fond marin plat et structures associées. Les flèches indiquent la localisation des stations de flux de chaleur et leur valeur. PQ : Plio-quaternaire, MSC : dépôts Messiniens évaporitiques, M : dépôts miocènes.

IV.4.1.4 Zone des déformations salifères

Plus au sud, le fond océanique est déformé par les déformations salifères (*Camerlenghi et al., 2008* – Figure IV-54). Les profils sismiques montrent que les dépôts sédimentaires sont déformés par les structures de sel (Map77-122, SF12-03B et SF12-04B). Si les profils du domaine off-shore Ibiza nous permettent de localiser précisément les stations de mesure par rapport aux diapirs, la résolution du profil du domaine off-shore Menorca ne le permet pas. Nous discuterons donc seulement du domaine déformé dans la zone off-shore Ibiza. Il se subdivise en deux sous-domaines (Figure IV-54). Le premier présente des déformations allongées en doubles rides : cette zone subit l'influence des contraintes transtensives de l'EBE (*Camerlenghi et al., 2008*). Le deuxième domaine est caractérisé par des déformations plus circulaires qui indiquent une diminution de l'influence de l'escarpement.

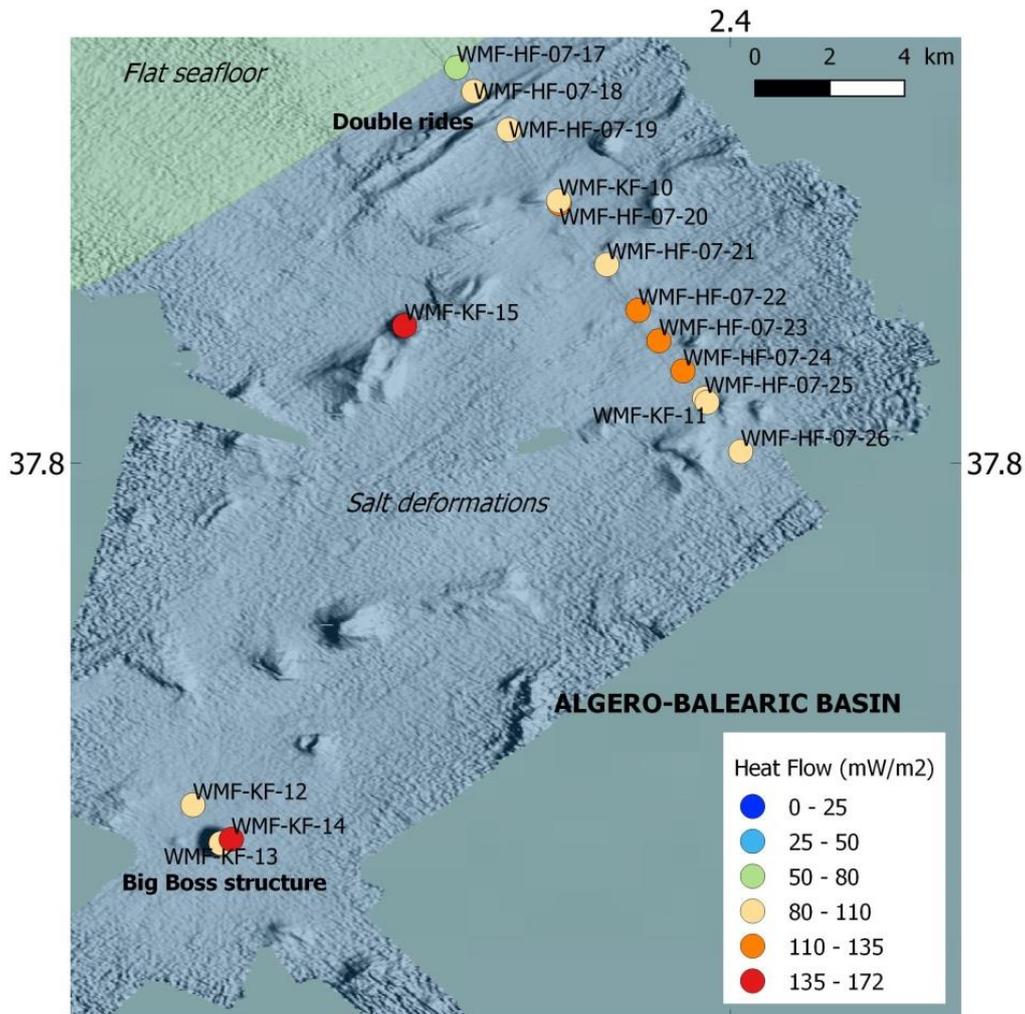


Figure IV-54. Carte bathymétrique de la zone des déformations salifères. La zone bleue correspond au domaine morphologique des déformations salifères et la zone verte au domaine du fond marin plat. Les points indiquent la localisation des stations de mesures des flux de chaleur et leur couleur indique les valeurs de flux de chaleur associées.

IV.4.1.4.1 Profil off-shore Ibiza

IV.4.1.4.1.1 Flux de chaleur

Les profils sismiques (*Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi* – Figure IV-55) permettent de localiser précisément les stations de mesures des flux de chaleur par rapport aux diapirs de sel sous-jacentes. Cette zone est décrite par *Driussi et al. (2015a)* comme le domaine océanique (Figure IV-16, p1480). Le long du profil, une partie des valeurs du flux de chaleur sont proches des valeurs prédites par le modèle de refroidissement par conduction de la croûte océanique pour un âge entre 16 et 23 Ma (respectivement 127 et 106 mW/m^2 – *Stein and Stein, 1992*). Deux valeurs sont faibles, inférieures à 90 mW/m^2 (HF07-17 = 70.3 mW/m^2 et HF07-18 = 87.9 mW/m^2 - Figure IV-55) et une valeur est élevée (HF07-22 = 135 mW/m^2).

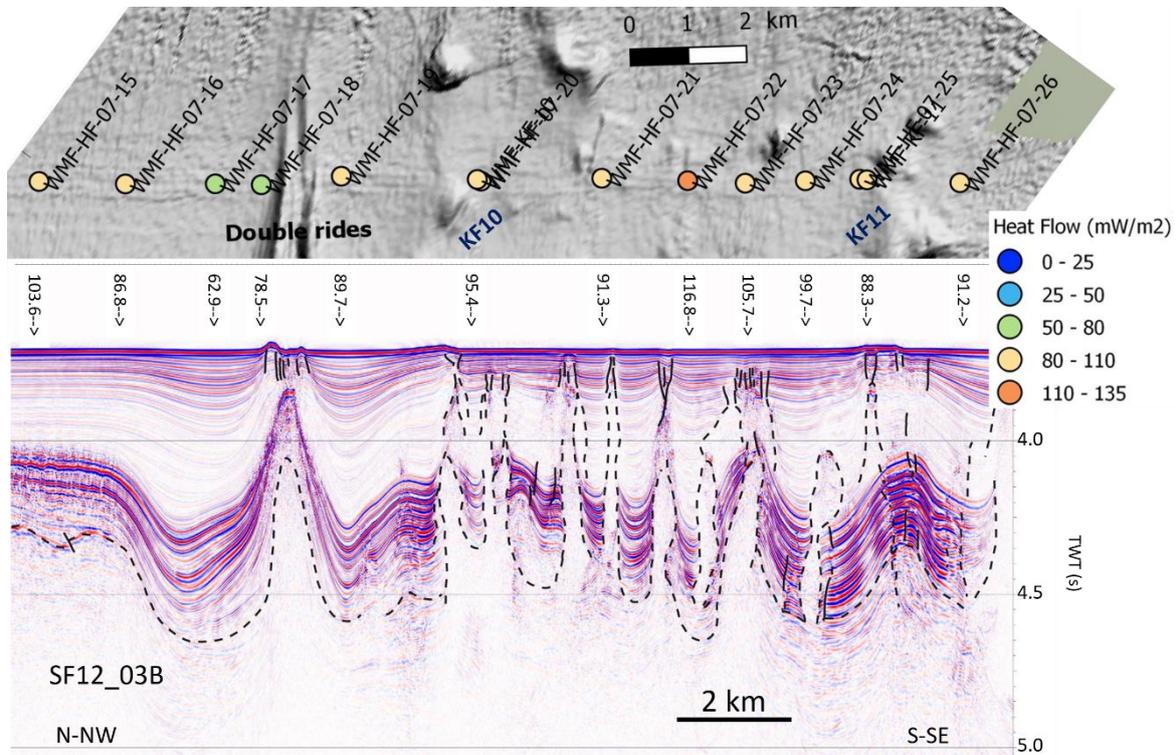


Figure IV-55. Zone des déformations salifères. Haut : carte bathymétrique centrée sur le profil HF07. Les points correspondent aux stations de mesures et les couleurs à la valeur du flux de chaleur. Bas : Partie du profil sismique SF12_03B (*Projet Eurofleet campagne Saltflu 2012, pers. comm. A. Camerlenghi*) localisée dans le domaine des déformations salifères. Le fluage du sel est bien visible avec la présence d'un diapirisme important. Les couches de sédiments sont déformées, parfois même jusqu'en surface et des failles peuvent être créées.

Les modèles 2D en régime stationnaire avec flux constant à la base permettent d'estimer les variations du flux de chaleur provoquées par les contrastes de conductivité thermique des

déformations du sel. Une anomalie positive du flux de chaleur est généralement observée à l'apex du diapir alors que des anomalies négatives sont observées autour (Mello et al., 1995). Deux modèles thermiques sont présentés (Figure IV-57) avec respectivement une conductivité élevée des évaporites supérieures (A) ou une conductivité plus faible (B), égale à celle des sédiments plio-quaternaires. Les deux faibles valeurs du flux de chaleur peuvent s'expliquer par leur localisation dans la zone des anomalies négatives du diapir le plus au nord du profil (Figure IV-55 et Figure IV-57). En revanche, aucune anomalie positive n'est mesurée à l'apex des diapirs comme supposée par les modèles thermiques. Les déformations salifères génèrent également des failles jusqu'en surface tel que sous la station HF07-22 où le flux de chaleur est élevé (Figure IV-55 - Figure IV-56). Leur mise en place peut s'accompagner d'ascensions ou d'infiltrations de fluides et autres matériaux (Foucher et al., 2009; Bertoni and Cartwright, 2015) qui peuvent aussi augmenter ou diminuer le flux de chaleur de surface. Leur estimation reste difficile à quantifier.

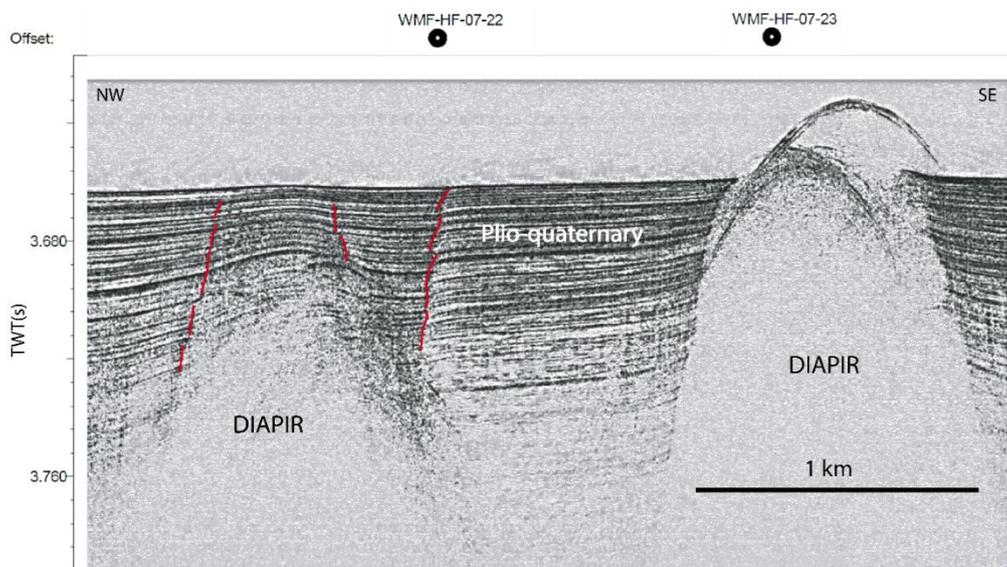


Figure IV-56. Profil du sondeur de sédiments sous les stations de mesures HF07-22 et HF07-23. Des structures percent les sédiments, elles sont accompagnées de fractures (représentées en rouge).

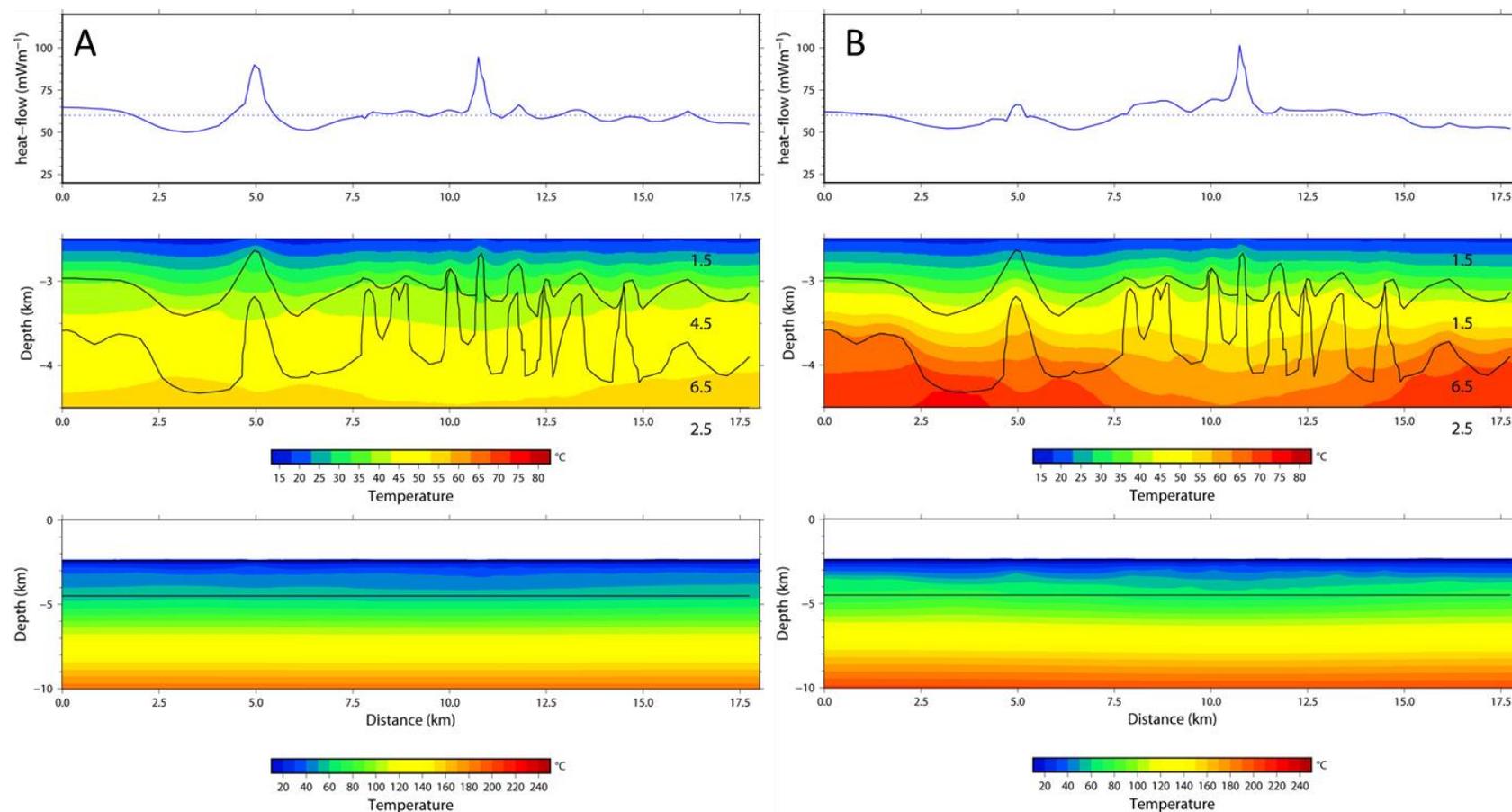


Figure IV-57. Modèles 2D en régime stationnaire avec flux constant à la base pour le profil SF12_03B au niveau des diapirs de sel. Ces modèles permettent d'estimer les effets de réfraction sur le flux de chaleur de surface. La coupe en bas représente le domaine de température à l'état stationnaire pour une base du sel à 4.5 km. Le flux de chaleur basal est de 60 mW/m^2 , la température du fond de mer est de 13°C . La coupe centrale est un zoom de la coupe du bas. Différentes conductivités ont été définies suivant les couches (dépôts de sel, évaporites supérieures constituées majoritairement de gypse et de dépôts plio-quadernaires). Le modèle A) propose une conductivité élevée du gypse. Alors que dans le modèle B) le contraste de conductivité n'est généré que par la couche de sel. Le graphique (haut) représente le flux de chaleur de surface : la courbe pointillée correspond au flux de chaleur sans contraste de conductivité et la courbe continue au flux de chaleur avec contraste.

De plus, une courbure des profils de températures s'impose dans la zone superficielle pour rendre le gradient et la température du fond de la mer compatibles (Figure IV-58A). De telles variations entre la température du fond de mer et celle des sédiments peuvent être provoquées par une baisse des températures à la surface (des sédiments). Plus les variations s'étendent sur une courte période de temps et plus les modifications sur le profil de température sont superficielles (Figure IV-58B et C : variations sur le mois vs. année). Les courbures sont de plus en plus importantes en s'éloignant de la marge. Elles laissent supposer la présence de courants variables sur le fond océanique qui peuvent modifier la température à l'interface eau-sédiment et perturber le gradient de température dans la colonne sédimentaire.

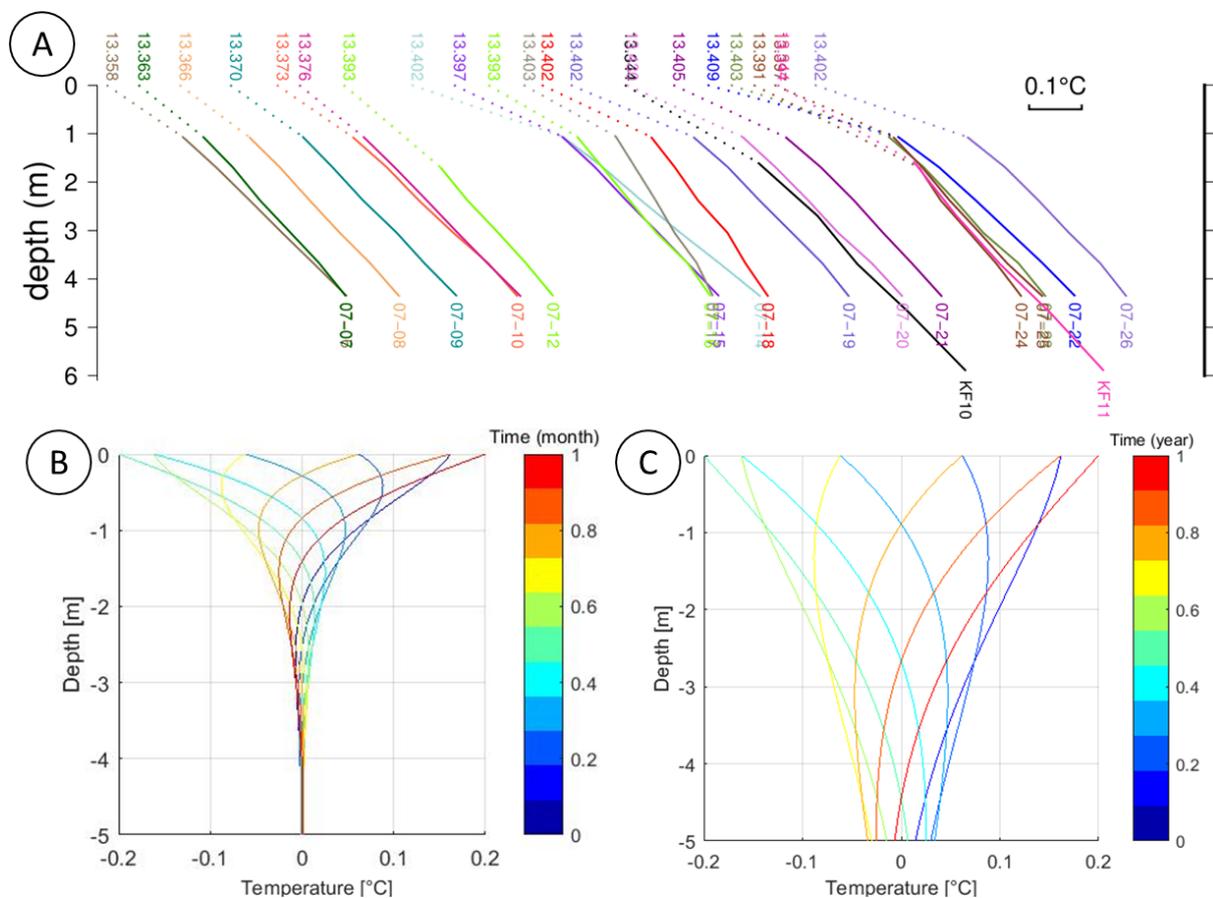


Figure IV-58. A) Profils de températures des stations de mesures le long du profil off.Ibiza. Anomalies de température générées par une variation de $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ de la température du fond marin sur une période de 1 mois (B) et un an (C).

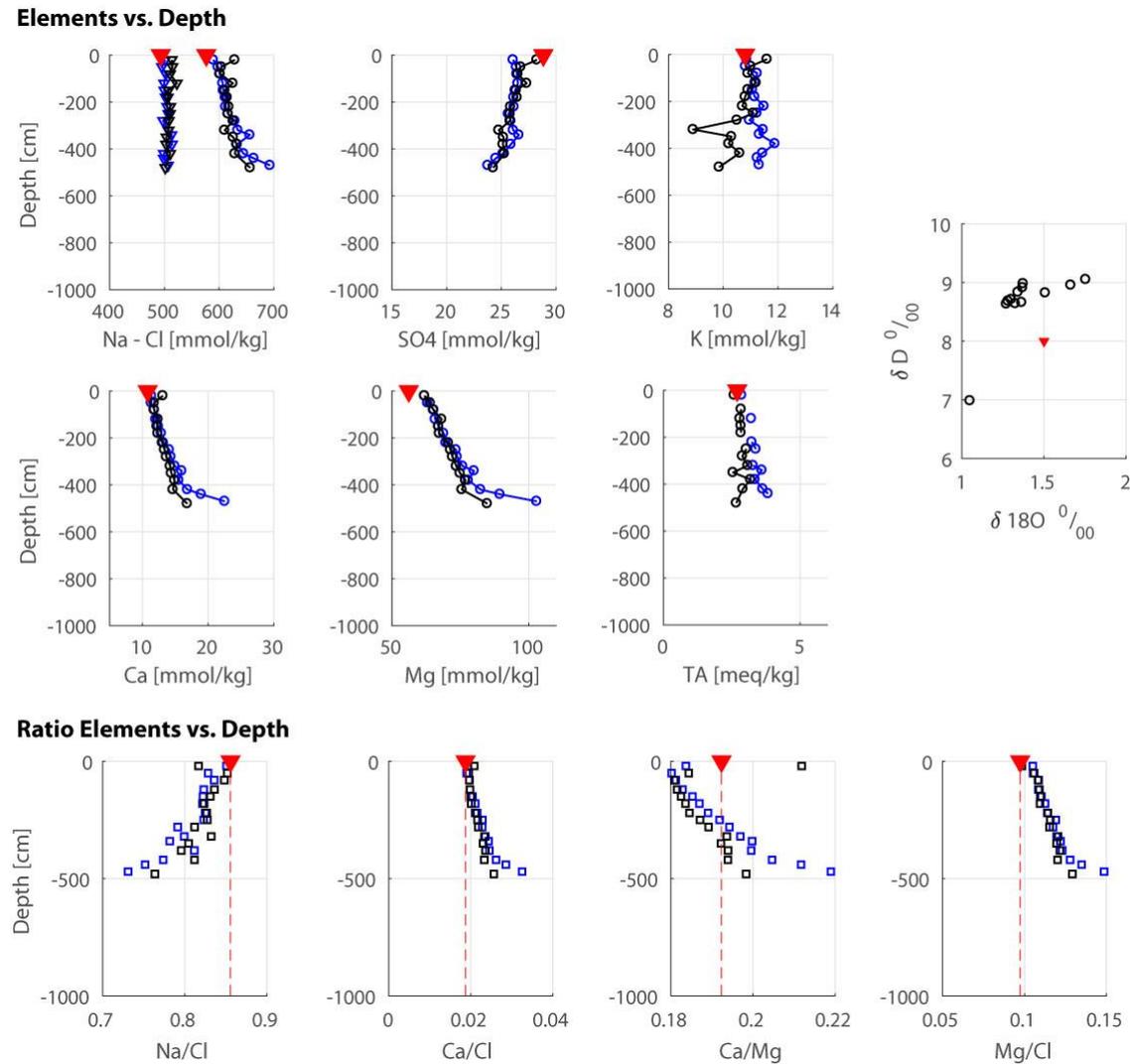


Figure IV-59. Alcalinité et concentration en éléments majeurs dans les carottes KF10 (noir) et KF11 (bleu) et rapports des concentrations en éléments majeurs sur le Cl ainsi que $\delta^{18}O$ vs δD . Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale.

IV.4.1.4.1.2 Indices fluides

Les concentrations en éléments majeurs ont été déterminées dans les eaux interstitielles des carottes KF10 et 11, le long du profil *offshore Ibiza* (Figure IV-59). 1) La diminution des concentrations en sulfates et l'augmentation de l'alcalinité traduisent l'oxydation de la matière organique dans les premiers mètres des sédiments (*Froelich et al., 1979*). 2) La concentration en Cl⁻ augmente alors que la concentration en Na⁺ reste constante et égale à celle de l'eau de mer dans l'ensemble des échantillons. C'est pour cette raison que le rapport Na/Cl diminue avec la profondeur et suggère que le sodium est consommé en profondeur. Ces concentrations en Na⁺ suggèrent que l'eau de pore est modifiée par la diffusion vers la surface de solutés provenant d'une saumure primaire à des stades avancés d'évaporation (ex. bischofite : MgCl₂.6H₂O ou tachyhydrite : Mg₂CaCl₆.12H₂O – *Fontes and Matray, 1993*). 3) L'augmentation de Ca²⁺ et Mg²⁺ indique une source de ces éléments à la base de la carotte. De plus, les rapports Mg/Cl et Ca/Cl augmentent suggérant aussi des sources de Ca²⁺ et Mg²⁺ en profondeur. L'augmentation du rapport Ca/Mg suggère que l'origine de cette source peut être la dissolution de calcite magnésienne ou de dolomite en profondeur. La présence de saumure primaire à des stades avancés d'évaporation pourrait aussi jouer un rôle. 4) Les résultats des isotopes de l'eau montrent une augmentation en δD et δ¹⁸O qui suggère une légère évaporation (Figure IV-59 – *Kharaka and Hanor, 2003*).

IV.4.1.4.1.3 Conclusion

Les variations du flux de chaleur de surface dans la zone des déformations salifères semblent être provoquées d'une part par les contrastes de conductivité thermique induits par les diapirs de sel et d'autre part par la présence de fluides. Il est difficile de quantifier la part de chaque composante sans une connaissance plus approfondie du système. La géochimie des eaux interstitielles des carottes proches des diapirs semblent indiquer la présence de saumures primaires piégées en profondeur ainsi que des processus de dissolution des carbonates. Ces derniers impliquent la présence de fluides sous saturés en Ca²⁺ et Mg²⁺. Cependant, aucune advection verticale de fluides n'est mise en évidence.

IV.4.1.4.2 Structures perçantes : Big Boss

IV.4.1.4.2.1 Flux de chaleur

Des stations de mesures ont également été effectuées au niveau de structures perçant le fond marin (Figure IV-60). Une des structures majeures est le « *Big Boss* » au-dessus de laquelle a

été effectuée la station KF14 (150.25 mW/m^2) dont la valeur du flux de chaleur mesuré est supérieure aux flux prédits par le modèle de refroidissement par conduction de la croûte. Les carottes KF12 (96 mW/m^2) et 13 (94.5 mW/m^2) sont situées à côté (respectivement 200 m et 1 km) et enregistrent des flux de chaleur plus faibles. La nature de cette structure n'est pas clairement identifiée. *Camerlenghi et al. (2008)* proposent un volcan de boue de par sa morphologie mais ce peut être également un diapir.

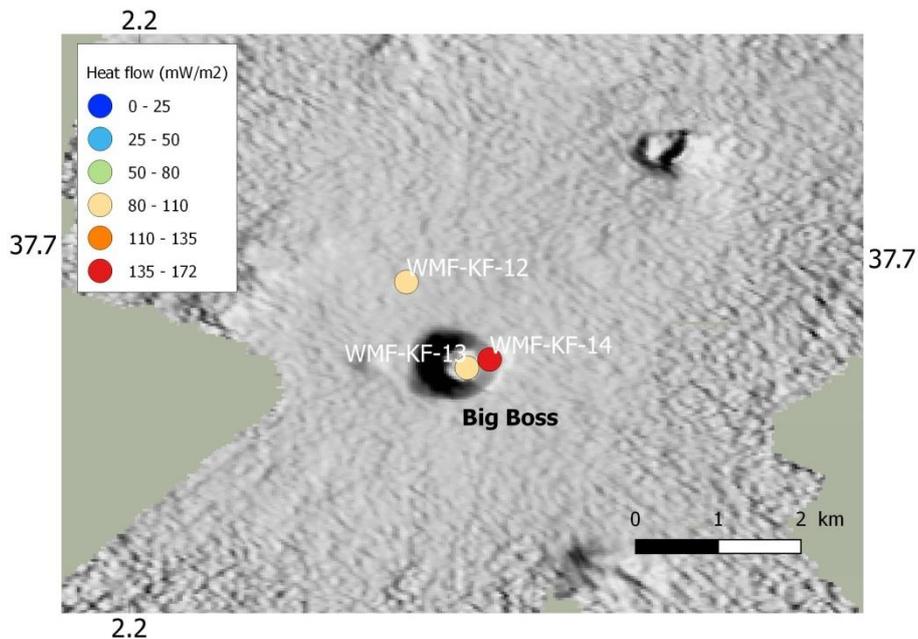


Figure IV-60. Carte bathymétrique de la structure « Big Boss » et valeur de flux de chaleur associée.

IV.4.1.4.2.2 Indices fluides.

L'analyse des eaux interstitielles des carottes de sédiments a été effectuée à l'approche de la structure « Big Boss » (analyses des carottes KF12 – 13 – 14 en Figure IV-61). Les concentrations varient avec la profondeur le long des carottes KF14 et KF12. Par contre, aucune variation géochimique significative n'est enregistrée le long de la carotte KF13.

La carotte KF14 se situe au plus près de la structure. Les concentrations en Na^+ , Cl^- , Sr^{2+} et K^+ de ses eaux interstitielles enregistrent une augmentation avec la profondeur indiquant un apport de ces éléments à la base de la carotte (Figure IV-61-bleu). Le rapport Na/Cl se maintient à la valeur de l'eau de mer (0.86) malgré l'augmentation de la concentration des éléments Na^+ , Cl^- . Ce résultat suggère la présence en profondeur d'une saumure primaire à des stades précoces d'évaporation (avant la précipitation de halite). En revanche, Ca^{2+} et Mg^{2+} ont une concentration constante ne suggérant aucune interaction avec des carbonates.

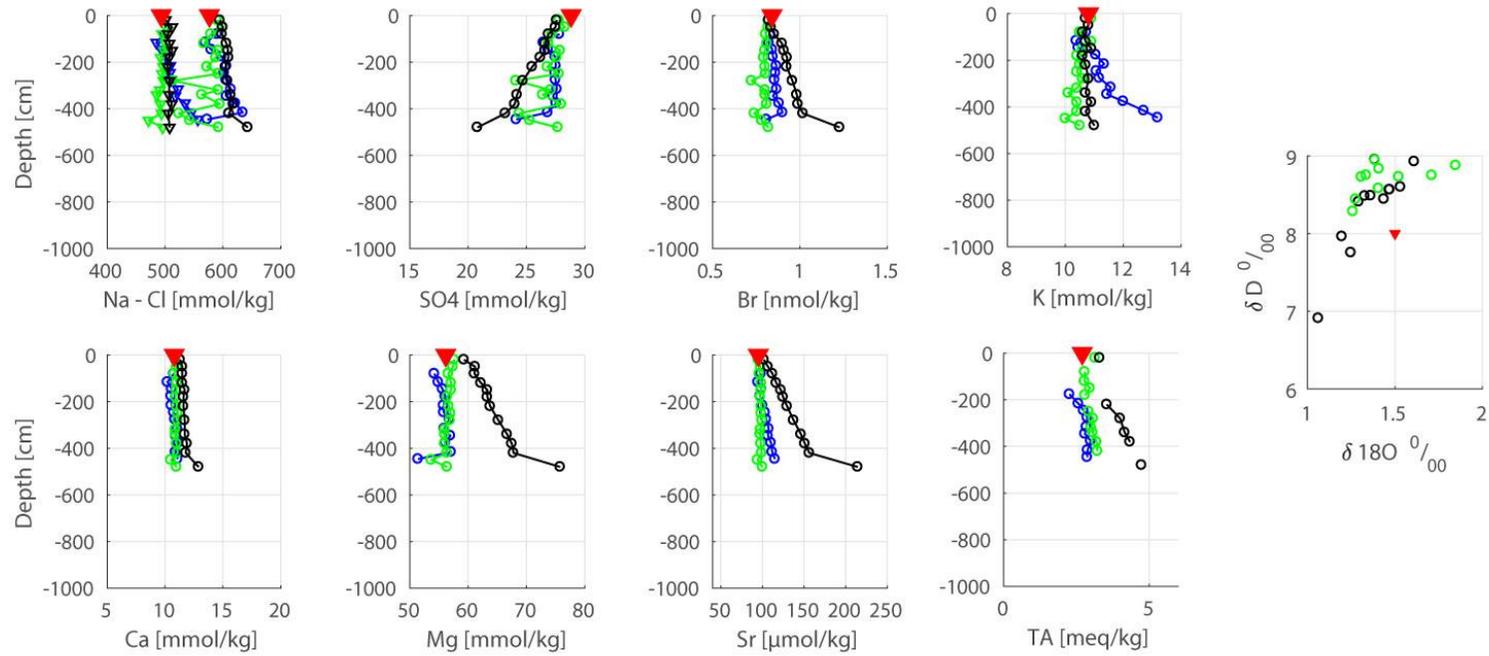
Le long de la carotte KF12, ce sont les concentrations en Mg^{2+} et Sr^{2+} qui augmentent le plus significativement. Le rapport Mg/Cl augmente alors que le rapport Ca/Mg diminue avec la profondeur indiquant un apport important de magnésium. Ces rapports peuvent traduire des dissolutions de carbonates riches en Mg^{2+} (telle que la calcite magnésienne) en profondeur. De plus, la diminution du sulfate et l'augmentation de l'alcalinité le long de la carotte KF12 traduisent l'oxydation de la matière organique. En revanche ces processus sont très faibles voire inexistants dans les carottes KF13 et KF14 plus proches de la structure « *Big Boss* ».

IV.4.1.4.2.3 Conclusion

Les flux de chaleur enregistrés autour de la structure « *Big Boss* » (KF12 et 13) sont faibles par rapport aux flux prédits par les modèles de refroidissement de la croûte océanique par conduction (16-23 Ma). Au contraire, le flux de chaleur enregistré au niveau de la carotte KF14 est plus élevée que la valeur conductive pour un âge de croûte entre 16 et 23 Ma (*Stein and Stein, 1992*).

La carotte KF14 située à l'apex de cette structure enregistre des variations de ses concentrations en éléments majeurs avec la profondeur. Ces variations semblent traduire des processus de dolomitisation. La carotte KF12 située à 1 km de la structure enregistre des apports de magnésium et de calcium en profondeur dont l'origine serait la dissolution des carbonates. Ces processus suggèrent la présence de fluides sous saturés. Cependant, il n'y a aucun indice de remontée de fluides.

Elements vs. Depth



Ratio Elements vs. Depth

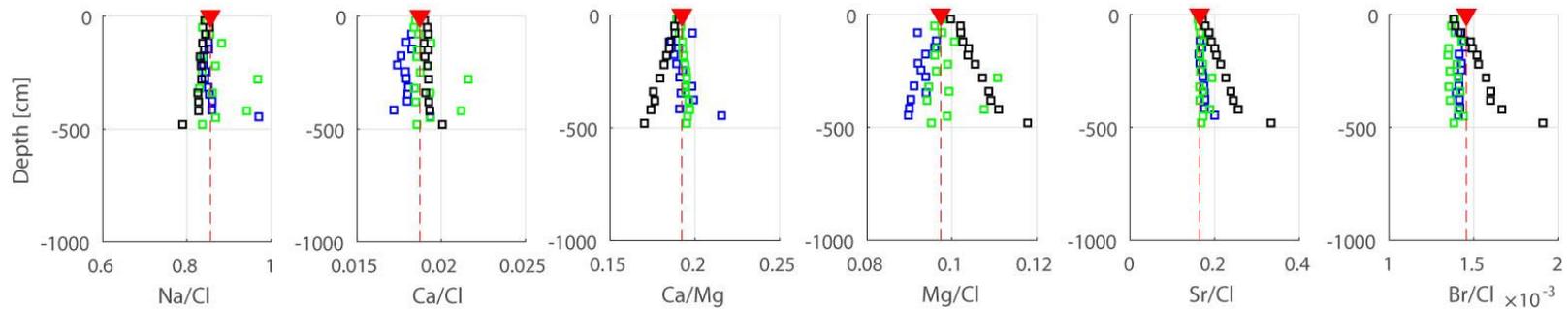


Figure IV-61. Alcalinité et concentration en éléments majeurs dans les carottes KF12 (noir) KF13 (vert) et KF14 (bleu) et rapports des concentrations en éléments majeurs sur le Cl ainsi que $\delta^{18}\text{O}$ vs δD . Les triangles rouges indiquent la concentration de l'eau de mer locale.

IV.4.2 Existence de systèmes régionaux de circulations de fluides ?

Sur la marge Sud des Baléares, les stations de mesures de flux de chaleur couvrent les différents domaines morpho-structuraux : glacis continental, fond marin plat et fond marin déformé par la tectonique salifère (Figure IV-62). Les différentes caractéristiques de ces trois domaines semblent contrôler les différents systèmes de circulations de fluides (profondeurs, vigueur) suggérés par les indices de flux de chaleur et de géochimie.

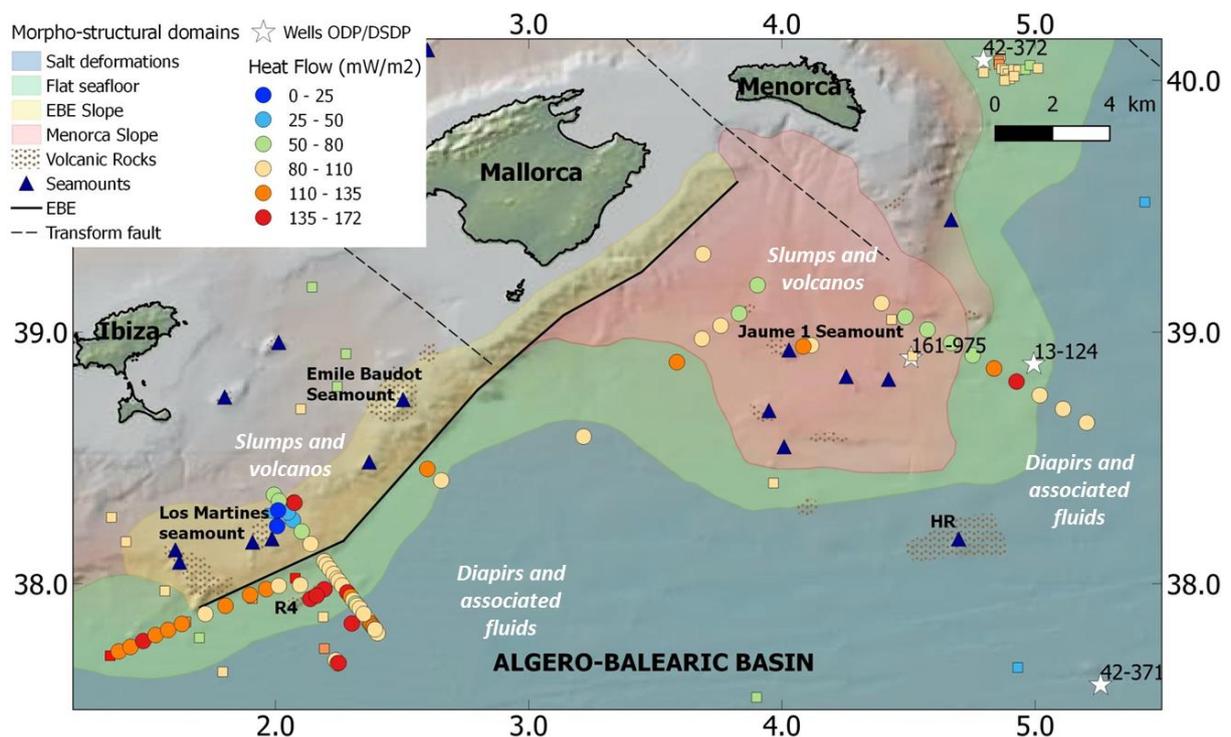


Figure IV-62. Carte des domaines morpho-structuraux et des flux de chaleur associés. Les stations indiquées par des formes carrées correspondent aux flux de chaleur de la base de données globale (NGHF data base - <http://www.heatflow.und.edu>).

IV.4.2.1 La zone de glacis continental

Les contrastes de flux de chaleur enregistrés sur le glacis continental semblent être générés par des processus transitoires. Les effets de réfraction ont été appréhendés d'après des modèles thermiques 2D. Il apparaît alors que le flux de chaleur n'est que très peu modifié par cet effet, excepté pour la structure R4 située tout juste au Sud de l'EBE. La présence de volcans au Nord de l'EBE indique l'existence de structures basaltiques qui peuvent être des zones fracturées. Elles peuvent permettre la circulation de fluides jusqu'à des profondeurs importantes selon le schéma des circulations hydrothermales décrit dans la croûte océanique (Langseth and Herman,

1981; Fisher et al., 2003a ; chapitre III). Néanmoins, la mise en place de ces volcans est récente : pléistocène (1.46+/- 0.18 Ma d'après Acosta et al., 2002; Acosta et al., 2004). Les circulations associées à ces monts n'étaient donc pas présentes lors des stages précoces de formation de la marge (début Miocène). Ces structures se mettent en place sous forme d'intrusions volcaniques locales (type sills ou dykes) dans un socle continental. En conséquence, la connexion entre les différents volcans peut être limitée (comparé aux systèmes décrits dans la croûte océanique), réduisant la probabilité de circulations de fluides sur des distances importantes. Les faibles valeurs du flux de chaleur suggèrent la présence d'une zone de recharge au niveau des Monts Ribas et Los Martines (Nord de l'EBE). De plus, des infiltrations de fluides forment des structures identifiables en sismique au-dessus du volcan (Figure IV-40, p189). En revanche, dans la zone off-shore Menorca, les valeurs de flux de chaleur élevées semblent indiquer une zone de décharge près du mont Jaume 1. La géochimie des fluides soutient également cette hypothèse de remontée de fluides près de ce mont avec une homogénéisation des concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} supérieures à la valeur de l'eau de mer pour la carotte la plus proche du volcan (KF06). L'origine de ces apports n'est pas identifiée, ils pourraient provenir de dissolution de dolomite dans la colonne sédimentaire ou d'interactions eau-roche plus profondes non identifiées. La présence de failles connectées aux blocs basculés (Driussi et al., 2015a) peut également contribuer aux drainages des fluides en profondeur actuellement, ou bien lors des stades plus précoces de formation de la marge (Figure IV-64). La zone de pente est aussi caractérisée par de fortes incisions qui traduisent les déstabilisations des sédiments dans le haut de la pente. Elles peuvent provoquer des augmentations ponctuelles du flux de chaleur par les effets combinés de l'érosion et de remontées des fluides piégés dans la colonne sédimentaire.

Du glaciaire continental vers la zone d'aplanissement du fond marin, les valeurs du flux de chaleur augmentent de 50 à 100 mW/m² (Figure IV-62). Les importants dépôts de sédiments « froids » provenant des déstabilisations du haut de pente ne semblent pas modifier le flux de chaleur de surface. En revanche, ces processus peuvent localement augmenter la pression de pore. Des structures d'effondrement et d'échappements de fluides à travers les sédiments témoignent de processus de migration des fluides vers la surface. Elles ne sont pas toujours corrélées avec une anomalie du flux de chaleur. Des failles polygonales attestent des transformations gypse-anhydrite dans le bassin et suggèrent la libération d'eaux peu saturées qui peut contribuer à la dissolution et à la migration des fluides vers la surface (Wardell et al., 2014; Bertoni and Cartwright, 2015).

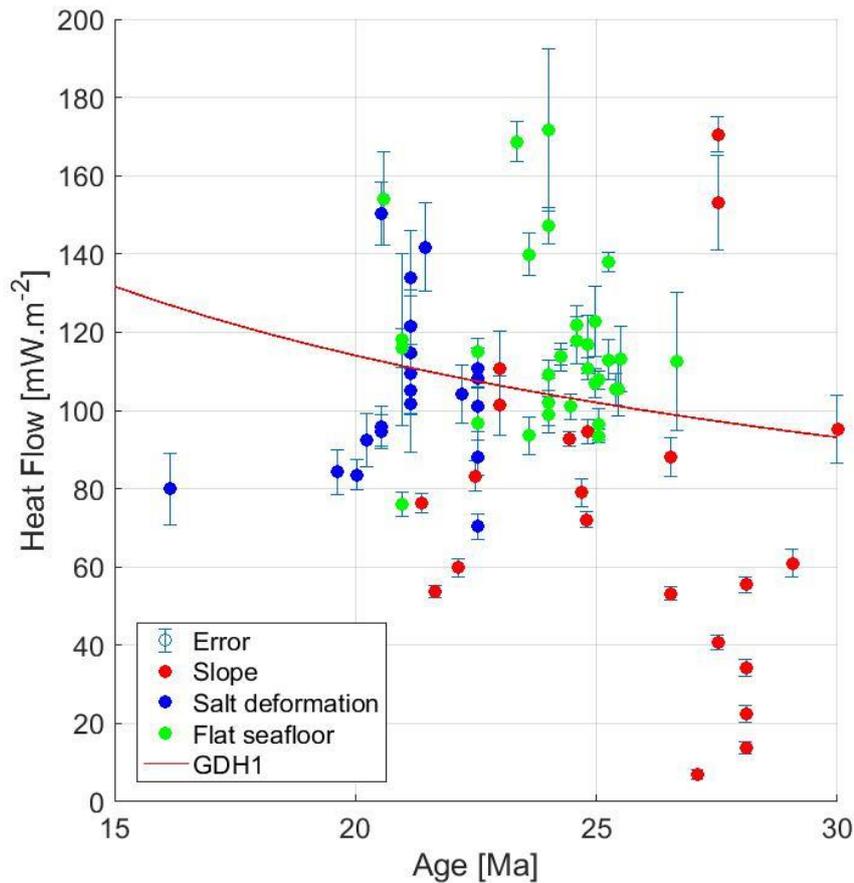
IV.4.2.2 Le bassin

En s'éloignant de la marge en direction du bassin, la morphologie plane du fond marin évolue vers un fond marin fortement perturbé par les déformations salifères de surface (rides ou déformations circulaires). Les nombreux diapirs modifient les valeurs du flux de chaleur de surface par des effets de réfraction induits par les contrastes de conductivité (1.5 W/m/K pour les sédiments contre 6.5 W/m/k pour les couches de sel). Si la structure est enfouie, ces effets peuvent augmenter de plus de 50% le flux de chaleur au-dessus de la structure et le diminuer de 20% autour (sur 2 ou 3 km de distance – *Mello et al., 1995*). Les faibles valeurs de flux peuvent ainsi s'expliquer. De plus, des flux de chaleur élevés sont mesurés près des diapirs perçants le fond marin (KF14 et KF15). D'après l'identification des différentes natures de croûtes par *Driussi et al., (2015a)*, la zone des déformations salifères est localisée sur le domaine océanique. Les autres mesures effectuées dans cette zone ont des valeurs qui restent proches de celles prédites par le modèle de refroidissement par conduction de la croûte pour des âges entre 16 et 23 Ma (~103 à 127 mW/m² - *Stein and Stein, 1992* - Figure IV-63).

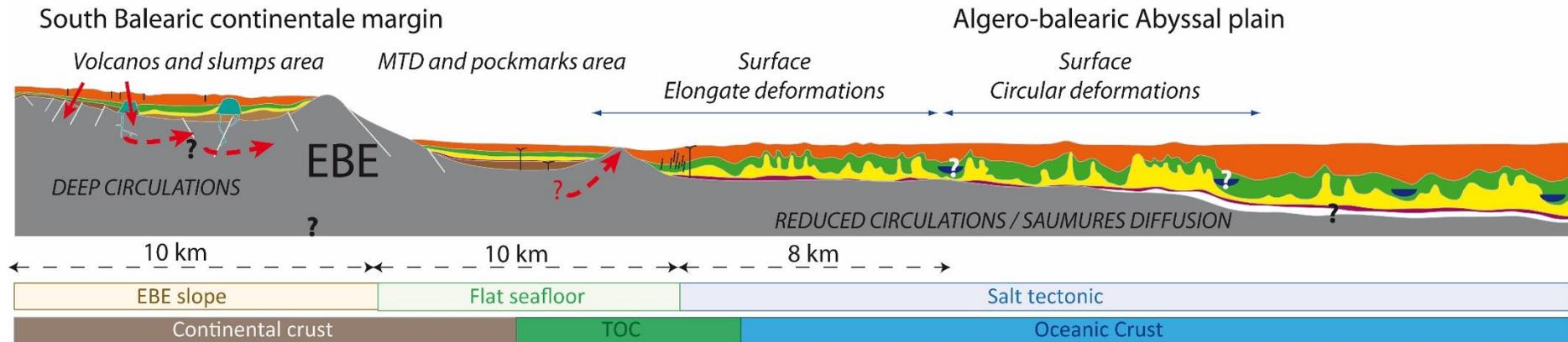
De plus, les fluides interstitiels analysés dans les carottes de sédiments sont modifiés par la diffusion vers la surface des saumures piégées au moment de la sédimentation. La présence de ces saumures est mise en évidence par le rapport Na/Cl qui diminue sous celui de l'eau de mer (< 0.86) dans les carottes KF 04, 08, 10, 11, 12 et 18 (*cf. annexe*). En effet, ce rapport indique en profondeur la présence d'eau de mer à des stades avancés d'évaporation (c.-à-d. qui ont vu la précipitation de halite). Ces résultats sont généralement en accord avec les résultats isotopiques de l'eau qui montrent de légères augmentations en $\delta^{18}\text{O}$ et δD (KF 12, 13 et 10 ; *Kharaka and Hanor, 2003; Giannesini, 2006*). D'autre part, des dissolutions-recristallisations de carbonates se produisent en profondeur dans la colonne sédimentaire et se traduisent par les variations des éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et Sr^{2+} . L'observation indirecte de saumures et la diagenèse des carbonates indiquent la présence de fluides qui pourraient circuler à travers les nombreuses failles formées par les déformations salifères. Cependant, aucun indice ne suggère leur remontée jusqu'en surface.

En conséquence, les circulations hydrothermales localisées dans la croûte tendent à être réduites dans le bassin par rapport aux circulations qui se produisent dans les domaines océaniques jeunes (chapitre III). Bien qu'une circulation vigoureuse semble être présente sur la pente, l'extraction de chaleur reste locale. L'importante couverture sédimentaire (Figure IV-64 ; jusqu'à 4.35 km – *Dal Cin et al., 2016*) qui s'y dépose joue un rôle d'isolant qui peut rapidement

limiter ces échanges. Ces résultats rejoignent les observations sur la marge du Golfe d'Aden qui montrent actuellement une circulation des fluides restreinte à l'échelle de la marge (Lucazeau *et al.*, 2010). Cependant, les déformations provoquées par le sel et la compression régionale peuvent créer des fractures et des migrations de fluides. Celles-ci s'effectuent plus en surface et ne modifient pas significativement le flux de chaleur dans la zone.



OFF-SHORE IBIZA



OFF-SHORE MENORCA

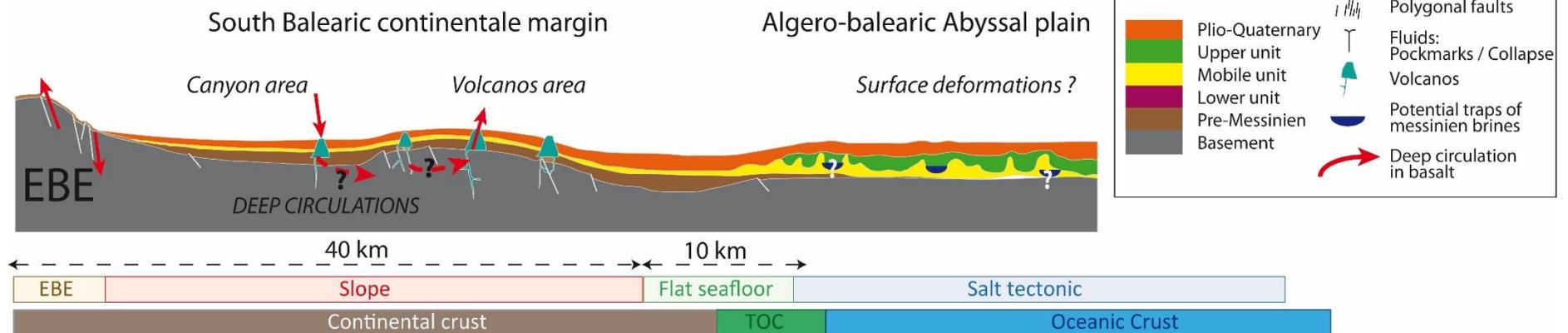


Figure IV-64. Schéma synthétisant les structures morphologiques et circulations de fluides associées sur la marge Sud Baléares et le bassin Algérien dans les zones off-shore Menorca et off-shore Ibiza (profil off-shore Ibiza modifié d'après (Dal Cin et al., 2016).

IV.5 Conclusions

De nouvelles mesures de flux de chaleur (76) et des analyses chimiques des eaux interstitielles (14) ont été effectuées sur la marge Sud du promontoire des Baléares jusque dans la plaine abyssale du bassin Algérien. Un des objectifs a été d'utiliser ces données pour étudier les circulations de fluides de la zone.

Dans le domaine du glacis continental, d'importantes anomalies du flux de chaleur indiquent la présence de zones préférentielles de recharge et de décharge des fluides suivant le schéma des circulations de fluides d'un mont basaltique à un autre, décrites dans les domaines océaniques (*Fisher et al., 2003a*). Des nombreuses structures volcaniques localisent des zones de fracturations qui peuvent drainer les fluides jusqu'à la croûte. L'effet de cette circulation reste localisé au nord de l'Escarpement Emile Baudot où sont situées les structures volcaniques. L'eau interstitielle des carottes de sédiments n'enregistre pas de variations significatives des concentrations en éléments au niveau des zones de décharge localisées à l'approche des Monts Ribas et Los Martines. En revanche, un excès de Mg^{2+} et Ca^{2+} est observé proche du mont Jaume 1 : l'homogénéisation de cette concentration supérieure à celle de l'eau de mer le long de la carotte jusqu'en surface, soutient l'hypothèse de décharge des fluides suggérée par les valeurs de flux de chaleur élevées.

Lorsque le fond marin s'aplanit, des perturbations superficielles du flux de chaleur enregistrent des anomalies provoquées par des effets de topographie (contraste socle – sédiment) à l'approche de certaines structures volcaniques (ex. R4). Dans cette zone, il n'y a pas de diapirs de sel mais des variations chimiques importantes sont enregistrées dans l'eau interstitielle. La formation de dolomite sous l'action de l'activité bactérienne est suggérée ainsi que la présence de saumures primaires à des stades d'évaporations avancés (précipitation de halite) dans la colonne sédimentaire (*Kharaka and Hanor, 2003*). Dans cette zone, des structures sub-verticales qui effacent les réflecteurs horizontaux sont observées en sismique, elles suggèrent des remontées de fluides (gaz ou liquides) dans la colonne sédimentaires. Ces zones de textures particulières sont parfois liées à des valeurs élevées du flux de chaleur. Des failles polygonales sont également présentes et traduisent les effets de déshydratation du gypse sur la dissolution et l'hydro-fracturation des sédiments (*Bertoni and Cartwright, 2015*).

Dans la zone des déformations salifères, l'effet de réfraction du socle est négligeable, mais les nombreuses structures de sel peuvent être la cause d'importantes perturbations thermiques locales. De plus, les fluides sont modifiés par les saumures piégées en profondeur et des

processus de dissolution des carbonates. Il n'y a pas d'indice de remontée des fluides mais les profils de concentration suggèrent la présence d'eaux sous saturées dont l'origine peut être variées (déshydratation du gypse ou fluides plus profonds). Afin de définir plus précisément les origines des fluides qui influencent la géochimie en surface ainsi que leur profondeur de circulations (dans les couches sédimentaires ou dans la croûte), des analyses des isotopes du strontium seraient nécessaires ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les valeurs du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sont spécifiques aux carbonates, évaporites et verres basaltiques. Par exemple, les eaux messiniennes ont un rapport isotopique du strontium entre 0.7085 et 0.7090 (Roveri et al., 2014b – eau de mer ~0.7092) alors que celui du basalte est inférieur à 0.7030 (Staudigel et al., 1981; Harris et al., 2017). Une eau de mer qui va s'équilibrer avec la roche traversée aura donc un rapport isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) plus faible que celui de l'eau de mer. De plus, l'altération des basaltes par les processus hydrothermaux augmente le rapport isotopique de la roche vers 0.7070. Ces signatures spécifiques nous informeraient sur la profondeur des circulations et les aquifères traversés. Finalement, aucune circulation de fluides n'est observée dans le bassin.

Pour finir, deux zones ont été mises en évidence sur la marge Sud des Baléares. 1) la zone de glaciaire continentale où des circulations hydrothermales semblent contrôler la distribution des flux de chaleur et 2) la zone du bassin algérien où, au contraire, les circulations hydrothermales sont absentes (Figure IV-64). Les variogrammes de la bathymétrie ont été calculés pour les deux zones (Figure IV-65). La zone de glaciaire continentale présente un relief plus important que le bassin, notamment en raison de la présence des nombreux volcans. Nous avons ensuite comparé les résultats de la marge Sud des Baléares avec les résultats obtenus dans les domaines océaniques et la loi empirique déterminée à partir de ces résultats. La relation entre le *déficit de flux de chaleur* et le relief sur la marge Sud des Baléares semble proche de cette loi empirique définie dans les domaines océaniques (Figure IV-65). Le bassin qui possède une topographie faible enregistre peu ou pas de déficit de chaleur. En revanche, la zone de glaciaire continentale où nous avons mis en évidence la présence de processus hydrothermaux enregistre un déficit de chaleur. En conséquence, les résultats obtenus dans les domaines océaniques semblent être également valable sur des zones de marges continentales.

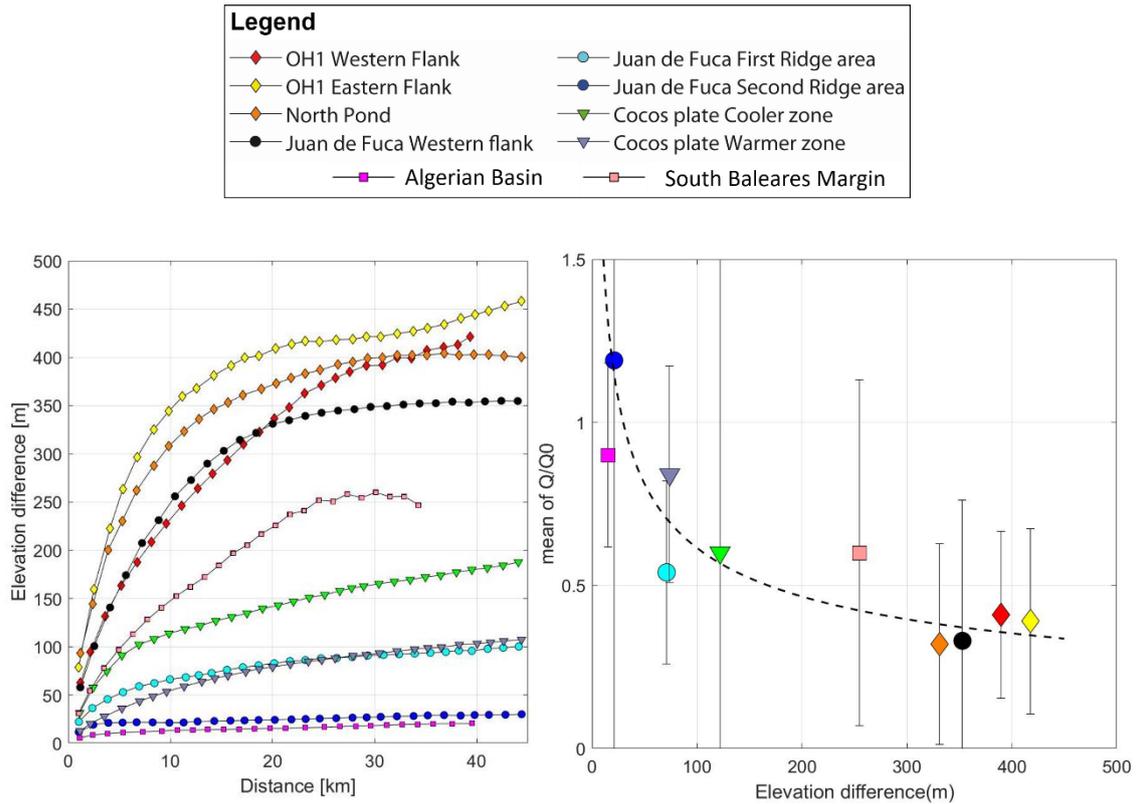


Figure IV-65. Reprise des figures de l'article dans le chapitre III. Gauche : Variogramme de la bathymétrie pour les différentes zones d'étude. Les variogrammes de la marge Sud des Baléares ont été ajoutés. Droite : Fraction du flux de chaleur conductif vs relief. Q est la moyenne des flux de chaleur mesurés et Q_0 est le flux de chaleur conductif estimé comme une fonction de l'âge du plancher océanique. Le Relief est définie par la valeur seuil du variogramme. La ligne pointillée est la loi empirique : $\frac{Q}{Q_0} = 3.8792S^{-0.4}$, ou S est le seuil du variogramme (m). Les données pour les deux zones de la marge Sud des baléares ont été ajoutées. Les points concordent bien avec la loi empirique défini dans le domaine océanique.

**CHAPITRE V. SYNTHÈSE ET
PERSPECTIVES**

V.1 Synthèse

L'étude des circulations de fluides et leur influence sur le régime thermique a été articulée autour de deux zones d'étude, l'une représentative des domaines océaniques jeunes et la seconde sur une marge continentale. Un grand nombre de données géophysiques et géochimiques ont été acquises lors des campagnes océanographiques Oceanograflu (2013) et Westmedflux (2016). L'analyse et l'interprétation des mesures de flux de chaleur et des signatures géochimiques des fluides associées aux études des profils sismiques et données multifaisceaux ont permis de caractériser l'efficacité des circulations hydrothermales sur les deux zones.

Dans le domaine océanique au Sud de la faille transformante Oceanographer (*cf.* chapitre III), les flux de chaleur restent globalement très en dessous des valeurs des modèles de refroidissement par conduction de la croûte (60 % de déficit en moyenne sur les deux flancs). De plus, les fluides ont la composition chimique de l'eau de mer. Ces résultats supposent une circulation efficace qui extrait d'importantes quantités de chaleur à travers les nombreux affleurements de la zone. En revanche, la faible modification chimique des fluides suppose un temps de résidence dans la croûte relativement court qui expliquerait les faibles échanges de matière. Sur le segment OH1, les distances entre les affleurements de croûte océanique sont de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Ce relief a donc une incidence directe sur le déficit de chaleur de la zone et le temps de résidence de l'eau dans le socle. La comparaison avec d'autres zones d'étude nous a permis de mettre en évidence une corrélation entre la fraction du flux de chaleur mesuré sur le flux de chaleur de surface et ce relief à petite échelle. Plus le nombre d'affleurements est important, plus les chemins de circulations de fluides sont courts, il y a alors moins de possibilités pour que les fluides s'équilibrent avec la roche alentour (thermiquement et chimiquement). Cette relation empirique permet de caractériser l'efficacité des circulations hydrothermales et potentiellement de l'extrapoler à toute la surface des océans avec un proxy simple qui est la rugosité du plancher océanique. D'autre part, d'après un modèle simple d'échange de chaleur, les vitesses de circulations sur le segment OH1 semblent similaires à celles calculées sur d'autres sites d'étude dans l'océan Pacifique ou Atlantique. Ainsi, c'est principalement les distances de circulations (donc les distances entre monts-sous-marins) qui vont contrôler le temps de résidence de l'eau dans le socle. Néanmoins, les directions d'écoulements ne semblent pas suivre les directions des profils, il serait donc nécessaire d'appréhender le système en 3 dimensions.

Sur la marge Sud des Baléares, les circulations de fluides paraissent plus limitées car leur impact thermique est plus local. D'abruptes variations du flux de chaleur ont été mesurées sur la pente où de nombreux monts volcaniques sont répertoriés. Ainsi, ces circulations sont assez importantes pour engendrer des anomalies significatives de flux de chaleur sur de courtes distances. Néanmoins, la mise place des monts volcaniques est daté au Pléistocène (*Acosta et al., 2004*). Ce qui indique l'absence de ces volcans au moment des stades précoces de formation de la marge. D'autre part, la zone de pente semble correspondre au domaine hyper étiré de la marge (*Driussi et al., 2015b*) et la présence de nombreuses failles associées aux blocs basculés peuvent être des drains pour les circulations de fluides vers et hors du socle. Dans le bassin en revanche, l'épaisse couche de sédiments limite actuellement les connexions entre la croûte (définie comme océanique par *Driussi et al., 2015b*) et l'océan comme l'atteste les valeurs de flux de chaleur proches des valeurs conductives. Quelques anomalies élevées de flux de chaleur sont cependant mesurées mais sont attribuées à la présence de diapirs. Ces nombreuses déformations des sédiments engendrées principalement par le fluage du sel créent des fractures qui peuvent être des drains pour la migration des fluides (eau, gaz, hydrocarbure). Cependant, la présence de circulations hydrothermales est peu probable. L'origine de ces fluides semble être des saumures messiniennes piégées lors de la sédimentation et seul des processus de diffusion de ces saumures vers la surface sont mis en évidence par les analyses géochimiques des eaux interstitielles.

En conclusion, l'efficacité des circulations de fluides apparaît dans les deux cas étudiés liée à la présence de structures telles que des monts sous-marins ou des intrusions volcaniques (Figure V-1) dont la perméabilité est supérieure de plusieurs ordres de grandeur aux sédiments alentours. La limitation des connections entre le socle et l'océan provoquée par les dépôts de sédiments va restreindre ces circulations et de ce fait, leur efficacité. Ainsi, la rugosité initiale du plancher océanique et le taux de sédimentation vont contrôler la tranche d'âge durant laquelle la croûte sera connectée à l'océan. C'est pour cette raison que les circulations sur les marges peuvent rapidement être restreintes par les importantes quantités de sédiments en provenance des proches continents et ce mêmes pour des âges jeunes. Cette conclusion est cependant contrebalancée par d'autres événements pouvant survenir sur les marges telles que le volcanisme ou la tectonique active. Ce type d'événement va mettre en place des structures (faille, intrusion volcanique) au potentiel de fracturation élevé qui vont relier l'océan à la croûte sous-jacente et permettre des circulations à des stades plus tardifs de l'évolution de la marge. De plus, si ces intrusions ou failles restent locales, elles ne peuvent pas permettre des

circulations généralisées à l'échelle de la marge et l'impact des circulations sur l'évolution globale de la thermicité est alors faible.

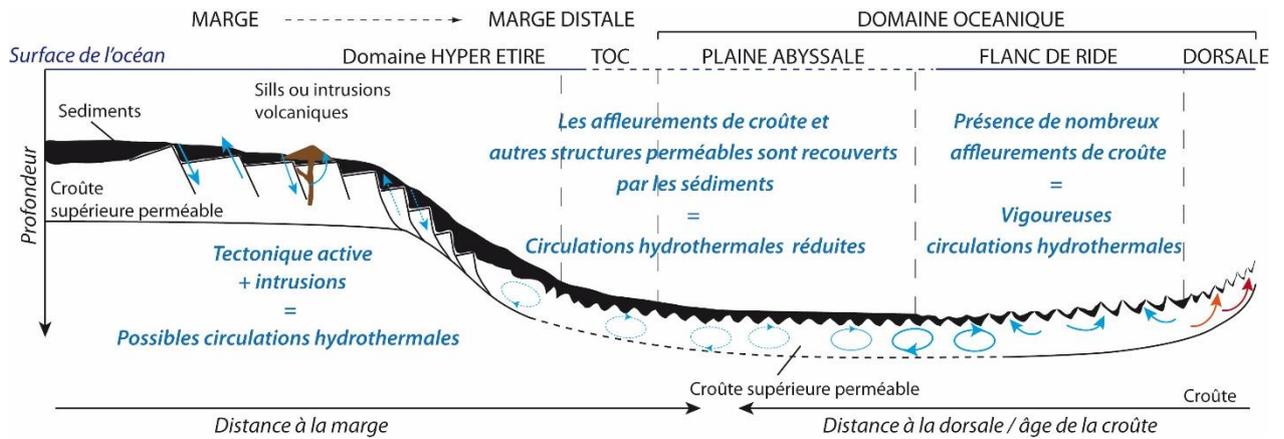


Figure V-1. Schéma conceptuel des circulations hydrothermales des marges aux domaines océaniques jeunes et les structures associées.

V.2 Perspectives

Comparaison avec d'autres marges

Les marges obliques telles que la marge Sud des Baléares possèdent une morphologie beaucoup plus abrupte qu'une marge divergente. Cette spécificité empêche d'importantes accumulations de sédiments sur les pentes et favorise les effondrements gravitaires dans le bassin (*Mercier de Lépinay et al., 2016*). Dans ces conditions, les zones faillées sur les marges obliques sont probablement plus longtemps à l'affleurement ce qui permet des connections entre la croûte et l'océan et la présence de circulations hydrothermales dans la croûte. Ainsi, la comparaison avec d'autres types de marges (divergentes et avec différents degrés d'obliquité) nous permettrait de prendre en compte l'impact des différentes morphologies des marges sur les circulations de fluides et les effets sur leur thermicité.

Localisation des sorties de fluides

La localisation des structures engendrées par des circulations à travers les sédiments pourrait être améliorée avec l'acquisition de nouvelles données. Une bathymétrie à haute résolution permettrait de mieux corréliser les structures observées en sismique avec les déformations du fond marin et de mettre en évidence la présence de pockmarks ou volcans de boue souvent nombreux sur les marges (*Acosta et al., 2013; Feldens et al., 2016*).

En outre, les échappements de fluides peuvent aussi s'observer avec des outils géophysiques d'analyse des anomalies acoustiques du gaz dans la colonne d'eau et les sédiments (ex. échosondeur - *Hovland and Judd, 1988*). Des outils de visualisations directes par un submersible (ROV - scampi) permettent également d'observer la présence de communautés biologiques ou de carbonates authigènes souvent associés aux échappements de fluides chauds (*Sibuet and Olu, 1998; Dupré et al., 2007*). Ces instruments permettent également de collecter des échantillons d'eau sur le fond marin. Cependant, ces instruments ne sont déployés qu'à la suite de plusieurs campagnes préliminaires qui permettent une étude approfondie de la zone au préalable et permettent de cibler des structures bien précises (monts sous-marins, diapirs...).

Caractérisation des fluides

Afin de distinguer plus aisément les fluides hydrothermaux de ceux accumulés dans la colonne sédimentaire et expulsés épisodiquement, des analyses géochimiques supplémentaires seraient nécessaires aussi bien dans les domaines océaniques que sur les marges. L'origine des fluides peut être clairement définie par l'analyse des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Les

fluides auront des signatures isotopiques spécifiques pour des eaux de saumures, des eaux diagénétiques, météoritiques ou encore métamorphiques (*Kharaka and Hanor, 2003*). Les quelques analyses de δD et $\delta^{18}O$ sur les eaux des Baléares indiquent majoritairement une évaporation de l'eau de mer en accord avec la présence d'eaux de saumures en profondeur alors qu'une eau hydrothermale aura la composition isotopique de l'eau de mer (*Elderfield et al., 1999*).

Il est possible de tracer les interactions fluides-roches d'après le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'eau ou de la roche. En effet, proche de 0.7092 dans l'eau de mer actuelle, ce rapport diminue dans l'eau suite aux interactions de l'eau avec la roche, notamment avec le basalte qui possède un rapport faible (0.7028) (*Kharaka and Hanor, 2003; Harris et al., 2017*) ou avec les évaporites qui ont-elles également un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ plus faible que celui de l'eau de mer (0.7088-0.7089) (*Roveri et al., 2014b*). L'analyse du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ nous permettrait d'appréhender la profondeur de circulation des fluides interstitiels prélevés dans les carottes de sédiments (colonne sédimentaire et/ou croûte supérieure).

Des analyses minéralogiques des sédiments (ex. DRX) permettraient également de mieux contraindre les interactions eau-sédiment dans les carottes. En effet, connaître la composition chimique des parties solides, nous permettrait de faire des bilans de matière complets du système entre l'eau interstitielle et les minéraux. Nous pourrions déterminer si les signatures chimiques des eaux sont dues à des interactions de proche surface (dans la carotte) ou si elles proviennent de sources profondes.

Implication pour le potentiel en hydrocarbures

L'étude du flux de chaleur sur les marges continentales est essentielle pour comprendre l'évolution du régime thermique sur ces zones et son impact sur les systèmes pétroliers. Les circulations hydrothermales sur les marges peuvent influencer leur évolution, en particulier la chronologie de mise en place de ces systèmes qui modifie le timing de maturation des hydrocarbures et leur migration. D'après les observations sur la marge Sud des Baléares (chapitre IV) ou d'autres marges (*Lucazeau et al., 2010*), les circulations semblent jouer un rôle important essentiellement durant les stades précoces de formation de la marge. Ainsi, seuls les premiers dépôts (syn-tectoniques) peuvent être affectés par les circulations hydrothermales. Il serait aussi intéressant d'observer la répercussion de l'étendue des différents domaines de la marge (domaine hyper étiré - TOC) sur les circulations de fluides (étude de marges divergentes vs. transformante).

Modélisation

Enfin, la modélisation 2D ou 3D pourrait être un outil efficace pour contraindre les conditions de mise en place et de pérennisation de ces circulations. Le logiciel de modélisation de bassins Temis Flow™ permet de contrôler spatialement et temporellement la bathymétrie, les géométries des couches ainsi que leurs propriétés physiques. Son utilisation permettrait de tester la sensibilité des paramètres physiques (perméabilité, porosité, températures, pression de fluide, épaisseur d'aquifère ...) sur les vitesses d'écoulement de fluides et l'évolution de ces circulations.

Références bibliographiques

- Acosta, J., Ancochea, E., Canals, M., Huertas, M., Uchupi, E., 2004. Early Pleistocene volcanism in the Emile Baudot Seamount, Balearic Promontory (western Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 207, 247–257. doi:10.1016/j.margeo.2004.04.003
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A., Uchupi, E., 2004. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Mar. Geol.* 206, 165–179. doi:10.1016/j.margeo.2004.02.008
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J., 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology* 49, 177–204.
- Acosta, J., Fontán, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Rivera, J., Uchupi, E., 2013. The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin. *Mar. Pet. Geol.* 45, 17–41. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.04.005
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001a. Pockmarks in the Ibiza Channel and western end of the Balearic Promontory (western Mediterranean) revealed by multibeam mapping. *Geo-Mar. Lett.* 21, 123–130. doi:10.1007/s003670100074
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001b. Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol.* 18, 349–369. doi:10.1016/S0264-8172(01)00003-4
- Aloisi, G., 2016. A gypsum-driven deep biosphere with microbial dolomite by-product ?
- Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J.-M., Foucher, J.-P., Woodside, J., 2000. Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 321–338. doi:10.1016/S0012-821X(00)00322-8
- Alt, J.C., Honnorez, J., Laverne, C., Emmermann, R., 1986. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions. *J. Geophys. Res.* 91, 10309. doi:10.1029/JB091iB10p10309
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. doi:10.1594/PANGAEA.769615
- Anderson, R.N., HOBART, M.A., Langseth, M.G., 1979. Geothermal Convection Through Oceanic Crust and Sediments in the Indian Ocean. *Science* 204, 828. doi:10.1126/science.204.4395.828
- Baker, P.A., Stout, P.M., Kastner, M., Elderfield, H., 1991. Large-scale lateral advection of seawater through oceanic crust in the central equatorial Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 105, 522–533. doi:10.1016/0012-821X(91)90189-O
- Basile, C., 2015. Transform continental margins—part 1: Concepts and models. *Tectonophysics* 661, 1–10.
- Beardmore, G.R., Cull, J.P., 2001. Heat Flow, in: *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 207–236. doi:10.1017/CBO9780511606021

- Becker, K., Bartetzko, A., avis, E.E., 2001. Leg 174B synopsis: revisiting Hole 395A for logging and long-term monitoring of off-axis hydrothermal processes in young oceanic crust. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 174.
- Becker, K., Fisher, A.T., 2000. Permeability of upper oceanic basement on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge determined with drill-string packer experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 897–912. doi:10.1029/1999JB900250
- Bernasconi, S.M., 1999. 33. INTERSTITIAL WATER CHEMISTRY IN THE WESTERN MEDITERRANEAN: RESULTS FROM LEG 161. *Sea* 975, 974.
- Berndt, C., 2005. Focused fluid flow in passive continental margins. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 363, 2855. doi:10.1098/rsta.2005.1666
- Berndt, C., Büinz, S., Mienert, J., 2003. Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 216, 283. doi:10.1144/GSL.SP.2003.216.01.18
- Berndt, C., Hensen, C., Mortera-Gutierrez, C., Sarker, S., Geilert, S., Schmidt, M., Liebetrau, V., Kipfer, R., Scholz, F., Doll, M., 2016. Rifting under steam—How rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins. *Geology* 44, 767–770.
- Berner, R.A., 1971. *Principles of chemical sedimentology*, International series in the earth and planetary sciences. McGraw-Hill.
- Bertoni, C., Cartwright, J., 2015. Messinian evaporites and fluid flow. *Messin. Events Hydrocarb. Explor. Mediterr.* 66, 165–176. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.02.003
- Bezada, M., Humphreys, E., Toomey, D., Harnafi, M., Dávila, J., Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet Sci Lett* 368, 51–60.
- Bischoff, J.L., Seyfried, W.E., 1978. Hydrothermal chemistry of seawater from 25 degrees to 350 degrees C. *Am. J. Sci.* 278, 838–860. doi:10.2475/ajs.278.6.838
- Bjørlykke, K., 1993. Fluid flow in sedimentary basins. *Basin Anal. Dyn. Sediment. Basin Evol.* 86, 137–158. doi:10.1016/0037-0738(93)90137-T
- Blinova, V.N., Comas, M.C., Ivanov, M.K., Poludetkina, E.N., Matveeva, T.V., 2011. Active mud volcanism in the West Alboran Basin: Geochemical evidence of hydrocarbon seepage. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1483–1504. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.06.001
- Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J.-P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., Weinrebe, W., Abegg, F., Aloisi, G., Artemov, Y., Blinova, V., Drews, M., Heidersdorf, F., Krabbenhöft, A., Klauke, I., Krastel, S., Leder, T., Polikarpov, I., Saburova, M., Schmale, O., Seifert, R., Volkonskaya, A., Zillmer, M., 2003. Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Mar. Lett.* 23, 239–249. doi:10.1007/s00367-003-0157-7
- Bonneville, A., Von Herzen, R.P., Ruppel, C., 1993. HFsoft: Toolbox for processing marine heat flow data acquired with MCHF instrumentation. Woods Hole Oceanographic Institution.
- Borowski, W.S., Paull, C.K., Ussler, W., 1996. Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology* 24, 655–658.
- Boschi, L., Faccenna, C., Becker, T.W., 2010. Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin. *Geophys. Res. Lett.* 37, n/a-n/a. doi:10.1029/2010GL045001
- Boudreau, B.P., 1997. *Diagenetic models and their implementation*.
- Bougault, H., Cande, S. (Eds.), 1985. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 82, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office. doi:10.2973/dsdp.proc.82.1985

- Bouillin, J., 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. *Orig. Arcs* 281–304.
- Brune, S., Popov, A.A., Sobolev, S.V., 2012. Modeling suggests that oblique extension facilitates rifting and continental break-up. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, n/a-n/a. doi:10.1029/2011JB008860
- Buatier, M.D., Monnin, C., Davis, E.E., Fisher, A.T., 1998. Circulation hydrothermale dans le flanc est de la ride de Juan de Fuca. Résultats du Leg ODP 168. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 326, 201–206.
- Buatier, M.D., Monnin, C., Früh-Green, G.L., Karpoff, A.M., 2001. Fluid-sediment interactions related to hydrothermal circulation in the Eastern Flank of the Juan de Fuca Ridge. *Chem. Geol.* 175, 343–360.
- Buck, W.R., Martinez, F., Steckler, M.S., Cochran, J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: Pure and simple. *Tectonics* 7, 213–234. doi:10.1029/TC007i002p00213
- Bullard, E., 1954. The Flow of Heat through the Floor of the Atlantic Ocean. *Proc. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 222, 408–429. doi:10.1098/rspa.1954.0085
- Burrus, J., Foucher, J.P., 1986. Contribution to the thermal regime of the Provençal Basin based on Flumed heat flow surveys and previous investigations. *Eur. Geotraverse Part 2* 128, 303–334. doi:10.1016/0040-1951(86)90299-4
- Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M., Wardell, N., 2008. Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *Int. J. Earth Sci.* 98, 735. doi:10.1007/s00531-008-0354-8
- Camerlenghi, A., Cita, M.B., Hieke, W., Ricchiuto, T., 1992. Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 493–504. doi:10.1016/0012-821X(92)90109-9
- Campbell, K.A., 2006. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 232, 362–407. doi:10.1016/j.palaeo.2005.06.018
- Cannat, M., Briais, A., Deplus, C., Escartn, J., Georgen, J., Lin, J., Mercouriev, S., Meyzen, C., Muller, M., Pouliquen, G., Rabain, A., Da Silva, P., 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, 257–269. doi:10.1016/S0012-821X(99)
- Cannat, M., Manatschal, G., Sauter, D., Péron-Pinvidic, G., 2009. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? *Transit. Océan-Cont. Ocean-Cont. Transit.* 341, 406–427.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Orog. Process. Struct. Herit. Alp.-Type Mt. Belts* 579, 173–192. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026
- Cartwright, J., 2011. Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1593–1610. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.06.004
- Charlou, J., Donval, J., Zitter, T., Roy, N., Jean-Baptiste, P., Foucher, J., Woodside, J., 2003. Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 50, 941–958. doi:10.1016/S0967-0637(03)00093-1

- Chester, R., Jickells, T., 2012. Sediment Interstitial Waters and Diagenesis, in: *Marine Geochemistry*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 290–320.
- CIESM, 2009. Dynamics of Mediterranean deep waters, in: CIESM Publisher. Presented at the CIESM Workshop Monographs, F. Briand, Ed., Monaco, p. 132.
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals, in: *Rock Physics & Phase Relations*. American Geophysical Union, pp. 105–126. doi:10.1029/RF003p0105
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 13, 1251–1256.
- Cochran, J.R., 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 289–302. doi:10.1016/0012-821X(83)90142-5
- Cochran, J.R., Buck, W.R., 2001. Near-axis subsidence rates, hydrothermal circulation, and thermal structure of mid-ocean ridge crests. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 19233–19258.
- Dal Cin, M., Del Ben, A., Mocnik, A., Accaino, F., Geletti, R., Wardell, N., Zgur, F., Camerlenghi, A., 2016. Seismic imaging of Late Miocene (Messinian) evaporites from Western Mediterranean back-arc basins. *Pet. Geosci.* 22, 297. doi:10.1144/petgeo2015-096
- Davis, E., Chapman, D., Mottl, M., Bentkowski, W., Dadey, K., Forster, C., Harris, R., Nagihara, S., Rohr, K., Wheat, G., 1992. FlankFlux: an experiment to study the nature of hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.* 29, 925–952.
- Davis, E.E., Becker, K., He, J., 2004. Costa Rica Rift revisited: Constraints on shallow and deep hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 863–879.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Forster, C.B., Villinger, H., 1989. Heat-flow variations correlated with buried basement topography on the Juan de Fuca Ridge flank. *Nature* 342, 533–537.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Wang, K., Villinger, H., Fisher, A.T., Robinson, S.W., Grigel, J., Pribnow, D., Stein, J., Becker, K., 1999. Regional heat flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: Constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 17675–17688.
- Davis, E.E., Elderfield, H., 2004. *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, UK; New York.
- Davis, E.E., Fisher, A.T., Firth, J.V., and the Shipboard Scientific Party, 1997. Hydrothermal circulation in the oceanic crust: Eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep.* 168, 1–470.
- Davis, E.E., Lister, C.R.B., 1974. Fundamentals of ridge crest topography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, 405–413.
- Davis, E.E., Villinger, H., 1992. Tectonic and thermal structure of the Middle Valley sedimented rift, northern Juan de Fuca Ridge. *Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep.* 139, 9–41.
- Davis, E.E., Wang, K., Becker, K., Thomson, R.E., Yashayaev, I., 2003. Deep-ocean temperature variations and implications for errors in seafloor heat flow determinations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108.
- Davis, E.E., Wang, K., He, J., Chapman, D.S., Villinger, H., Rosenberger, A., 1997. An unequivocal case for high Nusselt number hydrothermal convection in sediment-buried igneous oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 137–150.
- Della Vedova, B., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., Verdoya, M., 1995. Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics* 244, 57–74.

- Detrick, R.S., Needham, H.D., Renard, V., 1995. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 3767–3787.
- Dickens, G.R., Koelling, M., Smith, D.C., Schnieders, L., 2007. Rhizon sampling of pore waters on scientific drilling expeditions: an example from the IODP Expedition 302, Arctic Coring Expedition (ACEX). *Sci. Drill.* 4, 22–25. doi:10.2204/iodp.sd.4.08.2007
- Dimitrov, L., Woodside, J., 2003. Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean. *Sediment. Process. Seafloor Hydrocarb. Emiss. Deep Eur. Cont. Margins* 195, 263–276. doi:10.1016/S0025-3227(02)00692-8
- Dimitrov, L.I., 2002. Mud volcanoes—the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Sci. Rev.* 59, 49–76. doi:10.1016/S0012-8252(02)00069-7
- Drake, N., 1985. Geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project Hole 556-564. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 82, 421–438.
- Driussi, O., Briais, A., Maillard, A., 2015a. Evidence for transform motion along the South Balearic margin and implications for the kinematics of opening of the Algerian basin. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 353–370.
- Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briais, A., Sage, F., Sierro, F., Garcia, M., 2015b. Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insights from new high-resolution seismic data. *Messin. Events Hydrocarb. Explor. Mediterr.* 66, 41–54. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.09.008
- Dunn, R.A., Lekić, V., Detrick, R.S., Toomey, D.R., 2005. Three-dimensional seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge (35°N): Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110, n/a-n/a. doi:10.1029/2004JB003473
- Dupré, S., Woodside, J., Foucher, J.-P., de Lange, G., Mascle, J., Boetius, A., Mastalerz, V., Stadnitskaia, A., Ondréas, H., Huguen, C., Harmégnies, F., Gontharet, S., Loncke, L., Deville, E., Niemann, H., Omoregie, E., Olu-Le Roy, K., Fiala-Medioni, A., Dählmann, A., Caprais, J.-C., Prinzhofer, A., Sibuet, M., Pierre, C., Damsté, J.S., 2007. Seafloor geological studies above active gas chimneys off Egypt (Central Nile Deep Sea Fan). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 54, 1146–1172. doi:10.1016/j.dsr.2007.03.007
- Eichhubl, P., Greene, H., Naehr, T., Maher, N., 2000. Structural control of fluid flow: offshore fluid seepage in the Santa Barbara Basin, California. *J. Geochem. Explor.* 69, 545–549. doi:10.1016/S0375-6742(00)00107-2
- Elderfield, H., Wheat, C.G., Mottl, M.J., Monnin, C., Spiro, B., 1999. Fluid and geochemical transport through oceanic crust: a transect across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172, 151–165.
- Eldholm, O., Sundvor, E., Vogt, P.R., Hjelstuen, B.O., Crane, K., Nilsen, A.K., Gladchenko, T.P., 1999. SW Barents Sea continental margin heat flow and Håkon Mosby Mud Volcano. *Geo-Mar. Lett.* 19, 29–37. doi:10.1007/s003670050090
- Escartín, J., Cannat, M., Pouliquen, G., Rabain, A., Lin, J., 2001. Crustal thickness of V-shaped ridges south of the Azores: Interaction of the Mid-Atlantic Ridge (36°–39°N) and the Azores hot spot. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 21719–21735. doi:10.1029/2001JB000224
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, n/a-n/a. doi:10.1029/2002TC001488

- Feldens, P., Schmidt, M., Mücke, I., Augustin, N., Al-Farawati, R., Orif, M., Faber, E., 2016. Expelled subsalt fluids form a pockmark field in the eastern Red Sea. *Geo-Mar. Lett.* 36, 339–352. doi:10.1007/s00367-016-0451-9
- Fisher, A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. *Rev. Geophys.* 36, 143–182.
- Fisher, A.T., Becker, K., 2000. Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature* 403, 71–74. doi:10.1038/47463
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutnak, M., Spiess, V., Zuhlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G., Becker, K., 2003a. Hydrothermal recharge and discharge across 50km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature* 421, 618–621. doi:10.1038/nature01352
- Fisher, A.T., Giambalvo, E., Sclater, J., Kastner, M., Ransom, B., Weinstein, Y., Lonsdale, P., 2001. Heat flow, sediment and pore fluid chemistry, and hydrothermal circulation on the east flank of Alarcon Ridge, Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 521–534.
- Fisher, A.T., Stein, C.A., Harris, R.N., Wang, K., Silver, E.A., Pfender, M., Hutnak, M., Cherkaoui, A., Bodzin, R., Villinger, H., 2003b. Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1550.
- Fisher, A.T., Von Herzen, R.P., 2005. Models of hydrothermal circulation within 106 Ma seafloor: Constraints on the vigor of fluid circulation and crustal properties, below the Madeira Abyssal Plain. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, Q11001.
- Fisher, A.T., Wheat, C.G., 2010. Seamounts as conduits for massive fluid, heat, and solute fluxes on ridge flanks. *Oceanography* 23, 74–87.
- Fontes, J.C., Matray, J., 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.* 109, 149–175.
- Foucher, J., Westbrook, G.K., Boetius, A., Ceramicola, S., Dupré, S., Mascle, J., Mienert, J., Pfannkuche, O., Pierre, C., Praeg, D., 2009. Structure and Drivers of Cold Seep Ecosystems. *Oceanography* 22, 92–109.
- Foucher, J.P., Mauffret, A., Steckler, M., Brunet, M.F., Maillard, A., Rehault, J.P., Alonso, B., Desegaulx, P., Murillas, J., Ouillon, G., 1992. Heat flow in the Valencia trough: Geodynamic implications. *Geol. Geophys. Valencia West. Mediterr.* 203, 77–97. doi:10.1016/0040-1951(92)90216-S
- Fourier, J., 1822. *Theorie analytique de la chaleur*. Didot.
- Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Mar. Pet. Geol.* 43, 63–87. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30, n/a-n/a. doi:10.1029/2010TC002691
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761. doi:10.1029/2000TC900003
- Froelich, P.N., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., DeVries, T., 1982. The marine phosphorus cycle. *Am. J. Sci.* 282, 474–511. doi:10.2475/ajs.282.4.474
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1075–1090.

- Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., Séranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 244, 68–92. doi:10.1016/j.margeo.2007.06.003
- Gelabert, B., Fornós, J.J., Pardo, J.E., Rosselló, V.M., Segura, F., 2005. Structurally controlled drainage basin development in the south of Menorca (Western Mediterranean, Spain). *Geomorphology* 65, 139–155. doi:10.1016/j.geomorph.2004.08.005
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93–100. doi:10.1046/j.1365-3121.2002.00392.x
- Géli, L., Lee, T.C., Cochran, J.R., Francheteau, J., Abbott, D., Labails, C., Appriou, D., 2008. Heat flow from the Southeast Indian Ridge flanks between 80°E and 140°E: Data review and analysis. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, n/a-n/a. doi:10.1029/2007JB005001
- Gerard, R., Langseth, M.G., Ewing, M., 1962. Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the western Atlantic. *J. Geophys. Res.* 67, 785–803. doi:10.1029/JZ067i002p00785
- Giannesini, S., 2006. Géochimie isotopique couplée des eaux des formations argileuses et calcaires du site Andra de Meuse/Haute-Marne.
- Gillard, M., 2014. Évolution tectono-magmatique menant à l’océanisation sur les marges passives pauvres en magma: exemple des marges Australie-Antarctique.
- Gorini, C., 1993. Géodynamique d’une marge passive: le Golfe du Lion(Méditerranée occidentale).
- Goteti, R., Beaumont, C., Ings, S.J., 2013. Factors controlling early stage salt tectonics at rifted continental margins and their thermal consequences. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 3190–3220. doi:10.1002/jgrb.50201
- Goutorbe, B., 2007. Le régime thermique des marges continentales passives: méthodologie, observations et modélisation.
- Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A., 2008. The thermal regime of South African continental margins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 256–265.
- Gràcia, E., Bideau, D., Hekinian, R., Lagabrielle, Y., 1999. Detailed geological mapping of two contrasting second-order segments of the Mid-Atlantic Ridge between Oceanographer and Hayes fracture zones (33°30’N-35°N). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 22903–22921.
- Grevemeyer, I., Kopf, A.J., Fekete, N., Kaul, N., Villinger, H.W., Heesemann, M., Wallmann, K., Spieß, V., Gennerich, H.-H., Müller, M., Weinrebe, W., 2004. Fluid flow through active mud dome Mound Culebra offshore Nicoya Peninsula, Costa Rica: evidence from heat flow surveying. *Mar. Geol.* 207, 145–157. doi:10.1016/j.margeo.2004.04.002
- Hamamoto, H., Yamano, M., Goto, S., 2005. Heat flow measurement in shallow seas through long-term temperature monitoring. *Geophys. Res. Lett.* 32, n/a-n/a. doi:10.1029/2005GL024138
- Harris, M., Coggon, R.M., Wood, M., Smith-Duque, C.E., Henstock, T.J., Teagle, D.A., 2017. Hydrothermal cooling of the ocean crust: Insights from ODP Hole 1256D. *Earth Planet. Sci. Lett.* 462, 110–121.
- Harris, R.N., Fisher, A.T., Chapman, D.S., 2004. Fluid flow through seamounts and implications for global mass fluxes. *Geology* 32, 725–728. doi:10.1130/G20387.1
- Harris, R.N., Von Herzen, R.P., McNutt, M.K., Garven, G., Jordahl, K., 2000. Submarine hydrogeology of the Hawaiian archipelagic apron: 1. Heat flow patterns north of Oahu and Maro Reef. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 21353–21369.
- Hartmann, A., Villinger, H., 2002. Inversion of marine heat flow measurements by expansion of the temperature decay function. *Geophys. J. Int.* 148, 628–636.

- Hasterok, D., 2013. Global patterns and vigor of ventilated hydrothermal circulation through young seafloor. *Earth Planet. Sci. Lett.* 380, 12–20.
- Hasterok, D., Chapman, D.S., Davis, E.E., 2011. Oceanic heat flow: Implications for global heat loss. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 386–395.
- Hellinger, S.J., Sclater, J.G., 1983. Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 8251–8269. doi:10.1029/JB088iB10p08251
- Hill, I., Cande, S., 1985. Thermal measurements and seawater downflow into 35 Ma old ocean crust, central North-Atlantic 361–368.
- Hoareau, G., 2009. Relations sulfates/carbonates pendant la diagenese des sédiments marins: étude sédimentologique du delta éocène du Sobrarbe (Espagne) et modélisation thermodynamique des données ODP/IODP.
- Hovland, M., Judd, A., 1988. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment. Springer.
- Hsü, K., Ryan, W., Cita, M., 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240–244.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Sci. Rev.* 82, 1–28. doi:10.1016/j.earscirev.2007.01.001
- Hutchison, I., 1985. The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 82, 439–459. doi:10.1111/j.1365-246X.1985.tb05145.x
- Hutchison, I., Von Herzen, R.P., Loudon, K.E., Sclater, J.G., Jemsek, J., 1985. Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian Basins, western Mediterranean. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 685–701. doi:10.1029/JB090iB01p00685
- Hutnak, M., Fisher, A., Harris, R., Stein, C., Wang, K., Spinelli, G., Schindler, M., Villinger, H., Silver, E., 2008. Large heat and fluid fluxes driven through mid-plate outcrops on ocean crust. *Nat. Geosci.* 1, 611.
- Hutnak, M., Fisher, A., Stein, C., Harris, R., Wang, K., Silver, E., Spinelli, G., Pfender, M., Villinger, H., MacKnight, R., 2007. The thermal state of 18–24 Ma upper lithosphere subducting below the Nicoya Peninsula, northern Costa Rica margin. *Seism. Zone Subduction Thrust Faults* 86–122.
- Hutnak, M., Fisher, A.T., 2007. Influence of sedimentation, local and regional hydrothermal circulation, and thermal rebound on measurements of seafloor heat flux. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, n/a-n/a. doi:10.1029/2007JB005022
- Hutnak, M., Fisher, A.T., Zühlsdorff, L., Spiess, V., Stauffer, P.H., Gable, C.W., 2006. Hydrothermal recharge and discharge guided by basement outcrops on 0.7–3.6 Ma seafloor east of the Juan de Fuca Ridge: Observations and numerical models. *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, n/a-n/a. doi:10.1029/2006GC001242
- Jackson, M.P., Hudec, M.R., 2017. *Salt Tectonics: Principles and Practice*. Cambridge University Press.
- Jaupart, C., Mareschal, J.-C., 2010. *Heat generation and transport in the Earth*. Cambridge university press.
- Jemsek, J., Von Herzen, R., Rehault, J.-P., Williams, D.L., Sclater, J., 1985. Heat flow and lithospheric thinning in the Ligurian Basin (N. W. Mediterranean). *Geophys. Res. Lett.* 12, 693–696. doi:10.1029/GL012i010p00693
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106. doi:10.1029/2000TC900018

- Jolivet, L., Société Géologique de France, 2008. Géodynamique méditerranéenne. Société Géologique de France.
- Jowett, E.C., Cathles III, L.M., Davis, B.W., 1993. Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *AAPG Bull.* 77, 402–413.
- Judd, A., Hovland, M., 2007. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment.
- Kharaka, Y., Hanor, J.S., 2003. Deep fluids in the continents : I. sedimentary basins, in: Surface and Ground Water, Weathering, and Soils. Elsevier, pp. 499–540.
- Kimura, G., Silver, E., Blum, P., And 23 others, 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Vol. 170, Initial Reports, Costa Rica Accretionary Wedge. Ocean Drilling Program.
- Kjoberg, S., Schmiedel, T., Planke, S., Svensen, H., Millett, J., Jerram, D., Galland, O., Lecomte, I., Schofield, N., Haug, Ø., Helsem, A., 2017. 3D structure and formation of hydrothermal vent complexes at the Paleocene-Eocene transition, the Møre Basin, mid-Norwegian margin. *Interpretation* 5, SK65-SK81. doi:10.1190/INT-2016-0159.1
- Kopf, A.J., 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.* 40, 2–1. doi:10.1029/2000RG000093
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655. doi:10.1038/23231
- Kulm, L.D., Suess, E., 1990. Relationship between carbonate deposits and fluid venting: Oregon Accretionary Prism. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 8899–8915. doi:10.1029/JB095iB06p08899
- Langseth, M.G., Becker, K., Von Herzen, R.P., Schultheiss, P., 1992. Heat and fluid flux through sediment on the western flank of the Mid-Atlantic Ridge: A hydrogeological study of North Pond. *Geophys. Res. Lett.* 19, 517–520. doi:10.1029/92GL00079
- Langseth, M.G., Herman, B.M., 1981. Heat transfer in the oceanic crust of the Brazil Basin. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 10805–10819. doi:10.1029/JB086iB11p10805
- Langseth, M.G., Le Pichon, X., Ewing, M., 1966. Crustal structure of the mid-ocean ridges: 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents. *J. Geophys. Res.* 71, 5321–5355. doi:10.1029/JZ071i022p05321
- Lee, T., Von Herzen, R.P., 1994. In situ determination of thermal properties of sediments using a friction-heated probe source. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 12121–12132.
- Lee, T.-C., Henyey, T.L., 1974. Heat-flow refraction across dissimilar media. *Geophys. J. Int.* 39, 319–333.
- Lister, C., 1972. On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Geophys. J. Int.* 26, 515–535.
- Lister, C.R.B., 1970. Heat flow west of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* 75, 2648–2654. doi:10.1029/JB075i014p02648
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion.
- Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, C., 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bull. Société Géologique Fr.* 182, 163–180.
- Loncke, L., Mascle, J., Fanil Scientific Parties, 2004. Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Mar. Pet. Geol.* 21, 669–689. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.02.004
- Lonergan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522. doi:10.1029/96TC03937

- Lowell, R.P., Rona, P.A., 2002. Seafloor hydrothermal systems driven by the serpentinization of peridotite. *Geophys. Res. Lett.* 29, 26–1. doi:10.1029/2001GL014411
- Lucazeau, F., Bonneville, A., Escartin, J., Von Herzen, R.P., Gouze, P., Carton, H., Cannat, M., Vidal, V., Adam, C., 2006. Heat flow variations on a slowly accreting ridge: Constraints on the hydrothermal and conductive cooling for the Lucky Strike segment (Mid-Atlantic Ridge, 37°N). *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, n/a-n/a. doi:10.1029/2005GC001178
- Lucazeau, F., Brigaud, F., Bouroullec, J.L., 2004. High-resolution heat flow density in the lower Congo basin. *Geochem. Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GC000644
- Lucazeau, F., Le Douaran, S., 1985. The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 92–102. doi:10.1016/0012-821X(85)90169-4
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., D'acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up. *Nat. Geosci.* 1, 854.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Bonneville, A., Goutorbe, B., Düsünur, D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean–continent transition of the eastern gulf of Aden. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 554–570. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.039
- Magri, F., Littke, R., Rodon, S., Bayer, U., Urai, J., 2008. Temperature fields, petroleum maturation and fluid flow in the vicinity of salt domes. *Dyn. Complex Intracont. Basins—Cent. Eur. Basin Syst. Berl. Ger. Springer-Verl.* 323–330.
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Geol. Geophys. Valencia West. Mediterr.* 203, 57–75. doi:10.1016/0040-1951(92)90215-R
- Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int. J. Earth Sci.* 93, 432–466. doi:10.1007/s00531-004-0394-7
- Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. *Gondwana Res.* 27, 140–164. doi:10.1016/j.gr.2014.08.006
- Masce, J., Mary, F., Praeg, D., Brosolo, L., Camera, L., Ceramicola, S., Dupré, S., 2014. Distribution and geological control of mud volcanoes and other fluid/free gas seepage features in the Mediterranean Sea and nearby Gulf of Cadiz. *Geo-Mar. Lett.* 34, 89–110. doi:10.1007/s00367-014-0356-4
- Mathéron, G., Krumbein, W.C., 1970. Structures aleatoires et geologie mathematique. *Rev. Inst. Int. Stat. Rev. Int. Stat. Inst.* 38, 1–11. doi:10.2307/1402318
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova* 16, 257–264. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x
- McDuff, R.E., Gieskes, J.M., 1976. Calcium and magnesium profiles in DSDP interstitial waters: Diffusion or reaction? *Earth Planet. Sci. Lett.* 33, 1–10.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7
- McKenzie, D.P., 1967. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.* 72, 6261–6273. doi:10.1029/JZ072i024p06261
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western

- Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *SI Geodyn. Evol. Alboran Domain* 77, 186–205. doi:10.1016/j.jog.2014.01.003
- Mello, U.T., Karner, G.D., Anderson, R.N., 1995. Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Mar. Pet. Geol.* 12, 697–716. doi:10.1016/0264-8172(95)93596-V
- Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W.R., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins—Part 2: A worldwide review. *Tectonophysics* 693, 96–115.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Quelques Dév. Récents Sur Géodynamique Maghreb* 338, 92–114. doi:10.1016/j.crte.2005.11.011
- Millero, F.J., Graham, T.B., Huang, F., Bustos-Serrano, H., Pierrot, D., 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. *Mar. Chem.* 100, 80–94. doi:10.1016/j.marchem.2005.12.001
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., Kuszniir, N., 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics* 31.
- Mottl, M., Wheat, G., Baker, E., Becker, N., Davis, E., Feely, R., Grehan, A., Kadko, D., Lilley, M., Massoth, G., 1998. Warm springs discovered on 3.5 Ma oceanic crust, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Geology* 26, 51–54.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosystems* 9, n/a-n/a. doi:10.1029/2007GC001743
- Nonn, C., 2017. Évolution géodynamique des marges conjuguées du golfe d’Aden. UPMC.
- Parnell, J., 2002. Fluid Seeps at Continental Margins: towards an Integrated Plumbing System. *Geofluids* 2, 57–61. doi:10.1046/j.1468-8123.2002.00035.x
- Parsons, B., Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82, 803–827. doi:10.1029/JB082i005p00803
- Pascal, G., Torné, M., Buhl, P., Watts, A.B., Mauffret, A., 1992. Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part II. Detailed interpretation of five Expanded Spread Profiles. *Geol. Geophys. Valencia West. Mediterr.* 203, 21–35. doi:10.1016/0040-1951(92)90213-P
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *Int. J. Earth Sci.* 98, 1581–1597. doi:10.1007/s00531-008-0337-9
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Mar. Pet. Geol.* 43, 21–47.
- Pierre, C., 1999. The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses. *Mar. Geol.* 153, 41–55. doi:10.1016/S0025-3227(98)00090-5
- Platt, J., Vissers, R., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540–543.
- Polyak, B.G., Fernández, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negredo, A., Tochitsky, V.O., de la Linde, J., Bogdanov, N.A., Banda, E., 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics* 263, 191–218. doi:10.1016/0040-1951(95)00178-6

- Rabain, A., Cannat, M., Escartín, J., Pouliquen, G., Deplus, C., Rommevaux-Jestin, C., 2001. Focused volcanism and growth of a slow spreading segment (Mid-Atlantic Ridge, 35°N). *Earth Planet. Sci. Lett.* 185, 211–224. doi:10.1016/S0012-821X(00)00371-X
- Rehault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Geol. Geodyn. Asp. Mediterr.* 55, 447–477. doi:10.1016/0025-3227(84)90081-1
- Reston, T., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: a synthesis. *Tectonophysics* 468, 6–27.
- Reston, T.J., Pérez-Gussinyé, M., 2007. Lithospheric extension from rifting to continental breakup at magma-poor margins: rheology, serpentinisation and symmetry. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1033–1046. doi:10.1007/s00531-006-0161-z
- Roko, R., Daemen, J., Myers, D., 1997. Variogram characterization of joint surface morphology and asperity deformation during shearing. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 34, 71–84.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002a. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002b. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virtual Explor.* 8, 107–130.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Messin. Salin. Crisis Revisit.* 188, 35–67. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.02.005
- Rovere, M., Wurtz, M., 2015. Atlas of the Mediterranean seamounts and seamount-like structures. Gland Switz. Málaga Spain IUCN.
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., 2014a. The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Mar. Geol.* 352, 25–58.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Schreiber, B.C., 2014b. High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: Implications for marginal to central basins correlation. *Mar. Geol.* 349, 113–125.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C., 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova* 20, 483–488. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00842.x
- Roveri, M., Manzi, V., Lucchi, F.R., Rogledi, S., 2003. Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 115, 387–405.
- Ryan, W.B., 1973. Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. *Messin. Events Mediterr.* 26–38.
- Sàbat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A., Giménez, J., 2011. Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics* 510, 217–238. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.005
- Sauter, E.J., Muyakshin, S.I., Charlou, J.-L., Schlüter, M., Boetius, A., Jerosch, K., Damm, E., Foucher, J.-P., Klages, M., 2006. Methane discharge from a deep-sea submarine mud volcano into the upper water column by gas hydrate-coated methane bubbles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 354–365. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.041
- Sawyer, D.S., Coffin, M.F., Reston, T.J., Stock, J.M., Hopper, J.R., 2007. COBBOOM: the continental breakup and birth of oceans mission. *Sci. Drill.* 5, 13–25.
- Sayles, F., Waterman, L., 1973. 31. GEOCHEMISTRY OF INTERSTITIAL WATERS 31.1. INTERSTITIAL WATER STUDIES ON SMALL CORE SAMPLES FROM THE

- MEDITERRANEAN SEA1. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. Proj. Plan. Carried Advice
Jt. Oceanogr. Inst. Deep Earth Sampl. 13, 801.
- Scheck-Wenderoth, M., Maystrenko, Y., 2008. How warm are passive continental margins? A 3-D lithosphere-scale study from the Norwegian margin. *Geology* 36, 419–422.
- Schmidt, M., Al-Farawati, R., Botz, R., 2015. Geochemical classification of brine-filled Red Sea deeps, in: *The Red Sea*. Springer, pp. 219–233.
- Schmidt-Schierhorn, F., Kaul, N., Stephan, S., Villinger, H., 2012. Geophysical site survey results from North Pond (Mid-Atlantic Ridge). *Edw. KJ Bach W Klaus Exped.* 336.
- Scholten, J.C., Stoffers, P., Walter, P., Plüger, W., 1991. Evidence for episodic hydrothermal activity in the Red Sea from the composition and formation of hydrothermal sediments, Thetis Deep. *Geol. Geophys. Metallog. Present-Day Oceans* 190, 109–117. doi:10.1016/0040-1951(91)90357-X
- Schulz, H.D., Zabel, M., 2006. *Marine geochemistry*. Springer.
- Sclater, J.G., 2003. Earth science: Ins and outs on the ocean floor. *Nature* 421, 590–591. doi:10.1038/421590a
- Sclater, J.G., Anderson, R.N., Bell, M.L., 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76, 7888–7915. doi:10.1029/JB076i032p07888
- Sclater, J.G., Francheteau, J., 1970. The Implications of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 20, 509–542. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x
- Seeberg-Elverfeldt, J., Schlüter, M., Feseker, T., Kölling, M., 2005. Rhizon sampling of porewaters near the sediment-water interface of aquatic systems. *Limnol. Oceanogr. Methods* 3, 361–371. doi:10.4319/lom.2005.3.361
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys. J. Int.* 169, 1180–1200. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x
- Seyfried, W.E., Bischoff, J.L., 1979. Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70°C and 150°C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1937–1947. doi:10.1016/0016-7037(79)90006-1
- Seyfried, W.E., Mottl, M.J., 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 985–1002. doi:10.1016/0016-7037(82)90054-0
- Sibuet, M., Olu, K., 1998. Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold-seep communities at active and passive margins. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 45, 517–567. doi:10.1016/S0967-0645(97)00074-X
- Sierro, F., Flores, J., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F., Krijgsman, W., 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Mar. Geol.* 153, 137–146. doi:10.1016/S0025-3227(98)00085-1
- Spinelli, G.A., Harris, R.N., 2011. Effects of the legacy of axial cooling on partitioning of hydrothermal heat extraction from oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, n/a-n/a. doi:10.1029/2011JB008248
- Staudigel, H., Hart, S.R., 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 337–350. doi:10.1016/0016-7037(83)90257-0

- Staudigel, H., Hart, S.R., Richardson, S.H., 1981. Alteration of the oceanic crust: Processes and timing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 311–327. doi:10.1016/0012-821X(81)90186-2
- Stein, C.A., Stein, S., 1994. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 3081–3095. doi:10.1029/93JB02222
- Stein, C.A., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123–129.
- Stein, J.S., Fisher, A.T., 2003. Observations and models of lateral hydrothermal circulation on a young ridge flank: Numerical evaluation of thermal and chemical constraints. *Geochem. Geophys. Geosystems* 4, n/a-n/a. doi:10.1029/2002GC000415
- Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Watts, A.B., Mauffret, A., 1992. Crustal and velocity structure of the Valencia trough (western Mediterranean), Part I. A combined refraction/ wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Geol. Geophys. Valencia West. Mediterr.* 203, 1–20. doi:10.1016/0040-1951(92)90212-O
- van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 33, 393–419. doi:10.1002/2013TC003349
- Vengosh, A., Gieskes, J., Mahn, C., 2000. New evidence for the origin of hypersaline pore fluids in the Mediterranean basin. *Chem. Geol.* 163, 287–298. doi:10.1016/S0009-2541(99)00131-X
- Vengosh, A., Starinsky, A., Anati, D.A., 1994. The origin of Mediterranean interstitial waters—relics of ancient Miocene brines: A re-evaluation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 613–627. doi:10.1016/0012-821X(94)90095-7
- Villinger, H., Bach, W., Biddle, J., Blazejak, A., Edwards, K., Ferdelman, T., Heesemann, B., Heuer, V., Kaul, N., Kellermann, M., 2009. Mid-Atlantic Ridge Site Surveys of Sediments and Basement in North Pond (Western Flank of the Mid-Atlantic Ridge, 23 N).
- Villinger, H., Grevemeyer, I., Kaul, N., Hauschild, J., Pfender, M., 2002. Hydrothermal heat flux through aged oceanic crust: where does the heat escape? *Earth Planet. Sci. Lett.* 202, 159–170. doi:10.1016/S0012-821X(02)00759-8
- Vogt, P.R., Cherkashev, G., Ginsburg, G., Ivanov, G., Milkov, A., Crane, K., Sundvor, A., Pimenov, N., Egorov, A., 1997. Haakon Mosby Mud Volcano provides unusual example of venting. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 78, 549–557. doi:10.1029/97EO00326
- Von Herzen, R., Cordery, M., Detrick, R., Fang, C., 1989. Heat flow and the thermal origin of hot spot swells: the Hawaiian swell revisited. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 13783–13799.
- Von Herzen, R., Finckh, P., Hsu, K., 1974. Heat-flow measurements in Swiss lakes. *J. Geophys.* 40, 141–172.
- Von Herzen, R., Maxwell, A.E., 1959. The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe method. *J. Geophys. Res.* 64, 1557–1563. doi:10.1029/JZ064i010p01557
- Von Herzen, R.P., 2004. Geothermal evidence for continuing hydrothermal circulation in older (> 60 Ma) ocean crust. *Hydrogeol. Ocean. Lithosphere* 414–450.
- Von Herzen, R.P., 1987. 15. Measurement of Oceanic Heat Flow. *Geophysics* 24, 227–263. doi:10.1016/S0076-695X(08)60600-6
- Von Herzen, R.P., Uyeda, S., 1963. Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.* 68, 4219–4250. doi:10.1029/JZ068i014p04219
- Wardell, N., Camerlenghi, A., Urgeles, R., Geletti, R., Tinivella, U., Giustiniani, M., Accettella, D., 2014. Seismic evidence for Messinian salt deformation and fluid circulation on the

- South Balearic margin (Western Mediterranean). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Warren, J.K., 2017. Salt usually seals, but sometimes leaks: Implications for mine and cavern stabilities in the short and long term. *Earth-Sci. Rev.* 165, 302–341. doi:10.1016/j.earscirev.2016.11.008
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Science & Business Media.
- Wheat, C.G., Elderfield, H., Mottl, M.J., Monnin, C., 2000. Chemical composition of basement fluids within an oceanic ridge flank: Implications for along-strike and across-strike hydrothermal circulation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 13437–13447. doi:10.1029/2000JB900070
- Wheat, C.G., Fisher, A.T., 2008. Massive, low-temperature hydrothermal flow from a basaltic outcrop on 23 Ma seafloor of the Cocos Plate: Chemical constraints and implications. *Geochem. Geophys. Geosystems* 9, n/a-n/a. doi:10.1029/2008GC002136
- Wheat, C.G., Mottl, M.J., 2000. Composition of pore and spring waters from Baby Bare: global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 629–642. doi:10.1016/S0016-7037(99)00347-6
- Wheat, C.G., Mottl, M.J., 1994. Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: Factors controlling basement water composition. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 3067–3080. doi:10.1029/93JB01612
- Wheat, C.G., Mottl, M.J., Fisher, A.T., Kadko, D., Davis, E.E., Baker, E., 2004. Heat flow through a basaltic outcrop on a sedimented young ridge flank. *Geochem. Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2004GC000700
- White, N., Thompson, M., Barwise, T., 2003. Understanding the thermal evolution of deep-water continental margins. *Nature* 426, 334.
- Winslow, D.M., Fisher, A.T., 2015. Sustainability and dynamics of outcrop-to-outcrop hydrothermal circulation. *Nat. Commun.* 6.
- Winslow, D.M., Fisher, A.T., Stauffer, P.H., Gable, C.W., Zvoloski, G.A., 2016. Three-dimensional modeling of outcrop-to-outcrop hydrothermal circulation on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 1365–1382. doi:10.1002/2015JB012606
- Ziebis, W., McManus, J., Ferdelman, T., Schmidt-Schierhorn, F., Bach, W., Muratli, J., Edwards, K.J., Villinger, H., 2012. Interstitial fluid chemistry of sediments underlying the North Atlantic gyre and the influence of subsurface fluid flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* 323–324, 79–91. doi:10.1016/j.epsl.2012.01.018

CHAPITRE VI. ANNEXES

VI.1 Annexes du chapitre III

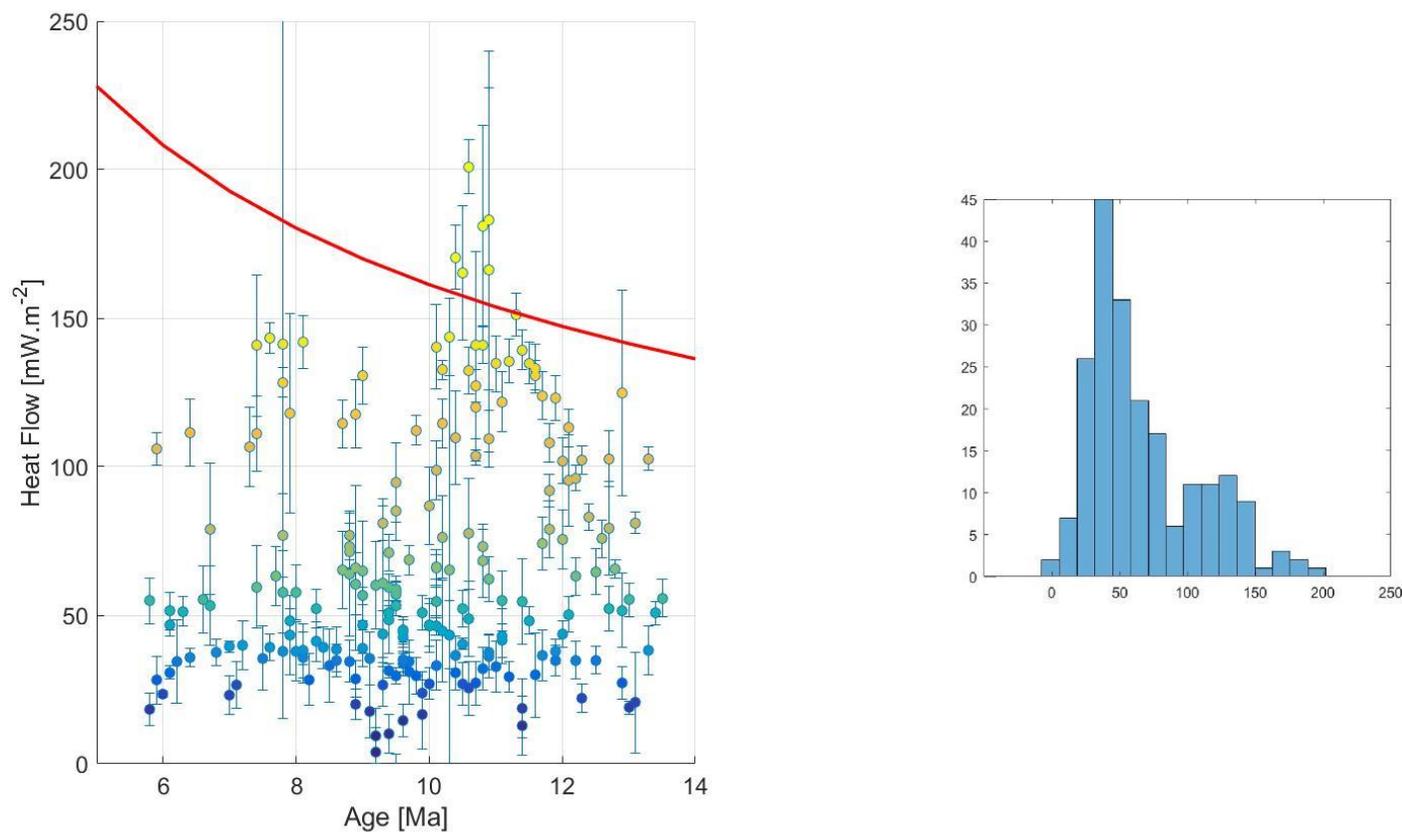


Figure VI-1. a) Valeur du flux de chaleur corrigé en fonction de l'âge de la croûte océanique sur le segment OHI. La courbe rouge représente le modèle de refroidissement de la croûte par conduction de Stein and Stein 1992. Les points sont colorés afin de mieux visualiser les valeurs de flux (bleu faibles et jaune élevés). La barre d'erreur correspond à 1σ . b) Histogramme des valeurs de flux de chaleur.

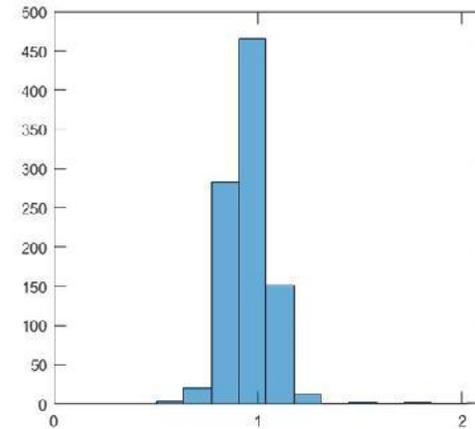
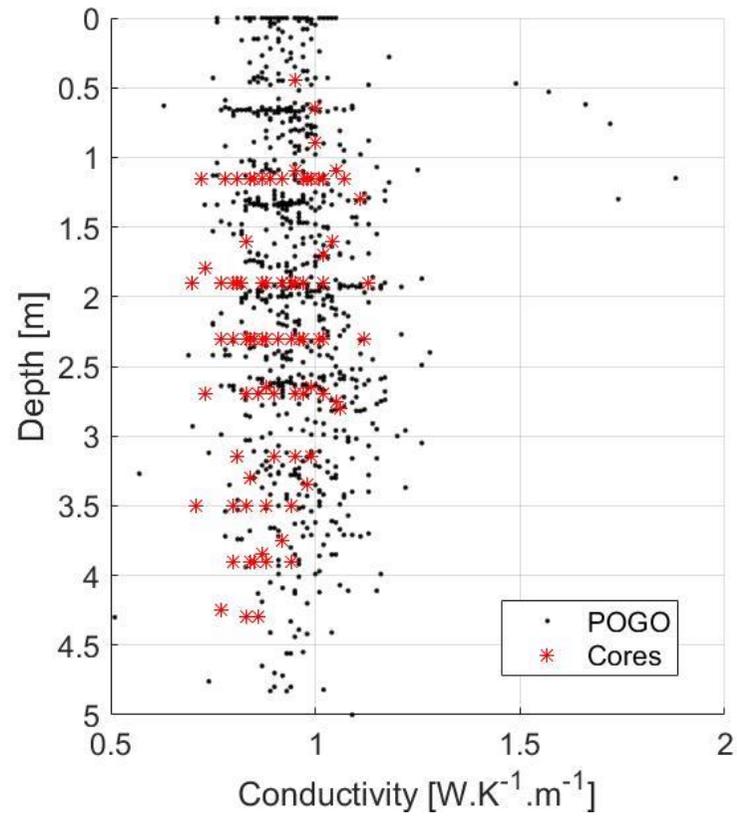


Figure VI-2. a) Conductivité en fonction de la profondeur pour les mesures POGO (in situ) et des carottes de la campagne Oceanograflu. b) Histogramme des valeurs de conductivité.

Table VI-1. Table of sedimentation corrections assuming two different sediment velocities (1850 and 2050 m/s) and three models cor1 (Von Herzen et al., 1974), cor2 (Hutchison, 1985) and cor3 (Lucazeau and Le Douaran, 1985). All corrections are percentage of surface heat-flow. *ec* and *ed* are respectively compacted and decompacted thicknesses.

id	t(Ma)	ec(m)	ed(m)	cor1	cor2	cor3	ec(m)	ed(m)	cor1	cor2	cor3
OCNG1-1	6.8	239.1	262.6	3.5	3.9	3.9	264.5	293	3.8	4.2	4.2
OCNG1-2	7	230.4	252.2	3.3	3.7	3.7	255.2	281.8	3.6	4	4
OCNG1-3	7.1	329.5	373.2	4.6	5	5	364.9	418.2	5	5.4	5.4
OCNG1-4	7.2	344.7	392.4	4.7	5.1	5.1	381.3	439.3	5.2	5.5	5.5
KT1	8.1	277.8	309.2	3.7	4	4	307.5	345.8	4	4.4	4.4
OCNG2-1	8.1	277.8	309.2	3.7	4	4	307.5	345.8	4	4.4	4.4
OCNG2-2	8.1	371.5	426.7	4.8	5.1	5.1	411	478.1	5.3	5.6	5.6
OCNG2-3	8.2	322.1	363.9	4.2	4.5	4.5	356.7	407.7	4.6	4.9	4.9
OCNG2-4	8.3	466.8	552.4	5.9	6.1	6.1	516.6	620.5	6.4	6.6	6.6
OCNG2-5	8.3	409.6	476.2	5.2	5.5	5.5	454.1	535.3	5.7	6	5.9
OCNG2-6	8.4	394.3	456.1	5	5.3	5.3	436.6	512	5.5	5.8	5.7
OCNG2-7	8.5	411.1	478.2	5.2	5.4	5.4	455.1	536.6	5.7	5.9	5.9
OCNG2-8	8.6	289.5	323.5	3.7	4.1	4.1	320.8	362.4	4.1	4.4	4.4
OCNG2-9	8.7	425.9	497.7	5.3	5.5	5.5	471.5	558.8	5.8	6	6
OCNG2-10	8.8	170.1	182.1	2.2	2.5	2.5	188.6	203.3	2.4	2.8	2.8
KT2	8.8	367.8	421.9	4.6	4.9	4.9	188.6	203.3	2.4	2.8	2.8
OCNG2-11	8.9	585.1	716.7	6.9	7	7	406.9	472.7	5	5.3	5.3
OCNG2-12	9	329.7	373.4	4.1	4.4	4.4	647.8	807.4	7.5	7.6	7.5
OCNG2-13	9.2	170.1	182.1	2.2	2.5	2.5	364.9	418.2	4.4	4.8	4.7
OCNG3-1	9.4	265.2	293.9	3.3	3.6	3.6	294.2	329.3	3.6	3.9	3.9
OCNG3-2	9.5	209.7	227.8	2.6	2.9	2.9	232.7	254.9	2.9	3.2	3.2
OCNG3-3	9.6	193.4	208.9	2.4	2.7	2.7	214.2	233.1	2.6	3	3
OCNG3-4	10.1	375.2	431.4	4.4	4.7	4.6	415.1	483.5	4.8	5.1	5
OCNG3-5	10.3	536.2	647.8	6	6.1	6.1	593.5	728.7	6.5	6.6	6.6
OCNG3-6	10.4	540.1	653.2	6	6.1	6.1	598.6	736.1	6.6	6.7	6.6
OCNG3-7	10.5	415	483.3	4.7	5	4.9	459.2	542.2	5.1	5.4	5.3

OCNG3-8	10.6	390.9	451.8	4.4	4.7	4.7	432.5	506.5	4.8	5.1	5.1
OCNG3-9	10.7	346.3	394.5	3.9	4.3	4.2	383.4	442	4.3	4.6	4.6
OCNG3-10	10.8	378.3	435.5	4.2	4.6	4.5	419.2	488.9	4.7	4.9	4.9
OCNG3-11	11	403	467.5	4.5	4.7	4.7	445.9	524.3	4.9	5.1	5.1
OCNG3-12	11.1	429.8	502.9	4.7	5	4.9	475.6	564.3	5.2	5.4	5.3
OCNG3-13	11.2	439.8	516.2	4.8	5	5	486.9	579.7	5.3	5.5	5.4
OCNG3-14	11.3	494	589.4	5.3	5.5	5.5	547.3	663.3	5.8	6	5.9
OCNG3-15	11.4	537	648.8	5.7	5.9	5.8	594.5	730.2	6.2	6.3	6.3
OCNG3-16	11.5	649.3	809.6	6.7	6.7	6.6	719.5	913.9	7.3	7.3	7.2
OCNG3-17	11.6	612.7	756.3	6.3	6.4	6.3	678.5	852.7	6.9	6.9	6.8
OCNG3-18	11.7	604.4	744.3	6.2	6.3	6.3	669.3	839	6.8	6.8	6.7
OCNG3-19	11.8	579	708	6	6.1	6	641.7	798.4	6.6	6.6	6.5
OCNG3-20	11.9	523.5	630	5.4	5.6	5.6	580.2	709.7	6	6.1	6
OCNG3-21	12	472.2	559.7	4.9	5.2	5.1	522.8	629	5.4	5.6	5.5
OCNG3-22	12.1	436.5	511.7	4.6	4.8	4.8	483.8	575.5	5	5.2	5.2
KT3	12.3	414.4	482.6	4.3	4.6	4.6	459.2	542.2	4.8	5	5
KT4	10	278.5	310	3.3	3.7	3.6	308.5	347	3.6	4	4
KT5	8.8	203.8	220.9	2.6	3	3	225.5	246.4	2.9	3.2	3.2
KT6	8.9	319.3	360.5	4	4.3	4.3	353.6	403.8	4.4	4.7	4.7
KT7	9.1	246.9	271.9	3.1	3.5	3.4	273.7	304.2	3.4	3.8	3.8
KT8	9.3	191.4	206.5	2.4	2.7	2.7	212.2	230.7	2.6	3	3
KT9	9.4	240.3	263.9	3	3.3	3.3	266.5	295.5	3.3	3.6	3.6
KT10	9.6	288.6	322.4	3.5	3.8	3.8	319.8	361.1	3.8	4.2	4.2
OCNG4-7	9.7	160.9	171.6	2	2.3	2.3	178.4	191.5	2.2	2.5	2.5
OCNG4-8	9.9	153.6	163.5	1.9	2.1	2.2	170.1	182.2	2.1	2.4	2.4
OCNG4-9	10.1	149.6	158.9	1.8	2.1	2.1	166.1	177.5	2	2.3	2.3
OCNG4-10	10.8	143.3	151.8	1.7	1.9	1.9	158.9	169.4	1.9	2.1	2.1
OCNG4-11	10.9	230.4	252.2	2.6	3	3	255.2	281.8	2.9	3.2	3.2
OCNG4-12	11.1	168.1	179.8	1.9	2.2	2.2	186.6	200.9	2.1	2.4	2.4
OCNG4-12a	11.1	168.1	179.8	1.9	2.2	2.2	186.6	200.9	2.1	2.4	2.4
OCNG4-13	11.2	435	509.8	4.7	5	5	481.8	572.7	5.2	5.4	5.4
OCNG4-14	11.4	500.5	598.3	5.3	5.5	5.5	554.5	673.4	5.9	6	5.9

OCNG4-15	11.4	334.3	379.3	3.7	4	4	370	424.8	4	4.3	4.3
OCNG4-16	11.6	317.8	358.6	3.5	3.8	3.8	351.6	401.2	3.8	4.1	4.1
OCNG4-17	11.7	396.3	458.8	4.3	4.5	4.5	438.7	514.7	4.7	4.9	4.9
OCNG4-18	11.9	399.1	462.4	4.3	4.5	4.5	441.8	518.8	4.7	4.9	4.9
OCNG4-19	12	374.3	430.2	4	4.3	4.3	414.1	482.1	4.4	4.7	4.6
OCNG4-20	12.1	387.4	447.2	4.1	4.4	4.4	429.5	502.4	4.5	4.8	4.7
OCNG4-21	12.2	368.5	422.9	3.9	4.2	4.2	408	474	4.3	4.6	4.5
OCNG4-22	12.4	365	418.3	3.8	4.1	4.1	403.9	468.7	4.2	4.5	4.5
OCNG4-23	12.5	216	235.2	2.3	2.6	2.6	238.8	262.2	2.6	2.9	2.9
OCNG4-24	12.6	141.6	150	1.5	1.8	1.8	156.8	167.1	1.7	2	2
KT11	12.7	333.7	378.6	3.5	3.8	3.8	180.4	193.9	1.9	2.2	2.2
OCNG4-25	12.9	347.2	395.7	3.6	3.9	3.9	370	424.8	3.8	4.1	4.1
OCNG4-26	13	369.1	423.6	3.8	4.1	4	384.4	443.3	3.9	4.2	4.2
OCNG4-27	13.1	282.1	314.4	2.9	3.2	3.2	409	475.4	4.1	4.4	4.4
OCNG4-28	13.3	379.6	437.2	3.8	4.1	4.1	312.6	352.1	3.2	3.5	3.5
OCNG4-29	13.4	333.9	378.8	3.4	3.7	3.7	420.3	490.2	4.2	4.5	4.4
OCNG4-30	13.5	162.7	173.7	1.7	2	2	370	424.8	3.7	4	4
KT12	9.5	298.4	334.5	3.6	4	4	330	373.9	4	4.3	4.3
OCNG5-1	9.6	367.4	421.4	4.4	4.7	4.7	406.9	472.7	4.8	5.1	5.1
OCNG5-2	9.7	484.6	576.6	5.6	5.8	5.8	537.1	649	6.2	6.3	6.3
OCNG5-3	9.9	440.4	516.9	5.1	5.4	5.3	487.9	581.1	5.6	5.8	5.8
OCNG5-4	10	451.3	531.5	5.2	5.4	5.4	500.2	597.9	5.7	5.9	5.8
OCNG5-5a	10.1	429.4	502.4	4.9	5.2	5.2	475.6	564.3	5.4	5.6	5.6
OCNG5-6	10.3	490.5	584.6	5.5	5.7	5.7	543.3	657.6	6	6.2	6.1
OCNG5-7	10.4	510.1	611.6	5.7	5.9	5.8	564.8	687.9	6.2	6.4	6.3
OCNG5-8	10.5	500.1	597.8	5.6	5.8	5.7	553.5	672	6.1	6.2	6.2
OCNG5-9	10.6	465	549.9	5.2	5.4	5.4	514.5	617.7	5.7	5.9	5.8
OCNG5-10	10.7	445	523.1	4.9	5.2	5.2	493	588.1	5.4	5.7	5.6
OCNG5-11	10.8	489.2	582.9	5.4	5.6	5.5	542.2	656.2	5.9	6.1	6
OCNG5-12	10.9	340.6	387.2	3.8	4.1	4.1	377.2	434	4.2	4.5	4.5
OCNG5-13	11	70.9	73	0.8	1	1	78.9	81.6	0.9	1.1	1.1
OCNG5-14	11.4	310.4	349.4	3.4	3.7	3.7	343.4	390.8	3.8	4.1	4.1

OCNG5-15	11.5	365.6	419.1	4	4.3	4.3	404.9	470	4.4	4.7	4.6
OCNG5-16	11.6	269.9	299.5	3	3.3	3.3	299.3	335.6	3.3	3.6	3.6
OCNG5-17	11.7	245.4	270.1	2.7	3	3	271.6	301.7	3	3.3	3.3
OCNG5-18	11.8	223.2	243.7	2.5	2.8	2.8	247	272	2.7	3	3
OCNG5-19	12	314.7	354.7	3.4	3.7	3.7	348.5	397.3	3.7	4	4
OCNG5-20	12.2	273.2	303.6	2.9	3.3	3.2	302.4	339.4	3.2	3.6	3.5
OCNG5-21	12.7	92.4	96	1	1.2	1.2	102.5	106.9	1.1	1.3	1.3
OCNG5-22	12.8	403	467.5	4.1	4.4	4.4	445.9	524.3	4.5	4.8	4.7
KT13	7.8	29.6	30	0.4	0.5	0.5	32.8	33.3	0.5	0.6	0.6
OCNG6-3	9	333	377.6	4.1	4.5	4.5	369	423.5	4.5	4.9	4.8
OCNG6-4	9.3	320.2	361.6	3.9	4.3	4.2	354.6	405.1	4.3	4.6	4.6
OCNG6-5	9.5	342.6	389.8	4.1	4.5	4.4	379.3	436.7	4.5	4.8	4.8
OCNG6-6	9.5	469.8	556.4	5.5	5.8	5.7	520.7	626.2	6.1	6.2	6.2
OCNG6-7	9.6	83.3	86.2	1.1	1.2	1.2	92.3	95.8	1.2	1.4	1.4
OCNG6-8	9.9	435.2	510	5	5.3	5.3	481.8	572.7	5.5	5.8	5.7
OCNG6-9	10	508.7	609.5	5.8	6	5.9	563.8	686.4	6.3	6.5	6.4
OCNG6-10	10.1	478.3	568	5.4	5.7	5.6	529.9	639	6	6.1	6.1
OCNG6-11	10.2	511.8	613.9	5.8	5.9	5.9	566.8	690.8	6.3	6.4	6.4
OCNG6-12	10.2	425.2	496.7	4.9	5.1	5.1	470.5	557.4	5.3	5.6	5.5
OCNG6-13	10.1	309.7	348.5	3.6	4	4	343.4	390.8	4	4.3	4.3
OCNG6-14	10.2	178.3	191.5	2.1	2.5	2.4	197.8	214	2.4	2.7	2.7
KT14	13.3	162.7	173.7	1.7	2	2	180.4	193.9	1.9	2.2	2.2
KT15	12.9	165	176.3	1.8	2	2	182.4	196.2	1.9	2.2	2.2
OCNG7-1	13.1	386.4	445.9	3.9	4.2	4.2	428.5	501.1	4.3	4.6	4.5
OCNG7-2	13	255.8	282.5	2.7	3	3	282.9	315.4	2.9	3.3	3.2
OCNG7-3	12.9	319.7	360.9	3.3	3.6	3.6	353.6	403.8	3.7	4	3.9
OCNG7-4	12.7	380.2	437.9	3.9	4.2	4.2	421.3	491.6	4.3	4.6	4.6
OCNG7-5	12.5	170.6	182.6	1.9	2.1	2.1	188.6	203.3	2	2.3	2.3
OCNG8-32	12.3	255.4	282.1	2.8	3.1	3.1	92.3	95.8	1	1.2	1.2
OCNG8-31	12.2	248	273.2	2.7	3	3	204	221.1	2.2	2.5	2.5
OCNG8-30	12.1	68.2	70.2	0.8	0.9	0.9	419.2	488.9	4.4	4.7	4.6
OCNG8-29	11.9	144.3	153	1.6	1.9	1.9	447.9	527	4.7	5	4.9

OCNG8-28	11.8	191.9	207.2	2.1	2.4	2.4	114.8	120.3	1.3	1.5	1.5
OCNG8-27	11.1	125.2	131.8	1.5	1.7	1.7	307.5	345.8	3.4	3.8	3.8
OCNG8-26	10.9	205.7	223.2	2.4	2.7	2.7	505.3	604.9	5.5	5.7	5.7
OCNG8-25	10.8	183.7	197.7	2.1	2.4	2.4	556.6	676.3	6	6.2	6.1
OCNG8-24	10.7	165.8	177.2	1.9	2.2	2.2	271.6	301.7	3.1	3.5	3.4
OCNG8-23	10.5	165.8	177.2	2	2.3	2.3	384.4	443.3	4.4	4.7	4.6
KT18	10.5	252.4	278.4	2.9	3.3	3.3	428.5	501.1	4.8	5.1	5.1
OCNG8-22	10.4	280.1	312.1	3.3	3.6	3.6	423.3	494.3	4.8	5.1	5
OCNG8-21	10.2	192.7	208	2.3	2.6	2.6	671.4	842	7.3	7.3	7.2
OCNG8-20	10.1	249.1	274.4	3	3.3	3.3	635.5	789.4	7	7	7
OCNG8-19	10	254.5	281	3	3.4	3.4	473.5	561.5	5.4	5.7	5.6
OCNG8-18	9.8	300.1	336.6	3.6	3.9	3.9	288	321.7	3.4	3.8	3.8
OCNG8-17	9.6	323.6	365.9	3.9	4.2	4.2	194.8	210.4	2.4	2.7	2.7
OCNG8-16	9.5	242.3	266.3	3	3.3	3.3	157.9	168.2	2	2.3	2.3
OCNG8-15	9.4	142.6	151.1	1.8	2.1	2.1	268.5	297.9	3.3	3.6	3.6
OCNG8-14	9.2	175.9	188.8	2.2	2.5	2.5	358.8	410.3	4.4	4.7	4.7
OCNG8-13	9.1	260.3	287.9	3.3	3.6	3.6	332.1	376.5	4.1	4.4	4.4
OCNG8-12	9	427.5	499.8	5.2	5.5	5.4	281.9	314.2	3.5	3.9	3.9
OCNG8-11	8.6	573.3	700	6.9	7	7	275.7	306.7	3.5	3.9	3.9
OCNG8-10	8	606.1	746.8	7.5	7.6	7.5	213.2	231.9	2.9	3.2	3.2
OCNG8-9	7.9	382.2	440.5	5	5.3	5.3	310.6	349.6	4.1	4.5	4.5
OCNG8-8	7.8	346.7	395	4.6	5	4.9	279.8	311.7	3.8	4.1	4.1
KT19	7.6	245.5	270.2	3.4	3.7	3.7	105.6	110.3	1.5	1.7	1.8
OCNG8-7	7.4	502.1	600.5	6.6	6.8	6.8	183.5	197.4	2.6	2.9	2.9
OCNG8-7a	7.4	455.8	537.6	6.1	6.3	6.3	183.5	197.4	2.6	2.9	2.9
OCNG8-6	7.3	277.6	309	3.9	4.2	4.2	204	221.1	2.9	3.3	3.3
OCNG8-5	6.7	103.6	108.1	1.6	1.8	1.8	227.6	248.8	3.3	3.7	3.7
OCNG8-4	6.1	404.4	469.3	6	6.3	6.3	138.4	146.4	2.2	2.5	2.5
OCNG8-3	6.1	378.9	436.2	5.6	6	6	212.2	230.7	3.3	3.7	3.7
OCNG8-2	5.9	184.5	198.6	2.9	3.3	3.3	159.9	170.5	2.5	2.9	2.9
OCNG8-1	5.8	83.1	86	1.3	1.6	1.6	75.8	78.3	1.2	1.5	1.5
KT17	6.4	386.7	446.3	5.6	5.9	5.9	274.7	305.4	4.1	4.5	4.5

KT16	7	95	98.8	1.4	1.6	1.7	282.9	315.4	4	4.4	4.4
OCNG9-1	5.8	152.9	162.6	2.4	2.8	2.8	169.1	181	2.7	3.1	3.1
OCNG9-2a	5.9	347.4	395.9	5.3	5.6	5.7	384.4	443.3	5.8	6.1	6.1
OCNG9-3	6	377.3	434.2	5.6	6	6	418.2	487.5	6.2	6.5	6.5
OCNG9-4	6.1	407.8	473.8	6	6.3	6.3	452	532.5	6.6	6.9	6.9
OCNG9-5	6.2	400.8	464.7	5.9	6.2	6.2	443.8	521.5	6.4	6.7	6.7
OCNG9-6	6.3	413.4	481.2	6	6.3	6.3	458.2	540.8	6.6	6.9	6.8
OCNG9-7	6.6	211.1	229.5	3.1	3.5	3.5	233.7	256.1	3.4	3.8	3.8
OCNG9-8	6.7	181	194.6	2.7	3	3.1	200.9	217.6	3	3.3	3.3
OCNG9-9	7.4	68.9	70.9	1	1.2	1.2	75.8	78.3	1.1	1.3	1.3
OCNG9-10	7.5	89.1	92.5	1.3	1.5	1.5	98.4	102.5	1.4	1.6	1.7
OCNG9-11	7.6	64	65.8	0.9	1.1	1.1	70.7	72.8	1	1.2	1.2
OCNG9-12	7.7	134.2	141.7	1.9	2.2	2.2	148.6	157.8	2.1	2.4	2.4
OCNG9-13	7.8	63.5	65.2	0.9	1.1	1.1	70.7	72.8	1	1.2	1.2
OCNG9-14	7.9	320.1	361.5	4.2	4.6	4.6	354.6	405.1	4.7	5	5
OCNG9-15	8	312.3	351.7	4.1	4.5	4.5	345.4	393.4	4.5	4.9	4.9
OCNG9-16	8.9	257.9	285.1	3.3	3.6	3.6	286	319.2	3.6	3.9	3.9
OCNG9-17	8.9	487.3	580.2	5.9	6.1	6.1	540.2	653.3	6.5	6.6	6.6
OCNG9-18	9	443.4	521	5.4	5.6	5.6	491	585.3	5.9	6.1	6.1
OCNG9-19	9.3	228.1	249.5	2.8	3.2	3.2	253.2	279.4	3.1	3.5	3.5
OCNG9-20	9.4	457.2	539.5	5.4	5.7	5.6	506.4	606.4	5.9	6.1	6.1
OCNG9-21	9.5	86	89.1	1.1	1.3	1.3	95.3	99.1	1.2	1.4	1.4
KT20	10.6	143.3	151.8	1.7	2	2	158.9	169.4	1.9	2.2	2.2
KT21	8.7	187	201.4	2.4	2.8	2.8	207.1	224.7	2.7	3	3
KT22	7.6	328.4	371.8	4.4	4.8	4.8	363.9	416.9	4.9	5.2	5.2
KT23	6.4	96.3	100.2	1.5	1.7	1.8	106.6	111.4	1.6	1.9	1.9
OCNG10-1	7.8	175.5	188.2	2.4	2.8	2.8	194.8	210.4	2.7	3	3
KT24	7.8	175.5	188.2	2.4	2.8	2.8	194.8	210.4	2.7	3	3
KT25	7.9	177.5	190.6	2.4	2.8	2.8	196.8	212.8	2.7	3	3
OCNG11-3	8.1	132.8	140.2	1.8	2.1	2.1	147.6	156.7	2	2.3	2.3
OCNG11-4	8.8	493.6	588.8	6	6.2	6.2	546.3	661.9	6.6	6.7	6.6
OCNG11-5	9.3	294	329.1	3.6	4	4	326	368.8	4	4.3	4.3

OCNG11-6a	9.4	316	356.3	3.8	4.2	4.2	349.5	398.6	4.2	4.5	4.5
OCNG11-7	10.1	163.9	175.1	2	2.3	2.3	181.4	195.1	2.2	2.5	2.5
OCNG11-9	10.6	360.2	412.2	4.1	4.4	4.4	398.7	462	4.5	4.8	4.8
OCNG11-10a	10.7	195	210.7	2.3	2.6	2.6	216.3	235.5	2.5	2.8	2.8
OCNG11-11	10.8	101	105.3	1.2	1.4	1.4	111.7	117	1.3	1.5	1.5
OCNG12-1	8.8	140.6	148.8	1.8	2.1	2.1	155.8	165.9	2	2.3	2.3
OCNG12-2	8.9	335	380.2	4.2	4.5	4.5	371	426.1	4.6	4.9	4.9
OCNG12-3	9	219.7	239.6	2.8	3.1	3.1	242.9	267.1	3.1	3.4	3.4
OCNG12-4	9.2	405.6	470.9	4.9	5.2	5.2	449	528.4	5.4	5.6	5.6
OCNG12-5	9.4	591.4	725.7	6.8	6.9	6.8	655	817.9	7.5	7.5	7.4
OCNG12-6	9.5	496.7	593.1	5.8	6	6	550.4	667.7	6.4	6.5	6.4
OCNG12-7	9.5	328.6	372.1	4	4.3	4.3	363.9	416.9	4.4	4.7	4.7
OCNG12-8	9.6	160.5	171.2	2	2.3	2.3	177.3	190.4	2.2	2.5	2.5
OCNG12-9	9.7	455.4	537.1	5.3	5.6	5.5	504.3	603.5	5.8	6	6
OCNG12-10	9.8	344.5	392.1	4.1	4.4	4.4	381.3	439.3	4.5	4.8	4.8
OCNG12-11	10.3	151.2	160.8	1.8	2.1	2.1	167.1	178.7	2	2.3	2.3
KT26	10.7	832.4	1087.4	8.6	8.4	8.2	921.5	1229.1	9.4	9	8.8
KT27	10.6	110.6	115.7	1.3	1.5	1.6	133.3	140.7	1.6	1.8	1.8
KT28	10.9	236	258.8	2.7	3	3	123	129.3	1.4	1.7	1.7
KT29	10.9	162.7	173.7	1.9	2.2	2.2	261.4	289.2	3	3.3	3.3

Table VI-2. Table of heat-flow measurements. First column is the site name (OCNG*-* for POGO measurements and KT* for Küllenbercores equipped with thermistors). Second and third columns are longitude and latitude (decimal degrees). z is bathymetry from echosounding (meters). T_w is sea-bottom temperature (in °C). Tilt is the angle of the instrument in the sediment (°). nT is the number of available thermistors (maximum 7). G is the uncorrected temperature gradient (mKm-1). $n\lambda$ is the number of thermal conductivity measurements. λ is the thermal conductivity (Wm-1K-1). UHF is the uncorrected heat-flow (mWm-2). CTHF is the heat-flow corrected for topographic, refraction and sedimentation effects (mWm-2). σ_{HF} is the standard error on corrected heat-flow values (mWm-2).

Site	long	lat	z	Tw	tilt	nT	G	nλ	λ	UHF	CTHF	σHF
profile 23W												
OCNG1-1	-37.0717	35.3807	3321	2.67	0.9	6	35.1	6	0.88	31.0	37.6	4.5
OCNG1-2	-37.0889	35.3829	3330	2.66	13.8	6	27.7	6	0.90	24.8	23.2	6.5
OCNG1-3	-37.1057	35.3870	3355	2.62	4.2	6	28.7	0	0.90	25.8	26.6	7.8
OCNG1-4	-37.1227	35.3897	3350	2.64	4.6	6	34.0	0	0.90	30.6	39.8	8.2
KT1	-37.2625	35.4159	3430	2.53	6.1	5	39.7	1	0.87	34.6	35.7	2.3
OCNG2-1	-37.2621	35.4158	3429	2.53	0.0	5	41.0	4	0.90	36.9	38.1	9.0
OCNG2-2	-37.2707	35.4252	3469	2.53	15.4	6	34.5	0	0.90	31.1	35.8	8.5
OCNG2-3	-37.2809	35.4193	3466	2.51	9.2	6	35.5	0	0.90	32.0	28.3	8.7
OCNG2-4	-37.2909	35.4207	3473	2.51	1.0	6	38.0	3	0.87	33.2	41.1	6.6
OCNG2-5	-37.3015	35.4234	3475	2.52	3.4	5	50.7	4	0.93	46.9	52.2	6.4
OCNG2-6	-37.3147	35.4265	3491	2.52	9.1	5	41.1	4	0.90	36.9	39.1	7.0
OCNG2-7	-37.3298	35.4283	3503	2.53	9.5	5	33.5	2	0.89	29.9	33.1	12.3
OCNG2-8	-37.3421	35.4308	3504	2.55	18.0	5	39.0	4	1.12	43.6	38.5	7.6
OCNG2-9	-37.3537	35.4336	3504	2.55	21.3	5	47.4	3	1.16	54.9	65.2	13.0

OCNG2-10	-37.3755	35.4374	3473	2.59	58.1	3	84.7	0	0.90	76.2	63.7	20.8
KT2	-37.3758	35.4371	3469	2.51	1.1	5	99.0	4	0.86	85.2	73.0	7.9
OCNG2-11	-37.3902	35.4403	3482	2.54	63.8	4	68.6	2	0.86	58.9	65.9	27.8
OCNG2-12	-37.4039	35.4428	3469	2.54	8.9	6	36.4	0	0.90	32.8	46.7	9.7
OCNG2-13	-37.4378	35.4488	3468	2.53	11.6	5	67.5	0	0.90	60.8	60.0	14.7
OCNG3-1	-37.4710	35.4551	3471	2.52	3.6	6	54.8	6	0.92	50.6	50.9	2.3
OCNG3-2	-37.4923	35.4590	3463	2.52	5.7	6	64.3	7	0.87	56.1	58.0	3.2
OCNG3-3	-37.5011	35.4611	3464	2.53	4.3	6	48.2	6	0.91	44.0	45.1	4.3
OCNG3-4	-37.5811	35.4757	3576	2.49	5.1	6	50.6	6	0.87	44.0	46.5	3.3
OCNG3-5	-37.6013	35.4797	3577	2.50	13.4	6	149.8	6	0.86	128.1	143.7	13.1
OCNG3-6	-37.6231	35.4833	3580	2.51	35.5	4	153.5	2	1.00	154.0	170.4	10.8
OCNG3-7	-37.6395	35.4866	3576	2.50	18.4	6	158.2	5	1.01	159.3	165.4	22.6
OCNG3-8	-37.6556	35.4897	3577	2.48	5.3	6	137.9	6	0.91	125.2	132.5	7.9
OCNG3-9	-37.6718	35.4930	3618	2.49	4.1	6	133.6	6	0.92	122.5	127.2	5.5
OCNG3-10	-37.6880	35.4952	3645	2.44	3.0	6	133.9	6	0.96	128.3	141.0	6.2
OCNG3-11	-37.7040	35.4988	3658	2.42	1.5	6	134.4	5	0.95	127.8	134.6	9.5
OCNG3-12	-37.7201	35.5016	3663	2.42	1.6	6	133.7	6	0.89	119.1	121.9	10.2
OCNG3-13	-37.7361	35.5044	3657	2.42	2.9	6	147.4	6	0.88	130.2	135.5	7.4
OCNG3-14	-37.7521	35.5078	3659	2.41	4.9	6	152.8	6	0.94	143.5	151.2	7.3
OCNG3-15	-37.7686	35.5107	3664	2.43	4.3	6	145.4	6	0.91	131.6	139.3	6.7
OCNG3-16	-37.7846	35.5136	3674	2.42	3.5	6	153.3	6	0.79	121.7	134.9	7.1

Annexes

OCNG3-17	-37.8014	35.5170	3693	2.42	6.4	6	150.8	6	0.79	119.6	130.7	5.0
OCNG3-18	-37.8170	35.5202	3692	2.44	3.7	6	127.0	6	0.89	112.4	123.9	8.0
OCNG3-19	-37.8335	35.5228	3691	2.44	4.1	6	127.0	6	0.80	101.9	108.1	6.5
OCNG3-20	-37.8498	35.5262	3730	2.44	2.0	5	116.7	6	0.99	114.9	123.0	7.5
OCNG3-21	-37.8658	35.5291	3737	2.42	6.7	4	106.8	2	0.98	104.2	102.0	7.8
OCNG3-22	-37.8820	35.5323	3715	2.44	3.7	5	116.7	5	0.95	111.0	113.1	6.3
KT3	-37.9108	35.5372	3753	2.40	1.0	4	112.7	1	0.90	101.9	102.2	4.8
profile 25W												
KT4	-37.6837	35.3416	2859	3.01	2.2	3	81.0	3	0.86	69.6	86.9	13.0
OCNG6-13	-37.6979	35.3445	2872	3.01	10.5	5	51.7	5	1.01	52.4	54.7	5.5
OCNG6-14	-37.7119	35.3467	2954	2.97	14.5	4	43.1	4	1.01	43.4	44.6	17.1
profile 27W												
KT5	-37.3608	35.1271	2726	3.16	2.6	5	23.4	6	0.91	21.3	34.5	7.1
KT6	-37.3783	35.1301	2769	3.15	0.9	4	13.5	6	0.84	11.3	20.0	5.1
KT7	-37.3952	35.1338	2786	3.12	1.2	4	24.1	7	0.92	22.2	35.4	9.0
KT8	-37.4320	35.1402	2766	3.09	1.9	5	44.0	4	0.91	39.8	43.7	7.9
KT9	-37.4458	35.1436	2757	3.11	1.4	4	48.2	5	1.01	48.7	71.0	6.2
KT10	-37.4675	35.1475	2886	3.03	1.6	5	28.6	3	0.98	28.0	33.8	4.1
OCNG4-7	-37.4853	35.1505	2926	3.03	5.8	5	46.2	6	0.95	44.0	34.4	3.1
OCNG4-8	-37.5119	35.1555	2937	3.02	1.7	5	53.6	5	0.93	49.8	50.9	5.7
OCNG4-9	-37.5281	35.1586	2951	3.01	4.8	4	76.1	4	0.93	70.8	65.8	6.4

OCNG4-10	-37.6202	35.1762	2774	3.10	6.0	5	53.7	5	1.09	58.5	68.3	12.4
OCNG4-11	-37.6334	35.1783	2830	3.05	3.0	5	46.8	5	1.09	50.8	62.2	7.5
OCNG4-12	-37.6641	35.1848	3010	2.92	21.2	5	51.5	0	0.91	46.6	43.0	9.3
OCNG4-12a	-37.6641	35.1848	3010	2.92	3.1	5	49.8	5	0.91	45.1	41.5	5.7
OCNG4-13	-37.6793	35.1869	3023	2.94	5.9	5	24.9	5	0.91	22.7	29.3	5.1
OCNG4-14	-37.6959	35.1902	3034	2.95	3.6	5	11.4	5	0.92	10.5	18.6	9.9
OCNG4-15	-37.7127	35.1939	3037	2.98	6.5	5	16.7	5	0.87	14.5	12.8	9.9
OCNG4-16	-37.7296	35.1963	3038	2.99	7.4	5	33.9	5	0.90	30.6	29.8	14.3
OCNG4-17	-37.7461	35.1995	3067	2.96	5.3	5	35.6	5	0.94	33.3	36.6	8.6
OCNG4-18	-37.7623	35.2027	3058	2.90	2.4	6	34.3	6	0.93	31.9	34.8	5.2
OCNG4-19	-37.7777	35.2063	3057	2.90	3.4	6	39.9	6	1.00	39.9	43.6	4.5
OCNG4-20	-37.7941	35.2084	3078	2.88	11.1	6	46.7	6	1.02	47.7	50.2	6.0
OCNG4-21	-37.8097	35.2118	3081	2.87	9.2	6	96.5	6	0.94	90.2	96.2	4.2
OCNG4-22	-37.8311	35.2149	3077	2.88	8.5	6	80.3	6	0.94	75.6	83.1	4.4
OCNG4-23	-37.8428	35.2181	3077	2.90	5.1	6	68.6	6	0.97	66.5	64.7	7.7
OCNG4-24	-37.8603	35.2212	3070	2.87	6.9	6	81.5	6	0.96	78.6	75.7	6.4
KT11	-37.8703	35.2226	3099	2.80	2.0	5	114.2	7	0.98	112.3	102.7	9.4
OCNG4-25	-37.8930	35.2278	3126	2.79	17.5	6	46.1	5	0.98	45.0	51.7	12.4
OCNG4-26	-37.9094	35.2305	3134	2.78	8.1	6	56.4	5	0.92	51.7	55.2	5.6
OCNG4-27	-37.9259	35.2335	3026	2.79	6.9	6	79.9	6	0.93	73.9	81.1	3.6
OCNG4-28	-37.9420	35.2367	3158	2.78	2.5	6	106.6	6	1.01	107.2	102.7	4.0

Annexes

OCNG4-29	-37.9585	35.2397	3160	2.75	2.8	5	53.4	5	0.91	48.7	50.7	3.9
OCNG4-30	-37.9753	35.2431	3156	2.72	12.0	6	61.4	6	0.93	57.3	55.8	6.3
profile 28W												
KT12	-37.5348	35.0831	2997	2.95	0.4	5	31.4	7	0.81	25.6	29.6	2.8
OCNG5-1	-37.5507	35.0859	3022	2.96	4.9	5	36.5	6	0.91	33.1	35.1	4.0
OCNG5-2	-37.5662	35.0886	3045	2.95	13.8	6	30.5	6	0.89	27.3	30.9	10.7
OCNG5-3	-37.5979	35.0945	3049	2.93	12.3	5	26.1	5	0.88	22.9	23.9	7.2
OCNG5-4	-37.6136	35.0977	3066	2.95	4.0	5	46.3	5	0.99	45.8	46.5	9.0
OCNG5-5a	-37.6294	35.1008	3069	2.93	3.4	5	36.6	5	0.91	33.2	33.1	8.4
OCNG5-6	-37.6449	35.1041	3070	2.92	3.3	5	40.3	5	0.92	37.1	43.4	11.4
OCNG5-7	-37.6607	35.1064	3073	2.92	8.7	5	29.3	5	0.91	26.6	30.6	5.9
OCNG5-8	-37.6769	35.1098	3075	2.93	1.5	5	26.3	5	0.90	23.6	27.0	7.2
OCNG5-9	-37.6932	35.1128	3078	2.92	8.1	5	26.4	4	0.89	23.5	25.4	9.1
OCNG5-10	-37.7096	35.1157	3078	2.90	5.0	5	28.6	5	0.89	25.5	27.1	7.3
OCNG5-11	-37.7258	35.1173	3078	2.88	11.4	5	27.4	5	0.91	25.0	32.1	7.2
OCNG5-12	-37.7421	35.1221	3069	2.89	8.4	5	37.6	5	0.90	33.8	36.2	7.4
OCNG5-13	-37.7581	35.1252	3050	2.90	3.3	6	60.4	6	0.98	59.3	32.6	8.6
OCNG5-14	-37.8087	35.1345	3052	2.91	12.9	6	47.2	5	1.03	48.5	54.5	14.4
OCNG5-15	-37.8249	35.1376	3047	2.91	7.2	6	44.3	6	0.94	41.7	48.2	4.7
OCNG5-16	-37.8408	35.1407	2990	2.91	2.2	6	130.4	6	1.01	131.4	133.1	8.2
OCNG5-17	-37.8583	35.1439	3004	2.93	8.6	6	71.4	6	0.96	68.8	74.0	8.9

OCNG5-18	-37.8731	35.1485	2954	2.98	6.5	6	63.0	6	1.05	66.4	78.9	9.5
OCNG5-19	-37.9051	35.1531	2907	3.00	6.8	5	56.0	5	1.03	57.6	75.6	10.0
OCNG5-20	-37.9209	35.1558	2908	3.01	6.5	6	43.4	6	1.00	43.2	63.1	6.4
OCNG5-21	-38.0044	35.1739	3191	2.68	14.9	6	108.2	5	0.94	102.0	79.2	15.7
OCNG5-22	-38.0145	35.1802	3208	2.69	2.7	5	67.4	5	0.87	58.5	65.5	3.1
profile 26W												
KT13	-37.4300	35.2167	2622	3.20	2.1	2	44.7	1	0.98	43.9	37.7	0.4
OCNG6-3	-37.6332	35.2551	2834	2.94	5.0	6	44.1	6	0.94	41.4	56.6	2.9
OCNG6-4	-37.6853	35.2645	2855	2.94	5.4	6	62.4	6	1.00	62.2	81.0	5.8
OCNG6-5	-37.7124	35.2703	2890	2.90	5.2	6	50.6	6	0.97	49.2	58.8	4.3
OCNG6-6	-37.7258	35.2729	2998	2.92	3.4	5	81.2	5	0.92	75.0	94.6	13.3
OCNG6-7	-37.7375	35.2750	3028	2.89	7.1	6	66.4	6	0.96	63.6	42.8	5.8
OCNG6-8	-37.7861	35.2840	3106	2.86	8.3	5	9.4	5	0.90	8.5	16.7	11.6
OCNG6-9	-37.8030	35.2866	3118	2.80	21.0	5	38.3	5	1.00	38.5	46.7	7.2
OCNG6-10	-37.8198	35.2903	3131	2.80	16.7	5	101.3	5	0.88	89.4	98.8	10.0
OCNG6-11	-37.8344	35.2931	3146	2.82	7.9	6	121.1	6	1.00	120.5	132.6	3.2
OCNG6-12	-37.8468	35.2955	3141	2.84	6.0	6	117.1	6	0.91	106.0	114.5	8.3
profile 26E												
KT17	-35.7259	34.8948	2643	3.22	3.5	5	35.1	6	0.82	28.8	35.8	3.0
KT16	-35.6522	34.8816	2565	3.24	2.7	5	36.5	3	0.87	31.8	39.5	1.9
KT21	-35.4110	34.8349	2710	3.18	1.7	5	127.0	5	0.88	111.6	114.4	8.0

Annexes

OCNG12-8	-35.2939	34.8143	2968	3.07	4.5	5	42.2	5	1.02	42.9	44.2	4.1
OCNG12-9	-35.2784	34.8101	2966	3.06	7.0	6	65.1	6	0.89	57.9	68.5	5.1
OCNG12-10	-35.2620	34.8072	2945	3.15	6.1	6	122.4	6	0.88	107.6	112.3	5.1
OCNG12-11	-35.1897	34.7930	2770	3.15	65.5	3	59.6	3	1.04	61.8	65.4	78.2
KT26	-35.1269	34.7816	2838	3.09	4.0	5	100.8	2	0.78	78.8	103.7	1.9
profile 27E												
OCNG7-1	-34.8022	34.6424	2795	3.09	17.1	5	14.3	5	0.99	14.1	20.6	17.0
OCNG7-2	-34.8199	34.6455	2753	3.08	11.7	4	11.3	5	0.96	10.8	18.9	2.3
OCNG7-3	-34.8367	34.6491	2761	3.08	16.1	6	23.4	4	0.97	22.8	27.1	5.5
OCNG7-4	-34.8523	34.6525	2742	3.10	10.5	6	27.8	5	0.98	27.2	52.2	7.4
OCNG7-5	-34.8825	34.6579	2783	3.09	8.2	5	26.4	4	1.01	26.8	34.8	4.6
OCNG8-32	-34.8996	34.6613	2792	3.11	16.9	4	22.7	3	1.03	23.3	22.1	4.7
OCNG8-31	-34.9161	34.6645	2805	3.10	11.7	5	29.9	4	0.94	28.0	34.9	6.2
OCNG8-30	-34.9330	34.6676	2812	3.10	13.2	6	82.5	5	1.04	85.6	95.5	15.4
OCNG8-29	-34.9496	34.6708	2803	3.10	12.5	4	28.2	5	0.94	26.6	37.8	4.0
OCNG8-28	-34.9654	34.6739	2785	3.10	7.6	6	109.9	6	0.96	105.6	92.0	5.5
OCNG8-27	-35.0493	34.6895	2768	3.13	4.7	5	41.5	4	1.00	41.6	54.8	10.1
OCNG8-26	-35.0651	34.6926	2761	3.13	7.8	6	27.6	6	0.98	26.9	37.4	5.8
OCNG8-25	-35.0814	34.6955	2760	3.12	8.2	5	56.2	4	1.02	57.4	73.1	5.8
OCNG8-24	-35.0973	34.6986	2710	3.15	13.6	5	105.8	4	0.95	100.0	120.2	19.7
OCNG8-23	-35.1136	34.7018	2799	3.12	5.8	5	48.9	4	0.92	44.9	52.3	6.2

KT18	-35.1222	34.7034	2801	3.08	2.4	5	42.9	6	0.84	36.0	40.4	1.9
OCNG8-22	-35.1295	34.7049	2799	3.12	5.0	6	41.6	5	0.89	36.9	36.4	6.5
OCNG8-21	-35.1456	34.7079	2785	3.12	7.1	6	63.4	5	0.98	61.9	76.3	13.9
OCNG8-20	-35.1618	34.7111	2785	3.11	6.2	6	57.3	5	0.97	55.5	66.3	4.1
OCNG8-19	-35.1782	34.7141	2780	3.11	5.6	6	22.0	5	0.91	20.1	26.9	5.3
OCNG8-18	-35.1946	34.7174	2770	3.12	6.6	6	36.6	5	0.90	32.9	29.5	6.2
OCNG8-17	-35.2169	34.7213	2622	3.21	11.8	5	14.5	4	0.94	13.6	14.7	5.5
OCNG8-16	-35.2333	34.7243	2594	3.21	19.5	6	1.7	6	1.07	1.8	-3.5	6.6
OCNG8-15	-35.2494	34.7278	2546	3.24	6.7	6	-0.2	6	0.98	-0.2	10.2	6.5
OCNG8-14	-35.2659	34.7309	2553	3.28	6.7	6	2.3	5	0.91	2.1	9.4	9.3
OCNG8-13	-35.2825	34.7339	2536	3.30	10.1	6	9.1	5	0.94	8.5	17.5	8.9
OCNG8-12	-35.2990	34.7370	2513	3.34	6.3	6	21.9	6	0.97	21.3	38.9	6.3
OCNG8-11	-35.3395	34.7446	2737	3.17	8.8	6	24.9	5	0.96	23.9	34.8	5.6
OCNG8-10	-35.4094	34.7577	2577	3.27	15.7	6	43.0	6	1.02	43.6	37.9	10.0
OCNG8-9	-35.4227	34.7605	2579	3.26	10.0	6	30.1	5	0.98	29.5	43.4	13.4
OCNG8-8	-35.4394	34.7637	2568	3.24	23.4	6	36.4	4	1.23	44.8	57.8	13.9
KT19	-35.4660	34.7689	2563	3.19	1.7	2	125.1	3	0.98	122.9	143.4	5.2
OCNG8-7	-35.4820	34.7717	2681	3.20	23.6	4	139.8	3	0.93	130.2	140.8	23.8
OCNG8-7a	-35.4820	34.7717	2681	3.20	8.7	6	103.5	5	0.98	101.2	111.1	12.8
OCNG8-6	-35.4984	34.7748	2680	3.20	6.2	5	101.8	4	0.95	96.7	106.6	13.4
OCNG8-5	-35.5699	34.7881	2653	3.20	19.8	4	59.5	3	1.04	61.6	79.1	22.2

Annexes

OCNG8-4	-35.6328	34.8002	2915	3.19	7.8	6	64.9	6	0.90	58.5	46.8	3.9
OCNG8-3	-35.6438	34.8023	2899	3.19	8.9	6	52.2	6	0.91	47.3	51.4	6.2
OCNG8-2	-35.6612	34.8054	2782	3.21	4.6	6	94.6	5	0.89	84.5	106.0	5.5
OCNG8-1	-35.6768	34.8084	2824	3.22	5.4	5	63.7	4	0.88	56.3	54.8	7.6
profile 28E												
OCNG9-1	-35.8022	34.7552	2889	3.19	4.4	6	22.9	6	0.85	19.6	18.2	5.5
OCNG9-2a	-35.7869	34.7519	2919	3.19	4.6	6	24.8	6	0.87	21.7	28.2	8.0
OCNG9-3	-35.7712	34.7490	2928	3.19	3.7	6	22.9	6	0.88	20.0	23.5	1.1
OCNG9-4	-35.7551	34.7460	2929	3.19	5.0	6	30.2	6	0.84	25.5	30.8	2.3
OCNG9-5	-35.7382	34.7428	2931	3.19	12.4	6	34.0	6	0.88	29.8	34.5	14.1
OCNG9-6	-35.7237	34.7402	2934	3.19	8.3	6	47.8	6	0.89	42.4	51.3	5.0
OCNG9-7	-35.6787	34.7317	2896	3.19	21.9	5	50.0	5	1.01	50.7	55.3	11.2
OCNG9-8	-35.6595	34.7282	2847	3.22	11.5	5	60.1	5	0.92	55.1	53.3	13.3
OCNG9-9	-35.5300	34.7035	2749	3.20	5.3	5	66.2	5	0.87	57.7	59.5	13.8
OCNG9-10	-35.5133	34.7000	2759	3.20	18.0	5	49.1	5	0.89	43.6	35.5	10.8
OCNG9-11	-35.4967	34.6972	2735	3.19	8.7	5	55.7	4	0.93	51.9	52.4	7.3
OCNG9-12	-35.4798	34.6942	2743	3.20	7.9	6	66.6	6	0.98	65.1	63.2	9.8
OCNG9-13	-35.4628	34.6906	2591	3.22	11.4	6	56.4	6	0.99	55.9	76.9	14.0
OCNG9-14	-35.4459	34.6880	2612	3.22	19.8	5	35.9	5	1.08	38.8	48.0	4.1
OCNG9-15	-35.4288	34.6843	2564	3.22	7.8	5	45.7	5	0.95	43.3	57.8	9.2
OCNG9-16	-35.2699	34.6543	2687	3.18	5.2	5	31.1	5	0.89	27.5	28.5	6.2

OCNG9-17	-35.2530	34.6511	2723	3.16	4.9	4	116.9	4	0.91	106.0	117.8	11.6
OCNG9-18	-35.2360	34.6476	2712	3.14	4.4	4	119.9	4	0.99	118.6	130.6	9.6
OCNG9-19	-35.1813	34.6371	2702	3.14	21.5	3	41.9	2	1.10	46.1	60.9	28.3
OCNG9-20	-35.1687	34.6348	2755	3.11	8.7	6	43.0	6	0.96	41.2	59.4	4.5
OCNG9-21	-35.1557	34.6325	2766	3.10	8.7	3	77.5	3	1.15	89.4	85.2	9.9
KT20	-34.9709	34.5974	2385	3.16	8.8	3	61.6	0	0.92	56.7	77.4	18.5
profile 23E												
OCNG11-11	-34.9350	34.9766	3137	2.83	11.3	4	182.5	3	0.98	178.3	181.1	33.7
OCNG11-10a	-34.9547	34.9803	3158	2.83	6.1	4	107.8	3	0.96	102.9	140.9	31.6
OCNG11-9	-34.9841	34.9862	3476	2.80	5.9	6	225.8	6	0.87	196.4	201.0	9.1
OCNG11-8	-35.0112	34.9911	3215	2.86	24.8	5	107.2	2	0.96	102.8	109.7	15.7
OCNG11-7	-35.0615	35.0007	3281	2.83	5.9	3	121.9	3	0.98	119.0	140.4	14.1
KT23	-35.5915	35.0232	2224	3.73	3.9	5	134.1	4	0.83	110.7	111.4	11.3
OCNG10-1	-35.4159	34.9900	2878	3.11	11.3	3	141.8	2	1.01	143.6	141.2	125.8
KT24	-35.4159	34.9901	2879	3.01	2.8	5	141.8	3	0.93	131.2	128.4	5.1
KT25	-35.4026	34.9877	2833	3.02	6.4	5	126.5	5	0.91	115.6	118.0	33.6
OCNG11-3	-35.3692	34.9811	2586	3.09	6.7	5	92.9	4	1.08	100.3	141.9	9.0
OCNG11-4	-35.2862	34.9657	2913	2.93	4.9	5	61.8	5	0.86	53.0	71.3	5.3
OCNG11-5	-35.2272	34.9547	2946	3.08	4.9	5	23.9	4	0.93	22.1	26.6	7.4
OCNG11-6a	-35.2105	34.9515	2894	3.00	7.5	5	36.4	4	1.03	37.3	48.3	11.0
KT28	-35.0236	34.9163	2675	3.05	2.1	4	111.6	3	1.08	120.0	109.4	9.7

Annexes

KT14	-34.7277	34.8601	2289	3.49	1.3	3	7.3	1	0.95	6.9	38.3	8.2
profile 25E												
KT15	-34.7200	34.7957	2399	3.40	3.3	3	121.7	1	1.05	127.5	124.9	34.5
KT31	-34.7201	34.7954	2400	3.45	17.9	3	171.0	0	1.00	171.0	166.2	61.3
KT27	-35.0748	34.8488	2463	3.35	4.2	3	37.9	2	0.97	36.7	48.9	12.7
OCNG12-6	-35.2429	34.8806	2960	3.06	11.6	5	60.5	5	0.91	55.0	56.9	4.6
OCNG12-5	-35.2587	34.8840	2953	3.08	9.6	6	26.0	6	0.87	22.5	31.4	2.4
OCNG12-4	-35.2386	34.9181	2957	3.08	8.1	4	30.8	3	0.91	28.1	4.1	8.1
OCNG12-3	-35.3199	34.8950	2662	3.14	20.7	4	68.1	3	0.94	63.7	64.9	16.9
OCNG12-2	-35.3329	34.8977	2691	3.10	24.4	4	59.0	3	0.99	58.5	60.6	10.5
OCNG12-1	-35.3498	34.9013	2691	3.16	8.0	6	81.2	5	1.09	88.2	76.8	8.2
KT22	-35.5261	34.9344	2370	3.48	4.4	3	33.7	3	0.84	28.3	39.1	4.5
OCNG12-7	-35.2735	34.8431	2980	3.08	8.5	6	58.5	6	0.87	51.0	53.3	3.4
KT29	-34.9880	34.9513	3219	2.91	4.6	3	177.3	0	1.00	177.3	183.0	57.0

Table VI-3. Table of pore water concentrations.

	Depth (cm)	Cl mmol/kg	SO4 mmol/kg	Na mmol/kg	K mmol/kg	Ca mmol/kg	Mg mmol/kg	Ba μ mol/kg	Sr μ mol/kg	Br nmol/kg	Li μ mol/kg	B μ mol/kg	Mn μ mol/kg	pH
KT1-1	10	559.0	27.97	479.0	10.34	10.81	53.24	5.267	79.73	816.9	25.67	443.5	0.84	
KT1-2	20	550.2	27.75	475.4	10.92	10.31	52.76							7.86
KT1-3	30	567.7	28.48	485.2	10.89	10.52	54.10	5.199	80.90	829.3	31.13	434.6	0.80	7.78
KT1-4	40	550.5	28.03	473.6	0.00	10.62	52.58							7.81
KT1-5	50	549.2	27.91	468.5	10.97	10.27	52.57	5.161	83.80	802.4	23.05	438.1	5.69	7.87
KT1-6	60	549.6	28.11	478.0	9.58	9.22	50.84	5.172	83.85	804.6	23.13	432.6	13.92	7.76
KT1-8	80	560.2	28.56	471.0	0.00	10.64	52.87							7.75
KT1-10	100	552.5	27.96	471.3	10.99	10.42	52.91	5.229	85.04	806.4	22.98	438.0	33.19	7.72
KT1-11	130	554.7	27.95	473.9	10.85	10.37	53.15	5.171	84.71	810.6	22.79	437.7	40.04	7.73
KT1-12	170	560.9	28.24	478.8	11.31	10.44	53.55	5.178	85.92	818.8	22.96	444.1	46.93	7.70
KT1-13	210	571.0	28.61	487.6	11.35	10.58	54.51	5.161	87.40	835.0	23.39	450.9	51.76	7.64
KT1-14	250	557.3	27.79	475.5	10.82	10.24	53.17	5.159	86.70	811.9	23.04	445.1	56.15	7.67
KT1-15	290	565.5	28.27	481.5	11.32	10.42	53.79	5.158	87.68	820.0	22.77	442.0	55.87	7.68
KT1-16	330	556.1	28.01	477.2	0.00	11.19	54.07	5.171	89.02	539.7	23.14	449.1	56.20	7.63
KT1-17	370	553.0	27.50	475.3	10.48	9.47	51.61	5.161	89.10	807.9	23.31	454.3	58.94	7.70
KT1-18	400	554.0	27.23	472.3	10.74	10.01	52.82	5.162	87.62	811.0	23.41	453.4	60.62	7.69
KT3-1	10	553.6	27.53	474.7	10.53	10.33	53.58	0.261	95.00	887.3	28.19	506.0	0.11	
KT3-4	40	559.9	28.13	480.2	10.68	11.11	53.95	0.253	145.40	893.2	28.11	477.3	0.13	7.38
KT3-7	70	549.7	27.56	471.6	10.35	11.16	52.90	0.251	168.31	892.5	26.16	491.4	0.29	
KT3-10	100	551.5	27.65	472.9	10.52	11.13	52.83	0.248	171.13	887.6	24.73	472.6	0.30	
KT3-11	130	550.0	27.52	471.6	10.33	11.03	52.64	0.239	183.17	883.0	25.06	476.3	0.16	
KT3-12	170	551.5	27.65	473.6	12.13	11.15	51.61	0.238	198.32	875.6	27.13	478.2	0.07	
KT3-13	210	550.8	27.40	472.5	10.57	11.26	52.34	0.254	198.71	885.6	23.13	485.8	1.38	
KT3-14	250	545.4	26.74	467.9	10.91	11.20	51.35	0.242	206.73	877.3	22.59	510.9	6.41	
KT3-15	290	594.7	28.84	504.5	12.33	14.31	55.53	0.306	233.37	935.5	23.58	544.9	11.84	
KT3-16	330	570.6	27.93	489.7	11.63	11.46	53.51	0.242	218.65	909.6	21.32	537.5	9.49	
KT3-17	370	546.8	27.66	469.6	10.73	10.80	52.56	0.244	164.43	857.9	24.31	464.1	7.48	

KT3-18	410	549.6	27.52	470.9	10.77	11.20	52.48	0.257	189.64	861.0	24.67	486.9	9.97	7.43
KT3-19	440	580.9	27.94	491.2	12.18	12.17	54.43	0.283	245.19	908.0	22.24	524.3	9.87	
KT4-1	10	550.8	27.64	468.6	10.18	10.52	52.98	5.181	87.66	798.5	25.73	450.9	0.90	7.48
KT4-2	20	556.7	28.24	468.0	10.84		52.95							7.56
KT4-3	30	558.7	28.06	475.8	10.74	10.73	53.59	5.162	87.92	818.6	25.35	447.9	0.82	7.54
KT4-4	40	554.8	28.07											7.54
KT4-5	50	549.9	27.42	469.5	10.14	10.37	52.65	5.151	86.59	806.0	25.20	441.8	0.82	7.50
KT4-6	60	563.8	28.19	484.0	11.00	10.33	54.72	5.143	87.37	888.0	25.88	451.6	0.84	
KT4-7	70	548.7	27.57	471.0	10.70	10.06	53.30	5.145	88.18	867.3	26.30	457.8	0.82	7.65
KT4-8	80	548.1	27.47	470.6	10.66	10.02	53.22	5.146	88.95	862.0	26.21	454.6	0.84	
KT4-9	90							5.136	93.67		28.07	471.7	0.93	
KT4-10	100	551.8	28.14	473.5	11.01	10.41	53.62	5.136	90.92	864.8	25.47	449.4	0.80	
KT4-12	170	546.3	27.28	469.0	10.61	9.98	53.08	5.131	90.10	853.3	26.37	451.9	0.83	
KT4-13	210	554.8	27.50	475.9	10.53	10.03	53.87	5.119	89.39	876.9	25.04	441.8	0.92	
KT5-1	10	560.3	28.08	481.4	11.09	10.66	53.99	0.272	88.59	895.6	27.97	479.7	0.06	
KT5-4	40	550.1	27.85	473.2	11.56	10.43	52.82	0.295	93.85	875.0	25.65	507.7	3.87	
KT5-7	70	555.9	27.92	477.3	11.33	10.52	53.47	0.292	96.96	888.6	25.53	499.2	12.21	
KT5-10	100	550.8	27.59	473.3	11.15	10.38	53.01	0.283	92.49	881.8	25.60	511.2	18.81	
KT5-11	130	544.2	27.21	467.5	10.95	10.21	52.39	0.273	93.78	868.2	24.66	506.6	26.89	
KT5-12	170	548.1	27.50	471.0	11.70	10.11	52.45	0.269	94.61	875.0	24.77	512.4	30.68	
KT5-13	210	549.9	27.34	472.1	11.04	10.17	52.59	0.254	95.88	882.3	24.39	492.4	35.67	7.59
KT5-14	250	545.9	27.03	468.7	10.84	10.11	52.40	0.245	99.60	872.0	25.91	494.4	38.47	
KT5-15	290	549.1	27.09	471.4	10.65	10.13	52.74	0.249	102.45	880.3	25.27	493.0	39.36	
KT5-16	330	549.2	27.07	471.9	10.77	10.11	52.76	0.224	98.29	886.8	25.12	485.3	35.45	
KT5-17	370	553.7	27.53	475.5	11.90	10.12	53.03	0.230	104.94	894.2	25.68	522.5	31.77	
KT5-18	400	549.3	27.27	471.8	11.47	10.14	52.51	0.243	103.00	884.0	23.88	499.1	32.46	
KT6-1	10	544.9	27.21	468.3	10.22	9.96	52.64	0.284	94.01	862.8	29.75	528.9	0.02	
KT6-4	40	550.2	27.53	473.2	10.78	10.27	52.73	0.276	95.19	876.2	45.56	512.5	0.01	
KT6-7	70	537.6	27.14	462.4	11.07	10.08	51.68	0.271	94.41	850.7	31.64	494.3	0.35	7.66
KT6-10	100	541.9	27.42	465.5	11.42	10.28	52.02	0.299	97.14	863.9	25.87	523.8	5.77	
KT6-11	130	547.1	27.68	470.2	11.81	10.37	52.39	0.287	96.27	868.1	25.73	518.4	12.06	
KT6-12	170	545.5	27.46	468.4	10.97	10.24	52.44	0.281	98.53	866.7	26.19	512.3	21.47	

KT6-13	210	546.0	27.33	468.4	11.10	10.23	52.52	0.266	97.66	867.6	25.86	507.1	28.23	7.67
KT6-14	250	546.5	27.32	469.5	11.27	10.18	52.39	0.259	99.85	869.3	25.62	514.3	33.47	
KT6-15	290	547.7	27.41	470.8	11.14	10.20	52.55	0.260	101.46	873.4	25.78	514.4	35.88	
KT6-16	330	547.4	26.93	470.6	10.49	10.06	52.74	0.246	105.10	868.6	25.62	505.5	38.54	
KT6-17	370	545.9	26.94	469.2	10.72	10.04	52.45	0.246	104.55	870.6	26.44	512.3	38.34	
KT6-18	410	547.2	26.96	470.1	10.68	10.05	52.49	0.232	105.73	869.9	26.29	500.6	36.88	
KT6-19	440	545.9	27.05	468.4	11.07	10.06	52.29	0.238	104.61	878.4	24.39	492.6	34.83	
KT7-2	20	552.2	27.92	473.5	11.28	10.40	53.15	0.277	92.81	845.5	29.83	477.7	0.10	
KT7-3	30							0.282	90.76		24.96	464.5	5.74	
KT7-4	40	547.5	27.67	468.7	11.05	10.41	52.79			841.8				
KT7-7	70	573.5	28.90	491.1	11.57	10.82	55.22	0.230	76.00	879.3	21.95	407.5	17.01	7.73
KT7-10	100	547.2	27.49	468.3	10.96	10.37	52.66	0.162	61.45	835.7	17.36	337.5	19.66	
KT7-11	130	549.4	27.59	470.6	10.98	10.32	53.02	0.191	80.35	840.0	21.85	427.2	29.64	
KT7-12	170	545.1	27.52	466.4	11.29	10.28	52.28	0.262	94.23	827.2	24.21	486.1	34.82	
KT7-13	210	546.2	27.08	466.8	10.50	10.07	52.43	0.263	98.08	830.9	25.81	504.7	40.03	
KT7-14	250	546.5	27.10	467.4	10.53	10.08	52.58	0.268	103.58	827.4	27.41	527.5	42.04	
KT7-15	290	540.5	26.65	461.9	10.72	10.14	51.88	0.237	92.99	815.8	25.00	491.8	37.15	
KT7-16	330	546.8	27.29	468.5	11.09	10.21	52.47	0.259	99.07	828.6	24.73	504.3	37.90	
KT7-17	370	547.8	27.35	467.9	11.33	10.26	52.33	0.254	103.02	816.9	24.29	512.1	37.13	7.6
KT9-1	10	555.4	27.82	474.6	10.34	10.23	53.63	0.234	74.71	830.2	23.53	434.4	0.74	
KT9-4	40	552.4	27.77	472.0	12.05	10.30	52.72	0.251	83.84	821.8	24.38	459.1	0.70	
KT9-7	70	546.4	27.21	466.9	11.09	10.22	52.30	0.247	84.30	809.3	24.30	443.9	0.58	
KT9-10	100	563.4	27.88	482.1	11.16	10.55	53.35	0.243	84.62	827.5	23.74	450.2	0.90	7.6
KT9-11	130	602.1	29.84	514.5	11.52	11.09	57.93	0.230	84.87	898.7	23.68	442.7	0.97	
KT9-12	170	549.5	27.30	469.3	10.33	10.05	52.96	0.230	91.19	816.3	23.96	471.1	3.22	
KT9-13	210	548.6	27.59	468.5	10.97	10.23	52.70	0.240	95.70	807.6	23.60	448.6	6.26	7.74
KT9-14	250	549.7	27.21	468.8	10.56	10.12	52.68	0.301	90.61	812.7	23.81	460.2	10.13	
KT9-15	290	550.2	27.38	469.4	10.59	10.31	52.80	0.234	91.27	809.2	23.08	463.6	15.31	
KT11-2	20	555.4	28.10	475.1	11.02	10.35	53.62	0.270	91.70	839.0	26.90	498.6	0.27	
KT11-4	40	549.8	27.63	469.7	10.64	10.16	53.11	0.251	84.26	825.9	25.87	461.9	0.18	
KT11-7	70	558.9	28.23	477.7	11.23	10.41	53.92	0.257	88.58	838.9	27.78	488.2	0.13	
KT11-10	100	550.0	27.46	470.6	10.89	10.06	53.01	0.250	85.33	831.2	25.82	466.2	0.24	7.74

KT11-11	130	549.4	27.40	469.7	10.35	10.09	53.15	0.260	88.00	832.0	26.80	475.6	0.46	
KT11-12	170	551.6	27.72	471.8	11.52	10.15	52.41	0.244	84.15	827.9	24.02	459.5	2.16	
KT11-13	210	552.6	27.91	472.2	11.11	10.23	53.26	0.247	89.17	836.6	24.21	476.7	4.47	7.7
KT11-14	250	545.8	27.36	466.4	10.58	10.08	52.77	0.246	88.17	823.1	24.25	462.8	6.35	
KT11-16	320	549.3	27.31	469.5	10.47	10.00	53.08	0.246	87.50	827.3	24.60	470.3	9.28	
KT11-17	350	731.4	36.92	628.4	14.39	13.50	70.73	0.224	83.34	1103.2	23.10	448.3	9.23	
KT11-18	380	555.3	27.38	473.9	10.73	10.03	53.42	0.217	81.30	826.3	23.24	434.5	9.57	
KT12-2	20	549.0	27.66	471.1	10.96	10.13	52.95	5.159	83.33	864.6	30.33	428.4	0.80	
KT12-6	60	545.2	27.77	468.4	11.15	10.20	52.47	5.181	85.72	857.4	22.70	440.6	4.00	
KT12-10	100	547.9	28.06	472.7	11.11	9.98	52.26	5.176	86.78	854.5	22.97	440.3	12.07	7.74
KT12-11	130	553.3	28.14	474.7	11.29	10.37	53.45	5.161	84.54	863.6	22.64	424.3	16.63	
KT12-12	170	550.7	27.86	472.5	11.13	10.27	53.18	5.166	85.48	864.3	22.80	429.8	22.83	
KT12-13	210	550.8	27.88	472.5	11.19	10.30	53.22	5.160	86.11	867.3	23.09	436.9	27.41	
KT12-14	250	552.8	27.83	474.6	11.03	10.44	53.41	5.143	83.60	868.1	22.22	428.0	30.41	
KT12-15	290	549.0	27.92	471.7	11.36	10.36	53.01	5.155	86.29	868.2	22.64	426.6	32.00	7.66
KT12-16	330	548.2	27.64	470.6	11.09	10.58	52.72	5.148	85.82	864.3	23.14	435.6	34.23	
KT12-17	370	547.9	27.22	470.5	10.79	10.09	52.95	5.141	86.62	865.8	23.79	437.7	35.34	
KT12-18	410	555.6	27.57	476.7	11.01	10.16	53.56	5.133	84.51	884.1	22.88	428.6	33.61	
KT12-19	430	552.7	27.54	473.3	11.14	10.36	53.08	5.131	84.62	861.3	22.74	428.7	32.88	
KT15-1	10	553.8	27.99	475.0	10.54	10.23	53.76	5.189	91.63	864.3	27.48	467.9	2.61	
KT15-3	30	558.7	27.85	481.7	10.49	9.68	53.44	5.141	86.54	859.1	27.39	454.0	0.84	
KT15-5	50	552.7	27.36	474.1	10.63	9.86	53.46	5.123	84.06	866.3	32.75	443.4	0.93	7.8
KT15-7	70	548.4	27.34	470.6	10.84	9.89	53.05	5.126	87.38	856.6	26.07	462.7	1.07	
KT15-9	90	549.1	27.06	470.8	10.62	9.79	53.13	5.115	85.24	859.7	25.78	461.2	1.30	
KT15-10	100	554.3	27.28	474.1	10.55	9.83	53.52	5.128	85.99	868.3	25.11	454.1	1.44	
KT15-11	120	552.9	27.33					5.118	84.84		24.79	439.8	0.86	7.72
KT15-12	170	554.3	27.44	475.6	10.59	9.92	53.74			869.8				
KT19-1	10	549.7	27.73	472.0	10.55	9.91	53.36	5.129	85.30	856.7	25.34	441.8	0.86	
KT19-2	20	550.8		472.2		9.92								7.6
KT19-3	30	567.2	28.08	486.6	11.93	10.18	54.69	5.134	83.59	883.3	25.29	442.2	0.90	
KT19-4	40	558.9	27.65		10.78									
KT19-5	50							5.123	83.56		25.07	431.1	0.81	

KT19-6	60	548.0	27.12	470.0	10.49	9.80	53.19	5.130	83.49	860.4	24.88	438.8	0.89	
KT19-7	75	550.4	27.17	472.3	10.51	9.83	53.36	5.123	82.98	864.8	24.47	439.2	0.79	
KT19-8	85	551.9	27.22	473.0				5.128	82.41		24.35	432.1	0.82	
KT19-9	95			467.8		9.81								
KT19-10	105	538.5	26.64	461.7	10.34	9.62	52.24	5.109	82.40	852.3	24.29	430.0	0.83	7.67
KT23-1	10	553.1	27.90	474.5	10.50	10.24	53.69	5.161	90.01	872.5	26.27	460.9	0.82	
KT23-2	20						53.40							
KT23-3	30	547.5	28.00	469.7	10.34	10.39	53.38	5.130	93.36	860.5	25.73	438.7	1.56	
KT23-6	60	545.2	27.66	467.9	10.96	10.22	52.67	5.167	92.38	858.5	25.77	449.2	0.95	
KT23-8	80							5.152	90.89		23.95	436.9	0.86	
KT23-9	90							5.168	94.38		24.69	442.0	0.81	7.81
KT23-10	100	547.6	27.67	469.7	10.82	10.18	52.79	5.154	93.46	864.3	26.26	442.2	0.84	
KT23-11	130	550.6	27.78	472.4	10.67	10.28	53.25	5.147	96.43	863.4	23.72	436.5	7.04	
KT23-12	170	549.4	27.65	471.6	11.05	10.18	52.83	5.165	97.97	868.0	24.35	443.2	12.47	
KT23-13	210	560.8	28.08	480.7	11.04	10.50	54.01	5.094	97.29	884.3	24.31	442.5	15.52	7.78
KT23-14	250	563.6	28.22	483.4	11.23	10.34	54.31	5.082	99.55	890.8	24.70	437.5	11.93	
KT31-1	10	546.7	27.36	466.4	10.32	10.09	52.84	0.221	89.49	806.2	27.46	497.4	0.13	7.53
KT31-4	40	550.9	27.24	469.9	10.09	9.86	53.30	0.224	89.81	813.4	27.87	505.4	0.11	
KT31-7	70	540.3	26.63	460.4	9.94	9.71	52.23	0.219	88.03	791.3	27.52	494.0	0.17	
KT31-10	100	547.4	27.34	466.5	10.22	10.03	52.93	0.211	89.35	802.1	26.72	496.9	0.04	7.56
KT31-11	130	547.1	27.04	466.6	10.09	9.95	52.85	0.212	88.73	803.3	27.92	497.7	0.06	

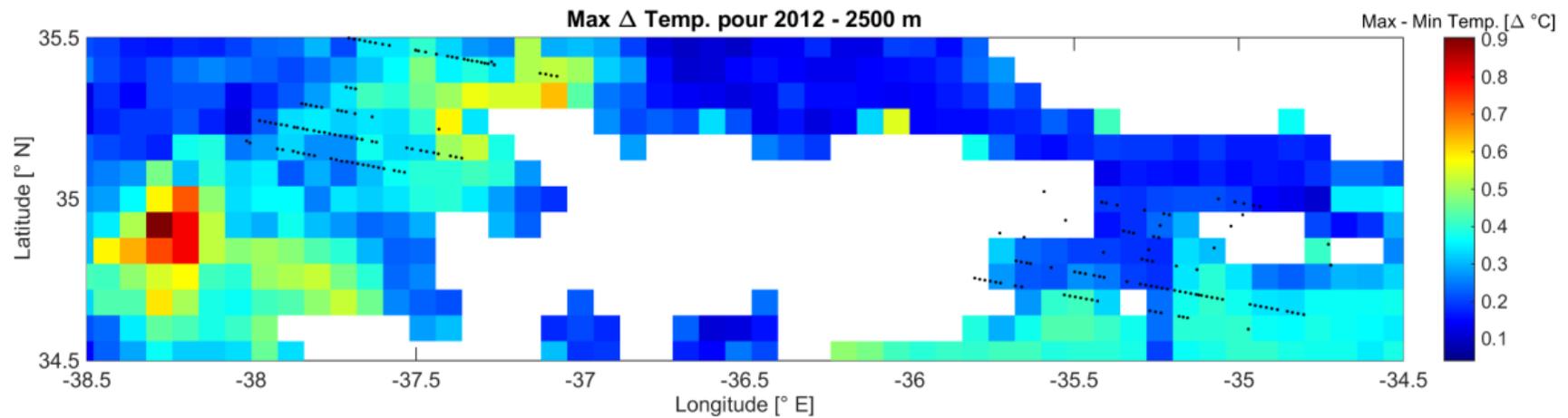


Figure VI-3. Variations maximum des température sur le fond marin sur l'année 2012, à une profondeur de 2500 m d'après les données du programme HYCOM (<https://hycom.org>). Les points noirs indiquent la localisation des stations de mesures de la campagne Oceanograflu. Sur la zone de mesure de la campagne Oceanograflu, le ΔT maximum est de 0.6°C.

VI.2 Annexes du chapitre IV

Table VI-4. Concentrations en ions des carottes de la campagne Westmedflux

	Depth	Si	Na	Sr	Fe	Mn	Ca	Mg	K	B	Br	SO4	Cl	alcalinity (TA)	pH
	cm	µmol	mmol	mmol	µmol	µmol	mmol	mmol	mmol	mmol	nmol	mmol	mmol	meq	
KF06-S1-20	18	0.137	534.5	0.098	2.124	0.000	12.18	60.48	11.14	0.680	0.793	27.31	578.8	2.23182	7.6
KF06-S1-50	48	0.103	524.6	0.098	0.000	0.000	11.72	59.18	10.88	0.559	0.785	27.41	582.7	2.87575	7.5
KF06-S1-80	78	0.157	520.5	0.101	0.000	0.000	11.78	58.71	10.66	0.612	0.810	27.55	585.0	3.52459	7.6
KF06-S2-20	118	0.139	530.8	0.107	9.991	0.000	12.16	59.91	10.98	0.553	0.782	27.46	581.8	3.09231	7.6
KF06-S2-50	148	0.144	528.4	0.107	8.977	-0.102	12.17	59.44	10.83	0.549	0.792	27.45	581.4	3.23633	7.7
KF06-S2-80	178	0.134	535.7	0.113	34.688	5.351	12.39	60.39	10.99	0.498	0.800	27.86	590.3	3.12052	7.5
KF06-S3-20	218	0.137	534.5	0.111	11.730	14.743	12.23	59.74	11.29	0.510	0.806	27.75	587.0	3.28509	7.6
KF06-S3-50	248	0.110	535.0	0.112	0.000	21.742	12.26	59.72	11.13	0.438	0.802	27.81	589.6	3.24504	7.5
KF06-S3-80	278	0.136	531.8	0.117	0.000	15.917	12.47	59.62	10.95	0.483	0.804	27.63	591.1		
KF06-S4-20	318	0.143	530.4	0.116	0.000	19.996	12.27	59.53	10.76	0.464	0.791	27.59	590.1	3.57396	7.4
KF06-S4-50	348	0.163	531.0	0.120	0.000	20.683	12.33	59.53	10.82	0.462	0.761	26.22	564.5	3.51339	7.6
KF06-S4-80	378	0.171	533.2	0.118	0.000	18.369	12.18	59.48	10.92	0.494	0.788	27.33	586.7	3.32727	7.6
KF06-S5-20	418	0.171	526.2	0.121	14.765	14.046	12.18	58.97	10.68	0.475	0.765	25.79	556.0	3.4515	7.5
KF06-S5-50	448	0.170	530.1	0.123	38.564	10.459	12.19	59.33	10.97	0.498	0.812	27.41	585.9	3.39167	7.5
KF04-SW	0	0.020	518.9	0.098	0.000	0.000	11.52	58.06	11.40	0.413	0.809	27.52	574.1		
KF04-S1-20	15	0.144	535.3	0.098	0.000	0.000	11.84	59.79	11.30	0.592	0.852	27.79	588.0	2.33135	7.1
KF04-S1-50	45	0.147	538.4	0.101	10.624	-0.276	11.93	60.21	11.56	0.499	0.845	27.68	591.9	3.37	8.5
KF04-S1-80	87	0.162	534.5	0.100	32.186	7.974	11.66	59.85	11.40	0.494	0.862	27.05	588.4	2.97662	7.37
KF04-S2-20	115	0.152	534.9	0.102	42.645	14.663	11.65	60.01	11.55	0.456	0.874	26.46	587.2	3.35	7.27

KF04-S2-50	145	0.193	529.9	0.099	28.431	15.623	11.37	59.37	11.23	0.585	0.887	26.05	590.4	3.49552	7.38
KF04-S2-80	175	0.155	528.2	0.100	51.534	15.033	11.31	59.40	11.17	0.456	0.836	25.71	589.0	3.58737	7.17
KF04-S3-20	215	0.166	531.0	0.102	70.638	17.055	11.45	59.78	11.26	0.501	0.881	25.52	591.8	3.78322	7.13
KF04-S3-50	245	0.167	531.2	0.104	62.474	18.065	11.58	60.15	11.34	0.473	0.864	25.13	592.5	3.93409	7.16
KF04-S3-80	275	0.169	532.8	0.105	64.080	14.083	11.37	59.94	11.40	0.484	0.882	25.02	596.9	4.05524	7.17
KF04-S4-20	315	0.161	529.3	0.103	65.869	9.749	11.16	60.18	10.95	0.485	0.866	24.11	594.7	3.98423	7.21
KF04-S4-50	345	0.157	529.8	0.104	79.366	9.625	11.05	60.14	10.85	0.447	0.885	23.86	594.3	4.01188	7.15
KF04-S4-80	375	0.166	527.3	0.105	55.469	6.844	10.99	59.60	10.72	0.477	0.878	23.65	593.7	4.2004	7.32
KF04-S5-20	415	0.146	527.1	0.105	46.470	4.823	10.89	60.07	10.69	0.437	0.894	23.06	593.9	4.35203	7.38
KF04-S5-50	445	0.134	465.3	0.092	63.705	1.824	9.54	52.50	9.21	0.409	0.927	22.51	590.0	4.38584	7.35
KF04-S5-80	475	0.154	527.0	0.106	71.702	6.975	10.82	59.66	11.06	0.433	0.905	22.48	587.6	4.59789	6.93
KF04-S6-20	515	0.147	525.8	0.106	77.831	0.000	10.69	60.03	10.30	0.470	0.927	21.63	597.8	4.77955	7.26
KF04-S6-50	545	0.159	529.9	0.108	87.212	0.000	10.69	60.33	10.48	0.481	0.935	21.26	597.0	4.19	7.21
KF04-S6-80	575	0.132	523.4	0.108	51.044	0.000	10.56	60.03	10.53	0.401	0.931	20.57	588.3	4.59	7.25
KF04-S7-20	615	0.154	532.5	0.110	74.964	0.000	10.60	60.91	10.41	0.444	0.972	20.54	602.9	4.64	7.5
KF04-S7-50	645	0.175	528.4	0.111	70.292	0.000	10.54	60.99	10.38	0.517	0.984	19.78	600.9	4.9	7.5
KF04-S7-80	675	0.167	528.0	0.112	42.237	0.000	10.43	61.00	10.44	0.474	0.967	19.16	598.3		
KF04-S8-20	715	0.168	525.2	0.113	69.229	0.000	10.26	60.82	10.26	0.521	1.008	18.55	604.0	5.22687	7.57
KF04-S8-50	745	0.175	531.7	0.115	102.096	0.000	10.40	61.82	10.32	0.477	1.032	18.03	605.1	5.3	7.5
KF04-S8-80	775	0.177	531.3	0.116	83.953	0.000	10.34	61.86	10.40	0.473	1.027	17.87	610.3	5.54701	7.7
KF04-S9-20	815	0.185	527.9	0.117	84.626	0.000	10.22	61.77	10.36	0.505	1.045	17.33	611.5	5.46802	7.5
KF04-S9-40	840	0.185	525.4	0.117	80.241	0.000	10.19	61.54	10.34	0.485	1.065	16.97	610.5	5.48125	7.4
KF09-S1-20	16	0.040	532.3	0.100	0.000	0.000	11.42	59.97	11.34	0.447	0.849	27.78	588.1	2.6697	7.5

Annexes

KF09-S1-50	46	0.077	524.9	0.106	0.000	0.000	11.47	59.58	11.15	0.471	0.868	27.76	591.9	2.72425	7.5
KF09-S1-80	76	0.087	526.0	0.113	0.000	0.000	11.59	59.95	11.23	0.427	0.872	27.86	594.7	2.81317	7.45
KF09-S2-20	116	0.075	527.4	0.122	6.628	0.000	11.82	60.25	11.15	0.476	0.873	27.92	596.9	2.93663	7.3
KF09-S2-50	146	0.087	530.3	0.124	27.586	3.407	11.83	60.20	11.41	0.447	0.865	27.77	597.3	3.00254	7.2
KF09-S2-80	176	0.077	527.7	0.126	20.365	21.731	11.68	60.26	11.08	0.465	0.867	27.55	594.8	2.85556	7.26
KF09-S3-20	216	0.070	528.9	0.143	45.587	0.928	12.09	60.84	11.11	0.427	0.898	27.33	599.8	3.205	7.19
KF09-S3-50	246	0.054	535.6	0.140	26.671	42.807	11.97	61.13	11.35	0.429	0.885	27.49	601.3	2.84726	7.35
KF09-S3-80	276	0.065	535.2	0.150	68.533	18.665	12.02	61.31	10.92	0.458	0.910	27.08	602.6	2.88019	6.9
KF09-S4-20	317	0.068	538.2	0.166	59.739	4.631	12.27	62.17	10.70	0.439	0.905	26.88	607.1	3.09683	7.12
KF09-S4-50	347	0.065	536.9	0.168	32.450	29.652	12.34	61.94	11.04	0.455	0.930	27.00	611.2	3.67817	7.24
KF09-S4-80	377	0.068	537.8	0.189	86.036	1.291	12.65	62.39	11.06	0.463	0.937	26.73	616.2	3.76727	6.99
KF12-S1-20	20	0.081	513.7	0.102	0.000	11.838	11.40	59.41	10.73	0.433	0.821	27.63	594.7	3.29691	7.8
KF12-S1-50	50	0.099	525.0	0.107	7.681	4.193	11.54	61.33	10.84	0.437	0.835	27.49	599.9		
KF12-S1-80	80	0.110	517.1	0.112	16.883	6.539	11.57	61.21	10.59	0.420	0.853	26.92	598.5		
KF12-S2-20	120	0.113	519.9	0.117	27.095	9.946	11.61	62.31	10.67	0.460	0.898	26.65	606.2		
KF12-S2-50	150	0.134	524.4	0.122	55.753	11.333	11.74	63.45	10.85	0.458	0.908	26.56	608.9		
KF12-S2-80	180	0.141	518.7	0.125	58.049	12.186	11.67	63.43	10.63	0.399	0.926	26.18	609.8		
KF12-S3-20	220	0.167	515.9	0.130	61.301	10.088	11.70	63.95	10.72	0.451	0.924	25.46	604.7		
KF12-S3-80	280	0.134	519.2	0.137	69.580	6.863	11.72	65.37	10.75	0.447	0.957	24.70	608.0	4.00105	7.5
KF12-S4-50	340	0.107	518.3	0.146	70.889	4.710	11.78	66.83	10.66	0.444	0.982	24.20	613.6	4.15586	7.5
KF12-S4-80	380	0.123	523.0	0.151	124.546	3.992	11.99	67.62	10.95	0.429	0.989	24.01	618.1	4.33824	7.5
KF12-S5-20	420	0.115	516.5	0.156	105.410	1.468	11.85	67.95	10.69	0.448	1.018	23.18	610.7		
KF12-S5-80	480	0.101	519.0	0.214	141.459	0.000	12.92	76.00	10.96	0.460	1.227	20.79	643.0	4.73617	7.6

KF18-S1-20	20	0.130	528.4	0.124	0.000	0.000	12.77	59.99	10.77	0.433	0.848	27.78	598.2	3.22313	7.7
KF18-S1-50	50	0.125	533.7	0.151	7.536	0.000	14.05	59.84	10.91	0.423	0.870	27.71	603.8	2.81536	7.7
KF18-S1-80	80	0.127	539.7	0.175	47.816	0.000	15.07	60.05	10.95	0.430	0.837	27.81	612.2		
KF18-S2-20	120	0.131	545.9	0.210	64.109	0.000	16.73	60.45	10.79	0.463	0.888	27.91	627.1	3.05125	7.1
KF18-S2-50	150	0.119	551.4	0.240	71.812	0.000	18.11	60.47	10.74	0.435	0.936	27.82	634.2	3.53167	6.7
KF18-S2-80	180	0.136	560.3	0.267	86.597	0.000	19.38	60.95	10.94	0.461	0.900	28.00	644.4	3.12615	7
KF18-S3-20	220	0.111	565.5	0.275	39.151	15.854	19.73	61.01	10.77	0.465	0.936	27.57	648.5	3.06325	6.9
KF18-S3-50	250	0.124	570.7	0.318	88.646	3.222	21.66	60.99	10.74	0.411	1.015	27.94	668.6	3.0605	6.8
KF18-S3-80	280	0.118	570.3	0.330	82.479	6.777	22.21	60.62	10.69	0.474	1.018	28.12	677.7	2.98252	6.9
KF18-S4-20	320	0.130	576.4	0.368	104.776	5.595	23.96	61.17	10.52	0.507	0.968	27.61	678.4	2.5871	6.9
KF18-S4-50	350	0.126	596.9	0.401	86.117	7.441	26.08	62.13	10.90	0.515	1.032	27.99	704.0	2.53333	6.9
KF18-S4-80	380	0.119	600.5	0.439	94.267	8.089	27.34	62.28	10.47	0.516	1.074	27.85	713.3	2.57652	7.13
KF18-S5-20	420	0.118	606.0	0.466	78.467	8.451	28.53	62.22	10.36	0.537	1.081	27.63	721.5	2.42273	6.69
KF18-S5-50	450	0.126	594.0	0.477	97.511	8.749	28.98	60.66	10.00	0.477	1.046	26.90	719.3	2.43551	6.4
KF18-S5-80	480	0.116	585.0	0.484	98.405	8.140	28.98	59.34	9.72	0.516	1.075	26.61	713.7	2.12718	6.52
KF18-S6-20	520	0.111	608.9	0.522	78.071	9.097	31.19	61.27	9.90	0.546	0.961	22.57	625.4	2.43164	7.3
KF18-S6-50	550	0.119	621.5	0.558	102.834	9.207	32.82	61.88	9.97	0.594	1.060	26.64	745.2	2.22508	6.8
KF18-S6-80	580	0.114	627.4	0.581	91.846	9.554	33.91	62.06	10.04	0.585	1.102	26.46	751.4	2.14747	6.9
KF18-S7-20	621	0.116	642.5	0.616	75.512	11.545	35.42	62.62	10.91	0.630	1.166	27.57	788.4	2.53196	6.9
KF18-S7-50	651	0.111	636.0	0.587	45.531	12.626	34.24	62.61	10.31	0.569	1.173	27.21	776.6	2.3649	7
KF18-S7-80	681	0.106	655.6	0.677	65.684	9.558	38.36	63.40	10.44	0.607	1.245	27.14	809.4	2.11846	7.2
KF18-S8-20	721	0.134	678.9	0.725	84.949	11.877	40.99	65.13	10.44	0.672	1.222	27.41	841.8	2.05239	7.1
KF18-S8-50	751	0.123	679.0	0.764	111.076	10.720	42.07	64.42	10.27	0.693	1.303	27.54	861.6	2.0879	7.2

Annexes

KF18-S8-80	781	0.138	708.6	0.813	138.836	10.709	44.49	66.53	10.41	0.670	1.328	27.54	885.2	1.73386	7.1
KF18-S9-20	821	0.135	715.2	0.851	133.614	10.330	46.35	67.00	10.38	0.697	1.330	27.47	896.3		
KF18-S9-50	851	0.135	702.7	0.857	95.157	9.312	46.54	65.18	10.04	0.700	1.356	26.51	886.0		
KF18-S9-80	881	0.130	728.8	0.898	116.787	11.028	48.96	67.02	10.52	0.751	1.408	27.22	924.2	1.88313	7.9
KF18-S10-19	918	0.123	754.0	0.986	141.620	7.763	53.01	67.74	10.52	0.774	1.476	27.16	968.3		7.7
KF08-SW	0	0.052	492.5	0.096	0.000	0.000	11.02	56.40	11.12	0.437	0.727	25.11	525.0		
KF08-S1-20	16	0.113	507.5	0.099	0.000	0.000	11.57	58.62	11.18	0.431	0.826	27.65	587.4		
KF08-S1-50	46	0.127	503.8	0.107	0.000	0.000	11.67	59.39	11.20	0.439	0.859	27.79	594.4		
KF08-S1-80	76	0.145	509.0	0.114	0.000	0.000	11.96	60.17	11.23	0.451	0.877	27.38	593.8		
KF08-S2-20	116	0.138	510.8	0.126	40.055	0.000	12.44	61.25	11.27	0.466	0.876	27.74	599.8	2.92566	7.51
KF08-S2-50	146	0.143	511.4	0.131	69.143	0.000	12.59	62.09	11.14	0.434	0.889	27.63	600.1		
KF08-S2-80	176	0.132	507.9	0.139	76.996	10.001	12.74	62.14	11.11	0.462	0.902	27.69	602.6		
KF08-S3-20	216	0.135	509.7	0.151	88.035	5.193	13.20	63.20	11.27	0.454	0.938	27.45	602.9	2.95851	
KF08-S3-50	246	0.130	503.1	0.162	71.671	7.562	13.43	63.85	11.01	0.472	0.953	27.01	600.6		
KF08-S3-80	276				0.000	0.000					0.986	27.04	606.5		
KF08-S4-20	317	0.120	493.9	0.176	103.913	8.970	13.70	65.06	10.47	0.400	1.003	26.52	598.8		
KF08-S4-50	347	0.146	504.5	0.180	107.349	9.577	14.16	66.54	10.83	0.497	1.019	27.12	611.7		
KF08-S4-80	377				0.000	0.000					1.039	26.84	613.1	3.19574	7
KF08-S5-50	417				0.000	0.000					1.098	26.97	623.4	3.20627	7.03
KF17-S1-20	20	0.117	502.6	0.095	0.000	0.000	11.37	58.21	11.10	0.382	0.882	28.33	599.5	3.32535	6.93
KF17-S1-50	50	0.133	503.7	0.098	0.000	0.000	11.26	58.37	10.79	0.419	0.843	28.27	596.6		
KF17-S1-80	80	0.140	501.9	0.101	14.165	0.000	11.30	58.24	10.75	0.416	0.862	27.99	593.2	2.97981	7.48
KF17-S2-20	120	0.133	496.6	0.103	47.884	0.000	11.28	58.14	10.76	0.439	0.892	27.98	594.8	3.06044	7.1

KF17-S2-50	150	0.122	490.5	0.103	74.129	0.000	11.08	57.19	10.38	0.381	0.872	27.87	592.1	3.33447	7.26
KF17-S2-80	180	0.131	497.2	0.105	90.470	1.099	11.09	57.88	10.56	0.367	0.855	28.00	596.1	3.25515	7.19
KF17-S3-20	220	0.131	494.6	0.107	99.373	3.765	11.03	57.44	10.57	0.410	0.863	27.70	593.0	3.42397	7.02
KF17-S3-50	250	0.136	493.0	0.109	101.374	5.031	11.04	57.60	10.53	0.416	0.893	27.95	599.5	3.44563	7.03
KF17-S3-80	280	0.136	497.8	0.110	104.190	5.181	11.01	57.74	10.68	0.398	0.871	27.72	597.3	3.54188	7.07
KF17-S4-20	320	0.126	497.5	0.112	65.832	4.616	10.97	57.28	10.74	0.412	0.872	27.70	596.7	3.56774	7.5
KF17-S4-50	350	0.135	497.2	0.114	63.573	4.049	10.92	57.30	10.74	0.393	0.885	27.58	597.2	3.37464	7.4
KF17-S4-80	380	0.117	490.9	0.115	52.906	7.487	10.90	57.05	10.47	0.367	0.833	27.76	600.0	3.4595	7.5
KF17-S5-20	420	0.128	487.3	0.114	58.778	-0.062	10.58	56.34	10.57	0.429	0.854	27.36	595.9	3.47541	7.9
KF17-S5-50	450	0.125	492.3	0.120	69.393	0.000	10.72	56.92	10.44	0.392	0.851	27.34	594.9	3.59148	7.3
KF17-S5-80	480	0.115	491.2	0.119	2.873	0.000	10.62	56.61	10.76	0.396	0.879	27.16	595.8	3.9695	7.7
KF17-S6-20	520	0.149	493.0	0.123	75.403	0.000	10.62	56.70	10.51	0.461	0.889	27.12	596.5	3.49022	7.3
KF17-S6-50	550	0.144	493.4	0.126	55.137	0.000	10.70	57.00	10.54	0.373	0.871	27.21	598.7	3.95692	7.4
KF17-S6-80	580	0.137	487.4	0.126	53.409	0.000	10.54	56.24	10.38	0.404	0.889	26.92	596.3	3.56303	7.4
KF17-S7-20	620	0.140	493.4	0.128	28.878	0.000	10.51	56.93	10.71	0.386	0.810	26.63	587.6	3.3946	7.26
KF17-S7-50	650	0.157	492.5	0.131	20.147	0.000	10.62	56.68	10.81	0.410	0.918	28.15	614.7	3.43571	7.5
KF17-S7-80	680	0.161	487.5	0.133	74.658	0.000	10.69	56.44	10.37	0.446	0.848	26.62	589.9	3.70266	7.12
KF17-S8-20	720	0.160	472.6	0.131	70.774	0.000	10.38	54.63	9.96	0.353	0.956	28.37	621.3	3.45893	7.07
KF17-S8-50	750	0.155	474.7	0.132	50.949	0.000	10.31	54.62	10.04	0.373	0.872	26.43	585.9	3.41178	7.08
KF17-S8-80	780	0.146	471.3	0.132	27.595	0.000	10.45	54.44	10.11	0.335	0.816	25.40	566.6	3.3351	7.37
KF17-S9-15	820	0.122	468.6	0.132	0.000	0.000	10.09	53.87	10.22	0.345	0.810	25.41	566.3		
KF17-S9-45	850	0.156	482.5	0.139	54.877	0.000	10.56	55.64	10.33	0.371	0.829	26.01	578.6	3.46562	7.13
KF17-S9-80	880	0.151	490.5	0.141	42.051	0.000	10.68	56.24	10.34	0.407	0.824	26.27	585.1		

Annexes

KF17-S10-17	917	0.175	485.6	0.139	8.297	0.000	10.45	55.90	10.50	0.488	0.834	26.15	583.5		
KF16-SW	0	-0.005	479.6	0.097	0.000	0.000	10.73	55.21	11.10	0.367	0.827	28.50	587.2	2.78965	7.57
KF16-S1-20	20	0.059	496.7	0.098	0.000	0.000	11.08	57.62	11.08	0.358	0.862	29.13	610.1	2.93631	7.57
KF16-S1-50	50	0.095	496.1	0.101	0.000	0.000	11.09	57.54	11.15	0.375	0.848	29.14	606.7	2.94771	7.49
KF16-S1-80	80	0.076	494.2	0.103	4.134	0.000	10.94	56.99	11.37	0.419	0.872	28.88	604.3	3.78895	7.24
KF16-S2-20	120	0.073	487.9	0.105	34.691	3.702	10.80	56.15	11.59	0.425	0.862	28.53	599.7	3.29776	
KF16-S2-50	150	0.069	490.3	0.107	35.860	0.000	10.84	56.91	11.20	0.404	0.882	28.76	604.7	3.30909	7.13
KF16-S2-80	180	0.089	489.3	0.108	55.799	1.092	10.77	56.52	11.13	0.455	0.840	26.77	578.9	3.53696	7.14
KF16-S3-20	220	0.083	488.5	0.111	85.610	7.115	10.76	56.45	11.51	0.442	0.887	27.45	589.0	3.60789	7.18
KF16-S3-50	250	0.077	490.2	0.111	29.129	31.444	10.64	55.91	11.75	0.428	0.879	26.90	577.3	3.73937	7.02
KF16-S3-80	280	0.097	489.3	0.115	78.754	13.573	10.57	56.02	11.53	0.428	0.875	26.90	583.0		7.19
KF16-S4-20	320	0.086	495.5	0.119	69.659	4.276	10.68	57.24	10.99	0.417	0.867	26.89	585.9		7.09
KF16-S4-50	350	0.070	495.4	0.119	51.681	16.401	10.63	56.81	11.19	0.427	0.883	27.21	586.6	2.879	6.94
KF16-S4-80	380	0.086	494.6	0.124	97.116	2.661	10.56	57.22	10.92	0.396	0.896	27.32	597.3	2.72184	7.01
KF16-S5-20	420	0.085	500.8	0.129	107.418	0.749	10.64	57.97	11.08	0.403	0.831	26.67	588.8	2.83884	6.81
KF16-S5-50	450	0.095	495.9	0.127	84.029	0.000	10.37	57.01	10.78	0.405	0.846	26.53	584.6	2.94662	
KF16-S5-80	480	0.089	486.9	0.130	75.355	0.000	10.33	56.42	10.69	0.410	0.805	26.10	577.2		7.14
KF16-S6-20	520	0.095	491.2	0.134	86.517	0.000	10.33	57.03	10.66	0.441	0.835	26.45	586.5	2.91974	7.05
KF16-S6-50	550	0.122	487.3	0.137	83.593	0.000	10.24	56.39	10.49	0.456	0.831	26.35	585.1	3.0424	7.38
KF16-S6-80	580	0.107	484.3	0.140	30.327	0.000	10.17	56.16	10.63	0.439	0.817	25.82	574.2		7.7
KF16-S7-20	620	0.103	485.5	0.144	26.957	0.000	10.18	56.47	10.35	0.376	0.816	25.71	573.5	2.63199	7.56
KF16-S7-50	650	0.096	492.2	0.149	26.367	0.000	10.23	57.16	10.56	0.395	0.832	26.05	584.1		7.03
KF16-S7-80	680	0.089	489.8	0.149	44.157	0.000	10.11	56.58	10.57	0.330	0.826	26.06	581.4		7.42

KF16-S8-20	720	0.091	491.8	0.153	17.878	0.000	10.16	56.90	10.77	0.416	0.763	23.54	527.3		7.26
KF16-S8-50	750	0.114	491.6	0.153	15.658	0.000	10.07	56.62	10.61	0.449	0.824	26.06	582.4	3.10219	
KF16-S9-20	820	0.105	491.4	0.156	17.093	0.000	9.97	56.63	10.87	0.428	0.831	25.95	582.3	3.26735	7.47
KF16-S9-50	850	0.103	493.8	0.159	30.457	0.000	10.01	56.86	10.78	0.439	0.811	25.97	583.9	3.35741	7.34
KF16-S9-80	880	0.095	490.5	0.158	36.429	0.000	9.88	56.62	10.76	0.429	0.799	25.94	583.9	3.43808	7.16
KF16-S10-17	917	0.108	490.6	0.161	48.604	0.000	9.90	56.58	10.71	0.387	0.821	25.91	583.0		7.16
KF13-S1-20	20	0.055	489.5	0.095	0.000	0.000	10.93	57.41	10.87	0.397	0.820	27.79	589.9	3.32148	7.7
KF13-S1-50	50	0.070	489.7	0.098	0.000	0.000	11.08	57.29	10.79	0.397	0.819	28.34	598.6	3.37531	
KF13-S1-80	80	0.056	484.0	0.096	9.699	0.000	10.88	56.47	10.54	0.366	0.804	27.19	579.3	3.44364	7.47
KF13-S2-20	120	0.034	489.5	0.099	2.246	35.361	11.09	56.91	10.88	0.367	0.812	26.86	567.4	3.48927	7.39
KF13-S2-50	150	0.049	486.8	0.098	62.356	0.988	11.09	56.99	10.56	0.381	0.800	27.88	592.1	3.21407	7.29
KF13-S2-80	180	0.066	481.0	0.097	35.507	19.363	11.00	56.26	10.40	0.402	0.792	27.61	587.9	3.61102	7.22
KF13-S3-20	220	0.041	485.3	0.099	40.512	8.169	11.06	56.55	10.46	0.372	0.802	26.83	572.6	3.79761	
KF13-S3-50	250	0.059	483.1	0.098	90.089	11.780	11.21	56.85	10.43	0.391	0.804	27.82	591.9	3.64815	6.95
KF13-S3-80	280	0.065	485.7	0.099	82.498	14.613	11.20	56.69	10.56	0.429	0.723	24.08	513.8	3.87344	7.18
KF13-S4-20	320	0.068	479.3	0.098	84.468	15.773	11.02	55.83	10.41	0.447	0.802	27.15	592.4		7.05
KF13-S4-50	340	0.043	473.4	0.097	90.131	16.820	10.98	55.83	10.10	0.379	0.801	26.36	563.8	3.86906	6.99
KF13-S4-80	380	0.058	479.6	0.098	97.198	19.644	11.04	55.79	10.44	0.393	0.810	28.03	594.9	3.94592	6.99
KF13-S5-20	420	0.050	481.2	0.099	107.514	19.504	11.15	56.24	10.35	0.405	0.739	24.43	524.1	3.96884	7.06
Kf13-S5-50	450	0.046	459.3	0.094	0.000	17.319	10.58	53.52	9.97	0.375	0.782	25.27	543.1	3.87491	
KF13-S5-80	480	0.060	482.8	0.100	82.509	19.170	11.12	56.23	10.48	0.466	0.820	27.75	592.7	3.81809	
KF03-S1-20	15	0.065	488.6	0.097	0.000	0.000	10.80	56.57	11.22	0.489	0.849	28.56	601.2	3.55996	7.9
KF03-S1-50	45	0.097	485.7	0.098	0.000	0.000	10.86	56.44	11.30	0.507	0.715	24.11	567.6	3.70033	7.5

Annexes

KF03-S1-57	52	0.079	483.2	0.103	17.149	0.000	10.90	56.17	10.92	0.381	0.797	25.86	578.1	3.82945	7.65
KF03-S1-80	75	0.095	481.2	0.100	0.000	0.000	10.62	55.65	11.17	0.499	0.000	26.32	579.1		7.25
KF03-S1-92	87	0.083	486.4	0.099	0.000	0.000	10.79	56.32	11.24	0.451	0.000	29.70	638.3	4.60135	7.5
KF03-S2-20	115	0.065	485.2	0.105	25.465	0.135	10.91	56.21	11.17	0.428	0.000	29.18	618.4	5.04291	7.2
KF03-S2-50	145	0.079	481.7	0.107	48.335	6.398	10.92	55.99	10.97	0.421	0.897	28.90	616.7	4.44308	7.1
KF03-S2-80	175	0.054	475.9	0.109	21.245	4.614	10.73	55.30	10.85	0.385	0.863	28.06	601.2	4.55949	7.25
KF03-S3-20	215	0.053	477.2	0.110	29.506	10.129	10.74	55.36	10.81	0.416	0.914	28.62	612.0	3.13707	7.1
KF03-S3-50	245	0.068	483.1	0.112	76.854	12.697	10.80	55.93	11.12	0.440	0.921	28.69	617.9		7.05
KF03-S3-80	275	0.070	491.6	0.115	82.712	15.013	10.88	56.49	11.34	0.427	0.814	28.71	616.6	2.78711	7
KF03-S4-20	315	0.081	487.1	0.115	16.354	12.447	10.76	56.14	11.14	0.450	0.910	28.28	608.2	2.77743	7.3
KF03-S4-50	345	0.058	480.1	0.116	57.942	13.973	10.63	55.80	10.56	0.411	0.895	28.45	612.3	2.96452	7
KF03-S4-80	375	0.059	480.1	0.119	92.544	12.973	10.69	56.16	10.57	0.429	0.867	27.70	599.2	2.79441	7.1
KF03-S5-20	415	0.081	485.8	0.122	67.874	13.041	10.67	56.21	10.71	0.412	0.913	28.33	614.5		7.1
KF03-S5-50	445	0.079	485.5	0.125	24.423	12.474	10.64	56.21	10.66	0.476	0.892	28.07	613.0	2.92148	7.13
KF03-S5-80	475	0.059	483.3	0.127	64.624	9.795	10.54	55.94	10.45	0.404	0.879	27.47	604.5	3.07355	7.2
KF03-S6-20	515	0.069	489.8	0.129	60.209	8.040	10.50	56.42	10.87	0.428	0.864	27.61	608.1	3.00913	6.93
KF03-S6-50	545	0.069	490.9	0.131	67.028	7.149	10.43	56.40	10.67	0.453	0.873	27.46	604.9	3.06201	6.8
KF03-S6-80	575	0.063	485.0	0.132	21.068	4.834	10.30	55.63	10.68	0.391	0.901	26.62	591.2	3.18795	
KF03-S7-20	615	0.078	494.6	0.134	68.380	5.995	10.22	56.41	10.78	0.456	0.885	27.19	603.5	3.22174	7.12
KF03-S7-50	645	0.074	488.2	0.139	78.367	5.652	10.31	56.15	10.43	0.446	0.893	26.86	601.3		7.3
KF03-S7-80	675	0.088	485.8	0.139	50.537	5.340	10.20	56.05	10.55	0.453	0.877	26.97	603.3		7.3
KF03-S8-20	715	0.098	485.2	0.142	56.673	4.730	10.14	55.96	10.33	0.457	0.907	26.93	606.0	2.60779	7.1
KF03-S8-50	745	0.085	482.0	0.145	74.634	4.576	10.09	55.80	10.40	0.446	0.877	27.06	608.2	2.70413	7.3

KF03-S8-80	775	0.083	480.0	0.145	54.971	4.272	10.02	55.44	10.17	0.445	0.910	26.91	605.5	2.8763	7.4
KF03-S9-20	815	0.086	475.2	0.148	73.887	4.354	10.02	55.29	10.18	0.424	0.874	26.78	602.5	2.94589	7.4
KF03-S10-20	875	0.084	476.9	0.151	67.074	3.076	9.91	55.25	10.19	0.432	0.889	26.65	600.3	2.86422	7.2
KF03-S10-50	905	0.094	473.0	0.151	13.894	2.248	9.82	54.87	10.10	0.482	0.869	26.60	605.4	3.03265	
KF14-S1-80	80	0.058	480.5	0.098	0.000	0.000	10.83	55.68	10.72	0.398	0.832	27.83	590.0	3.08004	
KF14-S2-20	116	0.070	467.6	0.095	0.000	0.000	10.28	53.97	10.38	0.346	0.823	26.46	569.8	3.07025	
KF14-S2-50	146	0.086	476.0	0.099	0.000	0.000	10.65	54.66	10.45	0.386	0.841	26.86	579.8	3.1736	
KF14-S2-80	176	0.066	484.0	0.097	0.000	5.525	10.59	55.38	11.05	0.363	0.846	27.47	598.0	3.3	
KF14-S3-20	216	0.080	490.2	0.100	0.000	4.787	10.62	55.82	11.34	0.368	0.865	27.53	606.4	3.3676	
KF14-S3-50	246	0.073	489.4	0.103	7.453	8.474	10.83	55.54	11.07	0.366	0.860	27.46	602.2	3.35912	7.8
KF14-S3-80	276	0.057	491.1	0.105	0.000	6.941	10.92	55.59	11.17	0.351	0.855	27.50	605.4	3.39979	7.45
KF14-S4-20	316	0.066	502.5	0.107	17.227	8.544	11.15	56.54	11.57	0.382	0.867	27.62	613.9	3.55984	7.6
KF14-S4-50	346	0.079	497.7	0.107	12.338	16.591	10.99	55.65	11.44	0.425	0.846	27.29	606.4	3.46648	7.36
KF14-S4-80	376	0.045	514.1	0.110	26.979	5.043	11.25	56.70	12.00	0.358	0.880	27.56	621.5	3.4776	7.46
KF14-S5-20	416	0.047	524.2	0.112	48.636	0.000	10.97	55.86	12.71	0.386	0.901	26.83	634.4	3.64076	7.4
KF14-S5-50	446	0.072	534.9	0.115	54.390	0.000	11.16	56.81	13.19	0.429	0.808	24.14	573.2	3.66356	7.1
KF10-S1-20	20		513.6				9.1	65.6	11.6			28.25	628.8	3.20658	7.6
KF10-S1-50	50		514.8				8	67.5	11			26.77	604.3		
KF10-S1-80	80		510.7				8	68.7	10.9			26.51	602	3.64691	7.42
KF10-S2-20	120		522.9				8.4	71.8	11.2			27.31	625.3	3.6924	
KF10-S2-50	150		507.5				8.4	70.6	10.9			26.36	610.6	3.70422	7.13
KF10-S2-80	180		506.4				8.5	70.9	10.8			26.44	614.9	3.41208	7.1
KF10-S3-20	220		510.9				9	74.3	10.7			25.84	617.9	3.59484	

Annexes

KF10-S3-50	250	510.4	9.2	75	11.1	25.81	616.8	4.09228	7.1
KF10-S3-80	280	508.2	9.5	75.8	10.5	25.79	625.9	4.05415	7.1
KF10-S4-20	320	508	9.9	77.3	8.9	24.77	610.4	3.74608	7.08
KF10-S4-40	340	503.8	10	78.7	10.3	25.20	626		7.15
KF10-S4-80	380	503.1	10.4	80.6	10.2	25.15	632.3		7.08
KF10-S5-20	420	510.7	10.2	79.4	10.6	25.27	629		7.53
KF10-S5-50	450	501.75	12.05	87.55	9.85	24.26	657		7
KF11-S1-20	20	501.7	7.8	65.4	9.9	26.08	589.5		7.7
KF11-S1-50	50	495.7	7.7	66.5	9.9	26.38	598.3	2.26313	
KF11-S1-80	80	502.7	8.1	68.9	10.3	26.41	601.4	2.56853	
KF11-S2-20	120	499.6	8.2	69.3	10.2	26.51	606.9	2.74824	7.4
KF11-S2-50	150	499.9	8.5	70.6	10.1	26.26	607.9	2.87296	
KF11-S2-80	180	502.5	8.9	72.5	10.2	26.14	611.5	2.84359	
KF11-S3-20	220	505.2	9.1	73.4	10.5	26.16	612.3	2.79333	7
KF11-S3-50	250	507.3	9.8	77.1	10.3	25.64	616.4	2.99098	7.1
KF11-S3-80	280	497.8	10	77.6	10	25.87	629	2.88384	
KF11-S4-20	320	507.1	10.4	79.7	10.5	26.09	634.4	2.59102	7.3
KF11-S4-40	340	513.1	11.2	83.9	10.3	26.60	656.3		7.1
KF11-S4-80	380	514.1	10.9	81.8	10.8	25.87	633.3	2.8435	7.4
KF11-S5-20	420	499	11.9	86.4	10.4	25.15	644.9		7.3
KF11-S5-50	450	498.9	13.5	93.7	10.3	24.50	663.7	2.83944	7.2
KF11-S5-80	480	506.7	16.2	107.4	10.3	23.76	693.2	2.8402	

Table VI-5. Résultats des concentrations en isotope normalisées à la valeur isotopique du SMOW

KF10	Depth	$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW	σ	δD vs SMOW	σ
Surface SW	0	1.049	0.024	6.985	0.058
S1-20cm	20	1.373	0.034	8.982	0.072
S1-50cm	50	1.370	0.040	8.912	0.126
S1-80cm	80	1.364	0.039	8.661	0.102
S2-50cm	150	1.663	0.040	8.956	0.083
S2-80cm	180	1.341	0.033	8.834	0.104
S3-50cm	250	1.508	0.045	8.824	0.112
S3-80cm	280	1.300	0.042	8.710	0.166
S4-20cm	320	1.326	0.042	8.641	0.040
S4-50cm	350	1.281	0.026	8.683	0.038
S4-80cm	380	1.271	0.029	8.634	0.058
S5-80cm	480	1.754	0.045	9.052	0.116
KF12	Depth	$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW	σ	δD vs SMOW	σ
S1-20cm	20	1.25	0.01	7.75	0.12
S1-50cm	50	1.36	0.04	8.49	0.24
S1-80cm	80	1.53	0.03	8.60	0.05
S2-20cm	120	1.29	0.06	8.41	0.08
S2-50cm	150	1.47	0.03	8.56	0.15
S2-80cm	180	1.38	0.08	8.95	0.16
S3-20cm	220	1.47	0.02	8.56	0.14
S4-20cm	320	1.20	0.05	7.96	0.10
S4-80cm	380	1.61	0.04	8.93	0.12
S5-20cm	420	1.33	0.03	8.48	0.03
S5-50cm	450	1.06	0.04	6.91	0.08
S5-80cm	480	1.44	0.04	8.44	0.09
KF13	Depth	$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW	σ	δD vs SMOW	σ
S1-50cm	50	1.34	0.04	8.75	0.09
S1-80cm	80	1.39	0.08	8.94	0.14
S2-20cm	120	1.41	0.02	8.83	0.09
S2-50cm	150	1.31	0.06	8.73	0.22

S2-80cm	180	1.71	0.08	8.75	0.20
S3-20cm	220	1.52	0.05	8.73	0.13
S3-50cm	250	1.41	0.16	8.58	0.45
S3-80cm	280	1.85	0.16	8.88	0.29
S4-20cm	320	1.28	0.04	8.44	0.04
S4-50cm	350	1.26	0.02	8.28	0.10
KF18	Depth	$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW	σ	δD vs SMOW	σ
S1-20cm	20	1.21	0.03	8.19	0.17
S1-80cm	80	1.32	0.03	8.43	0.01
S2-50cm	150	1.27	0.01	8.60	0.15
S3-20cm	220	1.28	0.01	8.32	0.20
S3-80cm	280	1.26	0.02	8.07	0.23
S4-50cm	350	1.15	0.03	7.63	0.22
S5-20cm	420	1.21	0.04	7.92	0.33
S5-80cm	480	0.51	0.04	1.85	0.21
S6-50cm	550	1.21	0.02	7.65	0.05
S7-20cm	621	1.42	0.05	8.34	0.13
S7-80cm	681	1.39	0.01	7.40	0.07
S8-50cm	751	1.05	0.03	7.40	0.05
S9-20cm	821	1.08	0.03	7.07	0.13
S9-80cm	881	1.02	0.02	7.28	0.14
S10-50cm	918	1.02	0.01	6.72	0.16

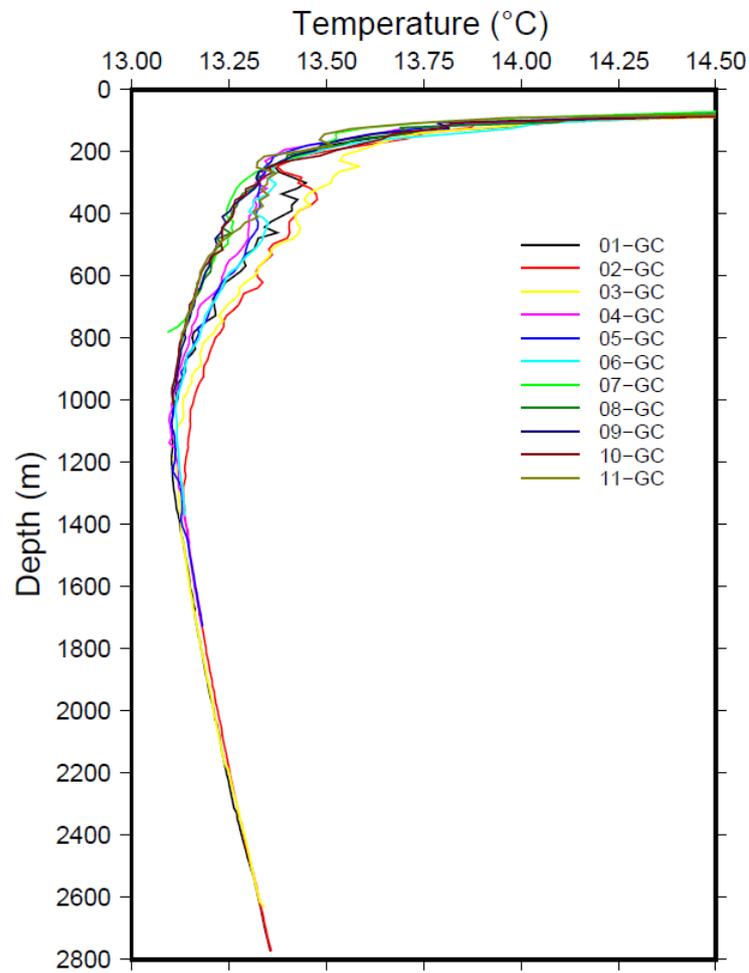


Figure VI-4. Température dans la colonne d'eau en fonction de la profondeur pour les stations de la campagne Medsalt (zone des Baléares). La température se stabilise à une profondeur de 1400 m.