Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel

Olivier Galland

▶ **To cite this version:**

Olivier Galland. Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2004. Français. NNT : . tel-00008498

HAL Id: tel-00008498

https://theses.hal.science/tel-00008498

Submitted on 15 Mar 2005

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.

N° d'ORDRE de la thèse 3084

THESE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

Pour obtenir

le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**
Mention Sciences de la Terre

PAR
Olivier GALLAND

Equipe d'accueil : Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS
Ecole doctorale : Sciences de la Matière
Composante universitaire : U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

INTERACTIONS MECANIQUES ENTRE LA TECTONIQUE COMPRESSIVE ET LE MAGMATISME : EXPERIENCES ANALOGIQUES ET EXEMPLE NATUREL

Soutenue le 10 décembre 2004 devant la Commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY

Olivier MERLE : Université de Clermont-Ferrand - Rapporteur

Jean-Paul THIRIET : Total Austral - Rapporteur

Denis GAPAIS : Université de Rennes I - Examinateur

Sverre PLANKE : University of Oslo - Examinateur

Stephen SPARKS : University of Bristol - Examinateur

Jean de BREMOND d'ARS : Université de Rennes I - Directeur de thèse

Remerciements

Je tiens à remercier les membres de mon jury d'avoir accepté de juger mon travail de thèse réalisé à Géosciences Rennes, et d'avoir bien voulu, pour certains, bravé les grèves d'Air France : Olivier Merle (Université de Clermont-Ferrand), Jean-Paul Thiriet (Total Austral), Denis Gapais (Géosciences Rennes), Sverre Planke (University of Oslo), Stephen Sparks (University of Bristol).

Ce travail n'est pas le résultat d'un travail individuel, mais le fruit d'une réflexion collective au sein d'une équipe entre mes trois chefs et moi : Jean de Bremond d'Ars m'a fourni les petites astuces pour interpréter les expériences analogiques ; Peter Cobbold sans qui nous ne serions pas partis plusieurs fois sur le terrain, nous n'aurions ni mené plus de 70 expériences analogiques ni effectué des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$; enfin Erwan Hallot m'a réellement appris la géologie de terrain, et je dois dire que sans lui, la partie terrain serait certainement beaucoup moins riche. Mais le travail d'équipe ne s'arrête pas là, et bien d'autres ont contribué à ce travail : Gilles Ruffet (Géosciences Rennes) pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$, Eduardo Rossello (Université de Buenos Aires) pour une mission de terrain financée par le CONICET, Michel Lemoine et Jean-Pierre Caudal qui ont construit du début à la fin le dispositif expérimental utilisé tout au long de mes quatre ans à Géosciences.

Le travail présenté dans ce mémoire a été effectué dans le cadre d'un projet de collaboration scientifique avec Total Austral, qui a financé la quasi-totalité du travail présenté dans cette thèse. Nous remercions Jean-Paul Thiriet, responsable du projet à Total Austral, pour les soutiens financier et logistique sur le terrain et pour nous avoir autorisé à publier dans cette thèse des résultats confidentiels.

Quant aux copains, dire que je leur suis gratifiant de la bonne ambiance installée à Géosciences et des quatre ans formidables que j'aie pu vivre à Rennes ne serait que pure banalité. L'énoncé d'un catalogue de noms ne serait que de l'encre noir sur un morceau de papier et ne représente rien à côté de que je vous dois à tous. Je ne souhaite donc pas énumérer chacun d'entre vous les uns après les autres, au risque d'en oublier, et je sais que ceux à qui je pense se reconnaîtront. J'espère que la reconnaissance que je vous porte puisse transparaître tous les jours.

Enfin, je tiens à saluer ma famille pour m'avoir soutenu et encouragé jusqu'au bout, surtout pendant les moments difficiles.

A Pascaline et mes Parents

A Caroline

Interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme : expériences analogiques et exemple naturel

Résumé

Le magmatisme a lieu principalement aux limites des plaques lithosphériques, où la déformation tectonique peut être importante. Afin d'étudier les interactions mécaniques entre la tectonique compressive et le magmatisme, nous avons développé une nouvelle technique expérimentale, dans laquelle un fluide (simulant les magmas) est injecté dans de la poudre de silice (simulant la croûte) en raccourcissement.

Une première série d'expériences, dans laquelle la poudre de silice est homogène, montre que la présence de magmas induit la formation de chevauchements arqués et d'un plateau non déformé. Inversement, la déformation favorise la mise en place horizontale des magmas, et contrôle leur mise en place relativement passive dans un espace accommodé par la surrection tectonique du plateau. Dans une seconde série d'expériences, nous avons introduit des hétérogénéités dans la poudre de silice, afin de simuler une stratification. Nous montrons que les hétérogénéités peuvent contrôler la mise en place des magmas à l'interface entre les niveaux de comportements différents.

Afin de valider nos résultats expérimentaux, les expériences sont comparées à un exemple naturel, le volcan Tromen en Argentine. Au cours de trois missions sur le terrain, nous avons effectué une étude cartographique, structurale et géochronologique du Tromen. Nous montrons que le contexte tectonique du Tromen pendant sa période d'activité volcanique était compressif. De plus, les résultats obtenus montrent des similitudes entre les structures observées sur le Tromen et celles obtenues dans nos expériences (chevauchements arqués, plateau peu déformé) validant ainsi nos résultats expérimentaux.

Enfin, les structures obtenues dans nos expériences montrent également des similitudes avec les structures observées dans les Andes Centrales à l'échelle crustale. Cette comparaison nous permet de proposer un nouveau modèle de formation des hauts plateaux, tels l'Altiplano et le Tibet, qui demeurent de grandes énigmes géologiques.

Mots clés : Tectonique, magmatisme, modélisation analogique, Cordillère des Andes

Mechanical interactions between compressional tectonics and magmatism: analogue experiments and field example

Abstract

Magmatism mainly occurs at lithospheric plate boundaries, where tectonic deformation can be strong. In order to study mechanical interactions between compression tectonics and magmatism, we have developed a new experimental technique, in which a fluid (model magma) is injected in a shortening silica powder (model crust).

A first series of experiments shows that the presence of magma induces the formation of arcuate thrust faults and of a non-deformed plateau. Conversely, the deformation induces the horizontal emplacement of magma, and controls their emplacement in a space accommodated by the tectonic uplift of the plateau. In a second series of experiments, we have introduced heterogeneities simulating stratification in the silica powder. We show that heterogeneities can control magma emplacement between two levels of different mechanical behaviour.

In order to validate our results, the experiments have been compared with a natural example, the Tromen Volcano, Argentina. During three missions in the field, we performed cartographic, structural and geochronological studies. We show that the tectonic context of Tromen during its period of activity was compressional. In addition, results show similarities between observed structures on Tromen volcano and those obtained in experiments (arcuate thrust, non deformed plateau), validating our experimental results.

Finally, the structures obtained in our experiments were similar to those of Central Andes at a crustal scale. This comparison allows us to propose a new model for the formation of high plateaus, as Altiplano and Tibet.

Keywords: tectonics, magmatism, analogue modelling, Andean Cordillera

Table des matières

Chapitre 1

Introduction

15

Chapitre 2

Mise en place des magmas dans la croûte supérieure fragile : synthèse bibliographique

1 INTRODUCTION 23

2 GEOMETRIE DES INTRUSIONS 24

2.1 LES INTRUSIONS PLANAIRES 24
2.2 LES INTRUSIONS NON PLANAIRES 37

3 MECANISMES DE MISE EN PLACE DES MAGMAS 43

3.1 MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLANAIRES 43
3.2 MISE EN PLACE DES INTRUSIONS NON PLANAIRES 72
3.3 BILAN 78

4 REGIMES TECTONIQUES ET MISE EN PLACE DES MAGMAS 79

4.1 TENSEUR DES CONTRAINTES ET ORIENTATION DES INTRUSIONS 79
4.2 REGIME TECTONIQUE ET GEOMETRIE DES ESSAIMS DE DYKES 82
4.3 REGIME TECTONIQUE ET MILIEU STRATIFIE 87
4.4 CONTRAINTES INDUITES PAR UNE INTRUSION 88
4.5 DEFORMATION ET MISE EN PLACE DES MAGMAS 92

5 BILAN 95

5.1 ETAT DES CONNAISSANCES 95
5.2 LES QUESTIONS EN SUSPEND … 96

Chapitre 3

Méthodologie expérimentale

Article : Use of vegetable oil and silica powder for scale modelling of magmatic intrusion in a deforming brittle crust

1 INTRODUCTION 104

2 REQUIRED PROPERTIES OF MODEL MATERIALS 105

2.1 SCALING 105
2.2 EXPERIMENTAL CONSTRAINTS 108
2.3 SUMMARY: REQUIRED PROPERTIES OF MODEL MATERIALS 109

3 DESCRIPTION OF MODEL MATERIALS 109

3.1 FINE-GRAINED SILICA POWDER FOR THE BRITTLE CRUST 109
3.2 VEGETABLE OIL FOR LOW-VISCOSITY MAGMA 112
3.3 CONCLUSIONS 113

4 PRELIMINARY EXPERIMENTS ON INTRUSION AND DEFORMATION 114

4.1 EXPERIMENTAL TECHNIQUE 114
4.2 EXPERIMENT A: DEFORMATION ONLY 114
4.3 EXPERIMENT B: INTRUSION ONLY 115
4.4 EXPERIMENT C: COEVAL DEFORMATION AND INJECTION 116

5 DISCUSSION 116

5.1 PERCOLATION OF OIL WITHIN SILICA POWDER 116
5.2 MODELLING TECTONIC PROCESSES 117
5.3 MODELLING DYKE EMPLACEMENT 117
5.4 MODELLING COEVAL INTRUSION AND DEFORMATION 118

6 CONCLUSIONS 120

Chapitre 4

Expériences analogiques : injection de magma dans une croûte fragile homogène en contexte tectonique chevauchant

1 INTRODUCTION 147

1.1 DISPOSITIF ET PROTOCOLE EXPERIMENTAUX 147
1.2 STRATEGIE EXPERIMENTALE 148

2 RESULTATS EXPERIMENTAUX 150

2.1 EXPERIENCES TEMOIN 150

2.2 SERIE D'EXPERIENCES CHRONOLOGIQUES : SERIE C 157

2.3 SERIE D'EXPERIENCES G 161

2.4 SERIE D'EXPERIENCES A 163

3 INTERPRETATIONS ET DISCUSSION 185

3.1 GEOMETRIES DES STRUCTURES 185

3.2 QUANTIFICATION DES PARAMETRES EXPERIMENTAUX 196

3.3 LA PRESSION INTERNE DU LIQUIDE 202

4 BILAN ET CONCLUSIONS 210

Chapitre 5

Expériences analogiques : injection de magma dans une croûte fragile stratifiée

1 INTRODUCTION 215

2 PROTOCOLE EXPERIMENTAL 217

2.1 MATERIAUX ANALOGIQUES 217

2.2 STRATEGIE EXPERIMENTALE 217

3 RESULTATS 219

3.1 SERIE D'EXPERIENCES S (STRATIFIE) 219

4 INTERPRETATION ET DISCUSSION 230

4.1 DEFORMATION D'UN MILIEU STRATIFIE 230

4.2 MISE EN PLACE DU LIQUIDE ET MILIEU STRATIFIE 234

4.3 EFFET DU REFROIDISSEMENT DU LIQUIDE 240

5 CONCLUSIONS 243

Chapitre 6

Structure et histoire géologique du volcan Tromen, province de Neuquén, Argentine

1. INTRODUCTION 247

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE : LES ANDES ET LE BASSIN DE NEUQUEN 248

2.1. LA CORDILLERE DES ANDES 248
2.2. LES ANDES AUSTRALES 253
2.3. LE BASSIN DE NEUQUEN 257

3. LE VOLCAN TROMEN : PRESENTATION GENERALE 262

3.1. PETROGRAPHIE DES ROCHES DU TROMEN 262
3.2. STRUCTURE DU TROMEN 282

4. NOUVELLES DONNEES STRUCTURALES 284

4.1. LE VERSANT OCCIDENTAL 284
4.2. LE VERSANT ORIENTAL 294

5. GEOCHRONOLOGIE 304

5.1. METHODOLOGIE $^{40}Ar/^{39}Ar$ 304
5.2. RESULTATS 305

6. INTERPRETATIONS ET DISCUSSION 306

6.1. HISTOIRE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DU TROMEN 306
6.2. MODIFICATIONS DE L'ANCIENNE CARTE GEOLOGIQUE 310
6.3. STRUCTURE DU TROMEN 311
6.4. RELATIONS ENTRE TECTONIQUE ET VOLCANISME 312
6.5. AGE DE LA DEFORMATION 313

7. CONCLUSIONS 314

Chapitre 7

Synthèse

1 COMPARAISON ENTRE LES RESULTATS EXPERIMENTAUX ET GEOLOGIQUES 319

1.1 L'ASYMETRIE DES STRUCTURES TECTONIQUES ET DU VOLCANISME 319

1.2 ORIENTATION ET GEOMETRIE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES 320
1.3 GEOMETRIE DES CHEVAUCHEMENTS 323
1.4 AGE DE LA DEFORMATION DANS LE BASSIN DE NEUQUEN 326
1.5 EFFETS DU MILIEU STRATIFIE SUR LA MISE EN PLACE DES MAGMAS 327
1.6 VOLUME DES INTRUSIONS 328
1.7 BILAN 329

2 PERSPECTIVES EXPERIMENTALES 329

2.1 MODELISATION A L'ECHELLE CRUSTALE : LES ANDES ? 330
2.2 MODELISATION DES INTRUSIONS SEDIMENTAIRES 337

Conclusions générales 340

Annexes 345

Bibliographie 404

Chapitre 1

Introduction

Sur Terre, l'essentiel de l'activité magmatique est concentré aux limites des plaques lithosphériques, où les magmas principalement issus du manteau remontent à travers la croûte terrestre. L'ascension des magmas à travers la croûte, en général verticale, est en grande partie contrôlée par leur flottabilité. Après leur ascension, ils peuvent se mettre en place en profondeur (plutonisme) ou à la surface (volcanisme) ; les mécanismes de mise en place des magmas impliquent couramment un transport latéral. La vitesse de transport des magmas et leur mode de mise en place sont contrôlés par de nombreux paramètres physiques, en particulier la viscosité des magmas, la rhéologie de l'encaissant et le régime tectonique.

Le régime tectonique semble être un facteur prépondérant. Les observations géologiques montrent couramment des relations spatiales étroites entre les complexes magmatiques et les zones de failles, que se soit en régime extensif (dans les rifts, Gudmundsson, 1998, Fialko et Rubin, 1999 et Walker, 1999) ou en régime compressif le long de décrochements (Marrett et Emerman, 1992, Matteini et al., 2002a et Matteini et al., 2002b), ou de chevauchements (Kalakay et al., 2001, Lageson et al., 2001 et Marques et Cobbold, 2002). Les relations temporelles entre la mise en place et la cristallisation des magmas et la déformation tectonique peuvent être également démontrées par l'analyse structurale des intrusions magmatiques (Berthé et al., 1979) ; les fabriques et les structures C/S dans les intrusion permettent en effet de définir leur caractère syntectonique, et sont utilisées pour dater la déformation.

En régime tectonique extensif (dorsales océaniques et rifts continentaux), il est intuitif de concevoir que la remontée et la mise en place des magmas sont facilitées par la création d'un espace vertical. Ainsi, les magmas sont transportés dans des dykes verticaux, perpendiculaires à la direction d'extension (Hubbert et Willis, 1957; Walker, 1999).

En régime compressif, la compression tend plutôt à s'opposer à la création d'espace, donc à la remontée des magmas à travers la croûte (Watanabe et al., 1999). Paradoxalement, les zones en compression peuvent être le siège d'une activité magmatique importante, comme dans la Cordillère des Andes (Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997). Afin de justifier l'activité magmatique dans un tel contexte tectonique, certains géologues invoquent une extension locale, seul mécanisme d'après eux à permettre la remonté des magmas dans la croûte.

Pourtant, dès le début du XX^{ème} siècle, Eugène Wegmann associait déjà les magmas granitiques avec les chevauchements dans les chaînes de collision (Figure 1). Cependant, l'étude de l'association entre la compression tectonique et les magmas ne s'est développée qu'à la fin des années 1980 (synthèse de Hutton, 1997 ; références plus récentes, Kalakay et

al., 2001 et Lageson et al., 2001), en mettant en évidence le caractère syntectonique des intrusions et le contrôle des chevauchements sur leur mise en place (Hutton and Ingram, 1992; Kalakay et al., 2001). Inversement, la présence de magma dans une zone déformée modifie les propriétés mécaniques de la croûte, et semble influencer la géométrie finale des structures de déformation (Lageson et al., 2001).

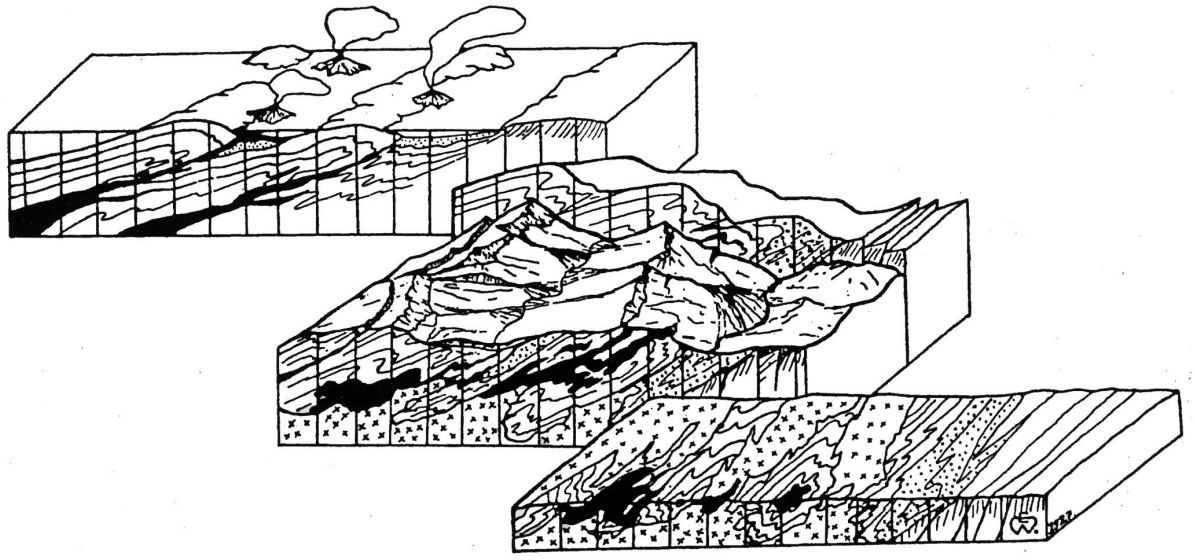


Figure 1. Première représentation des étages structuraux d'après les travaux de Wegmann. En partant d'une collision largement inspirée par les travaux d'Argand, Wegmann illustre les grandes nappes sédimentaires et la mobilité des zones profondes qu'il associe déjà à l'action des granites. Les zones en noir représentent les magmas, remontant le long des chevauchements dans le schéma du haut. Ce dessin de 1927 n'a jamais été publié dans une revue scientifique (d'après Schaer, 1995).

Les nombreux exemples de relations structurales et temporelles entre les intrusions magmatiques et les zones de failles montrent qu'elles sont étroitement liées. Toutefois, des questions primordiales restent posées.

(1) Quelles sont les interactions mécaniques entre la déformation tectonique et le magmatisme ?

(2) Comment la déformation, en particulier les failles, peuvent contrôler le transport des magmas ?

(3) Inversement, comment la présence de magmatisme influence-t-elle la déformation tectonique, et en particulier la formation de failles ?

L'objectif de ce travail est de comprendre les mécanismes de mise en place des magmas dans un contexte tectonique compressif. Pour cela, nous avons adopté une approche de modélisation expérimentale, qui consiste à injecter un liquide, simulant les magmas, dans un matériau granulaire coulombien, simulant la croûte supérieure. Nos expériences nous permettent de reproduire à l'échelle du laboratoire les processus de mise en place des magmas à l'échelle d'un bassin. Cette approche expérimentale a été couplée avec une approche de terrain, au cours de laquelle nous avons effectué une étude structurale du massif volcanique du Tromen, bassin de Neuquén, Argentine, et étudié les relations chronologiques entre ses formations volcaniques et les structures tectoniques.

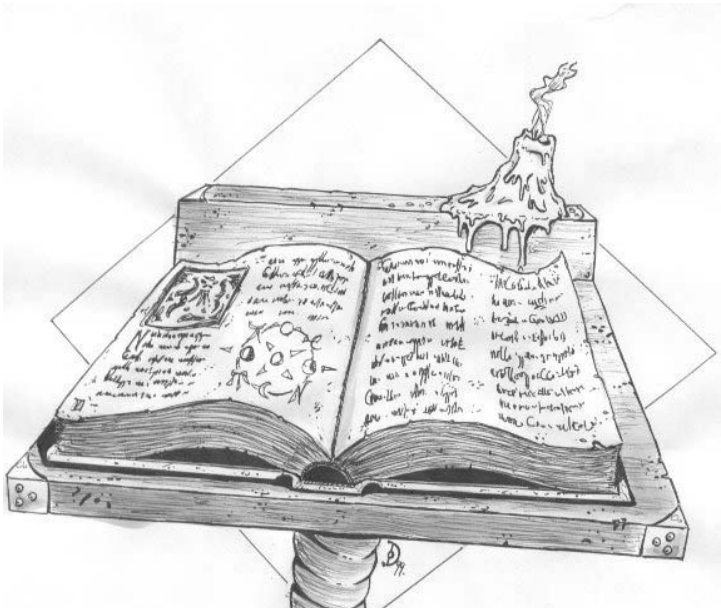
Le travail présenté dans ce mémoire s'organise en quatre parties.

La première partie présente une synthèse bibliographique de la mise en place des magmas, dont nous décrivons les géométries et discutons les mécanismes de mise en place dans la croûte supérieure (Chapitre 2). Dans cette synthèse, on s'intéressera en particulier aux filons.

La deuxième partie s'organise en trois chapitres. Le premier (Chapitre 3) présente les le nouveau protocole de modélisation expérimentale développé au cours de ma thèse. Nos expériences et les résultats obtenus font l'objet des deux chapitres suivants. Dans le Chapitre 4, nous mettons en évidence les mécanismes d'interactions entre la déformation et les intrusions magmatiques. Dans le Chapitre 5, nous discutons de l'influence d'un milieu stratifié (série sédimentaire) sur la mise en place des magmas.

Dans la troisième partie (Chapitre 6), nous présentons les résultats de notre étude de terrain sur le volcan Tromen.

Enfin, dans la dernière partie (Chapitre 7), nous effectuons une synthèse comparative des résultats expérimentaux et de l'exemple du Tromen.



Chapitre 2

Mise en place des magmas dans la croûte supérieure fragile : synthèse bibliographique

1 Introduction

Les réflexions qui visent à comprendre les processus de mise en place des magmas dans la croûte motivent un grand nombre de géologues depuis la fin du XIX^{ème} siècle et le début du XX^{ème} siècle (Gieke, 1893; Stevens, 1911). Depuis cette époque, de nombreux travaux abordent cette problématique à partir d'approches diverses : descriptions naturalistes de terrain, calculs analytiques théoriques, modélisation expérimentale et, plus récemment, modélisation numérique.

Malgré ce siècle d'investigations et ces approches multiples, tous les processus de remontée et de mise en place des magmas dans la croûte ne sont pas admis de tous les géologues et sont sujets à controverse. Les discussions multiples témoignent des difficultés qu'il faut surmonter pour appréhender tous les paramètres qui entrent en jeu lors de la mise en place des magmas : écoulements de fluides visqueux de propriétés rhéologiques peu connues, notion de mécanique de la fracturation, notions de thermique, tectonique et mécanique de la déformation, pétrologie et géochimie.

Les magmas se retrouvent à tous les niveaux de la croûte terrestre, aussi bien dans la croûte inférieure ductile où l'encaissant se comporte comme un fluide très visqueux, que dans la croûte supérieure fragile où l'encaissant se comporte comme un solide élastique qui se fracture sous l'effet de la pression magmatique. Dans ce chapitre, il ne sera question que des mécanismes associés à la mise en place des magmas dans la croûte fragile, en particulier dans un bassin sédimentaire stratifié. Dans un premier temps, les géométries des intrusions magmatiques rencontrées dans ce type d'environnement géologique seront détaillées. Dans un deuxième temps, nous aborderons la mécanique qui gouverne la mise en place des magmas dans une croûte fragile. Dans cette section, les processus physiques qui entrent en jeu seront listés et développés. Enfin, nous aborderons les influences du régime tectonique sur la remontée et la mise en place des magmas.

2 Géométrie des intrusions

2.1 Les intrusions planaires

2.1.1 Les dykes et sills

2.1.1.1 Les dykes

Les dykes sont des intrusions planaires de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui recoupent « en discordance » les structures de leurs encaissants, par exemple une stratification sédimentaire ou une schistosité (Best, 2003). Leur longueur peut varier de quelques mètres à plus d'un millier de kilomètres (voir § 2.1.3). En général, le rapport épaisseur / longueur de ces intrusions est compris entre 10^{-2} et 10^{-4} (Rubin, 1993; Rubin, 1995b). Les dykes sont en grande majorité verticaux à sub-verticaux (Figure 2.1 à Figure 2.4) quoique certains puissent être sub-horizontaux en recoupant un encaissant préalablement déformé. Ils correspondent en général à un événement magmatique, mais il est courant qu'ils soient issus de plusieurs injections successives (filons composites ou multiples).

Les dykes ne sont pas symptomatiques d'un environnement géologique et se retrouvent aussi bien en contexte intra plaque (volcanisme intra continental, points chauds) que dans les contextes tectoniques extensifs (dorsales et rifts) et compressifs (zones de subduction et de collision). La nature des magmas contenus dans les dykes peut être variée. Il est courant d'observer des essaims de dykes de nature basique (Ernst et al., 1995b), les complexes filoniens acides étant plus rares (Hutton, 1992).

Figure 2.1. Photographie aérienne de dykes. Photo prise dans la région de Minette, Nouveau Mexique, USA (Delaney et Pollard, 1981). Le dyke en bas est composé de segments disposés en échelons, décalés de manière sénestre.

Figure 2.2. Photographie d'un dyke basaltique. Son encaissant est de nature granitique. Les épontes du dyke sont rectilignes. On note la pointe fine en terminaison d'une lame de magma. Photo prise dans la région du Cap Fréhel, Bretagne, France.

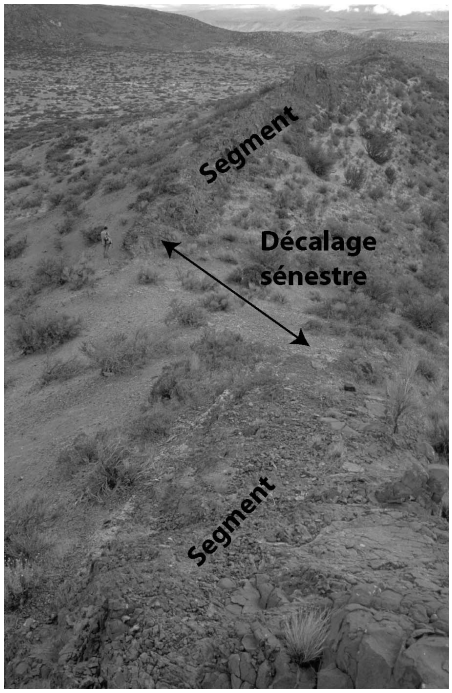


Figure 2.3. Photographie d'un dyke. Le dyke est constitué de segments disposés en échelon. Photo prise dans la région de Chos Malal, Neuquén, Argentine.

Figure 2.4. Photographie de la terminaison d'un dyke. Le dyke est dans un niveau de scories. Sa terminaison est rectangulaire et correspond au contact entre les scories et une coulée. Image prise à Tenerife, îles des Canaries (Gudmundsson, 2002).

Cartographiquement, les dykes sont souvent représentés par des traits rectilignes. Ils sont dans la plupart des cas constitués par des segments disposés en échelons (Figure 2.1 et Figure 2.3, Delaney et Pollard, 1981, Smith, 1987, Weinberger et al., 2000). Les segments sont légèrement obliques par rapport à la direction de propagation du dyke (Delaney et Pollard, 1981), et la zone de recouvrement entre deux segments est très petite par rapport à la longueur des segments (Delaney et Pollard, 1981; Smith, 1987; Weinberger et al., 2000). En règle générale, les décalages latéraux entre les segments d'un même dyke sont tous de même sens (dextre ou senestre, Delaney et Pollard, 1981; Smith, 1987), mais il est possible qu'ils puissent s'inverser (Smith, 1987). C'est le cas par exemple pour les dykes de Spanish Peaks (Smith, 1987), où le décalage est senestre à proximité du centre d'alimentation, puis dextre en s'éloignant du centre du complexe. Tous les segments qui constituent un dyke correspondent à une même phase d'intrusion, comme en témoignent les fissures disposées en échelon lors de certaines éruptions volcaniques (Cayol et Cornet, 1998; Battaglia et Bachelery, 2003).

La géométrie des dykes dépend de la nature de l'encaissant dans lequel il se met en place. Dans la croûte supérieure fragile, les épontes des dykes sont généralement des plans relativement rectilignes à l'échelle de l'affleurement (Figure 2.2). La terminaison des dykes dans un matériau homogène fragile est en général très fine (Figure 2.2, Rubin, 1995b, Gudmundsson et al., 1999, Gudmundsson et Brenner, 2001, Gudmundsson, 2002). Dans un matériau hétérogène (par exemple une stratification), les hétérogénéités mécaniques de l'encaissant peuvent modifier la forme de la terminaison d'un dyke. Par exemple, la terminaison d'un dyke butant sur une formation très résistante sera plutôt large et trapue (Figure 2.4, Gudmundsson, 2002). Dans un matériau ductile, par exemple un granite partiellement cristallisé, les épontes des dykes présentent une géométrie complexe et les terminaisons ont une géométrie plus ou moins lobée (Hallot et al., 1996).

Les magmas qui sont transportés dans les dykes arrachent parfois des morceaux d'encaissant (xénolites) qu'ils transportent et remontent vers la surface. Les xénolites peuvent être « échantillonnés » tout au long de la remontée du magma et leur nature peut être variée en fonction de l'origine du magma. La géométrie des xénolites d'origine superficielle est souvent anguleuse. L'incorporation de blocs d'encaissant dans les magmas est en général associée au processus de stoping (voir § 3.2).

La texture des roches magmatiques est souvent hétérogène au sein d'un même dyke. Au centre, la roche est en général constituée de cristaux dont la taille (< 1 mm à plusieurs centimètres) dépend de la vitesse de refroidissement. En s'éloignant du cœur du dyke et en se rapprochant des épontes, les cristaux sont de moins en moins nombreux et de plus en plus

petits ; au contact avec l'encaissant, la roche peut même avoir une texture vitreuse sans cristaux. Cette zonation texturale est symptomatique du phénomène de bordure figée, dû au contraste thermique entre le magma et son encaissant.

2.1.1.2 Les sills

Les sills sont des intrusions planaires concordantes avec leur encaissant, et sont aussi appelés filon-couche (Figure 2.5 et Figure 2.6). Ils peuvent être horizontaux, mais peuvent également être redressés voire courbés si leur encaissant est déformé (Arriagada, 2003). De nombreux sills sont rencontrés à proximité de chaînes de montagnes et de ceintures chevauchantes. C'est le cas par exemple dans la cordillère de l'Amérique du Nord et dans les Montagnes Rocheuses, à proximité de Spanish Peaks, Colorado (Hubbert et Willis, 1957; Smith, 1987) et de Pando, Colorado (Tweto, 1951). Dans la région de Pando, les intrusions ont une épaisseur de quelques mètres à 100 m, et peuvent s'étendre latéralement sur 15 km. Ces intrusions sont en grande partie tabulaires et concordantes avec leur encaissant, mais elles sont parfois irrégulières et recoupent localement les structures de leur encaissant.

Les sills sont également décrits au cœur même de grandes chaînes de collision. C'est le cas par exemple du complexe leucogranitique du haut Himalaya où des sills constitués de leucogranite couvrent des surfaces importantes, et marquent l'emplacement du Chevauchement Central Principal himalayen (par exemple Searle, 1999).

Figure 2.5. Photographies de sills (niveaux sombres). Ils sont concordants dans une série sédimentaire argileuse (formation Vaca Muerta, bassin de Neuquén, Argentine). Photo prise vers le Nord, dans la vallée du rio Seco, province de Mendoza.

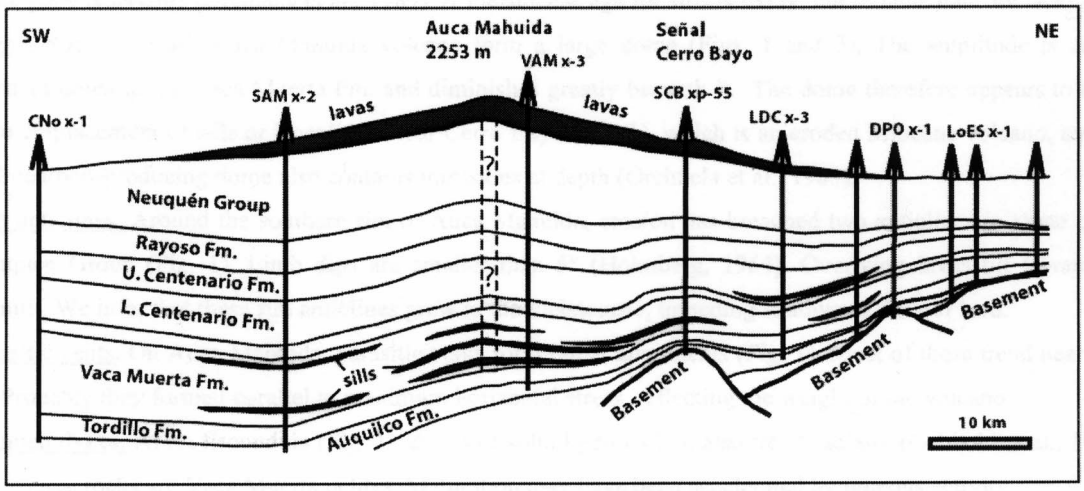


Figure 2.6. Coupe géologique du volcan Auca Mahuida, province de Neuquén, Argentine. Plusieurs sills en noir sont concordants dans la formation Vaca Muerta (Rossello et al., 2002).

Certains sills sont décrits dans des environnements géologiques intra plaque, parfois en contexte extensif. C'est le cas par exemple d'intrusions horizontales décrites à l'affleurement au niveau des marges passives norvégiennes et groenlandaises (Saunders et al., 1996; Tegner et al., 1998; Hald et Tegner, 2000), d'âges tertiaires et associées à l'ouverture de l'océan Atlantique Nord (Morton et Parson, 1988). Sur ces marges, des sills de plusieurs kilomètres d'épaisseur ont été décrits sur des profils sismiques (Berndt et al., 2000; Mjelde et al., 2003; Gernigon et al., 2004).

2.1.1.3 Associations dykes et sills

Certains complexes magmatiques filoniens sont constitués de dykes et de sills (Best, 2003). C'est par exemple le cas de nombreux complexes magmatiques du bassin de Neuquén, au front de la Cordillère des Andes en Argentine, sous le complexe intrusif du Cerro Bayo de la Sierra Negra (Gonzalez et Aragon, 2000), et sous le volcan quaternaire Auca Mahuida (Figure 2.6, Rossello et al., 2002). Dans le cas du Cerro Bayo, le complexe intrusif semble centré autour d'un conduit d'alimentation d'où partent un grand nombre de sills et de dykes radiaux, et sa forme évoque celle d'un « arbre de Noël » (Gonzalez et Aragon, 2000). Dans le cas de l'Auca Mahuida, les sills sont ondulés avec la stratification (Figure 2.6, Rossello et al., 2002).

2.1.2 Les cone-sheets et les ring-dykes

Certaines intrusions planaires sont courbées et s'expriment cartographiquement par des anneaux. Les pendages de certaines d'entre elles convergent vers le bas (cone-sheet, Figure 2.7 et Figure 2.8), alors que le pendage d'autres convergent vers le haut (ring dyke, Figure 2.9).

2.1.2.1 Les cone-sheets

Un certain nombre de cone-sheets a été décrit sur des édifices volcaniques actifs des îles Canaries (volcan de la Gomera, Ancochea et al., 2003) et des îles Galapagos (Chadwick Jr. et Dieterich, 1995) par exemple. Ces structures se présentent comme des intrusions d'épaisseur similaire à celles des dykes (quelques mètres) et concentriques autour des caldeiras ou des cônes sommitaux. Le diamètre de ces cone-sheets ne dépasse pas 10 km. Tous les pendages des intrusions convergent vers l'hypo-centre des volcans. Latéralement, ces intrusions annulaires laissent la place à un essaim de dykes radial. Enfin, des structures similaires ont également été décrites en Islande (Gudmundsson, 2002).

D'autres cone-sheets ont été décrits sur des complexes intrusifs érodés, comme dans la province magmatique Ecossaise associée à l'ouverture de l'océan Atlantique Nord (Anderson, 1936; Herrero-Bervera et al., 2001), dont les épaisseurs sont de l'ordre du mètre. Un des exemples les plus remarquables décrit dans la littérature est le cone-sheet Meugueur-Meugueur, au Niger. Son diamètre est de 65 km environ et l'épaisseur de l'intrusion dépasse 200 m (Figure 2.8, Moreau et al., 1995, Ritz et al., 1996).

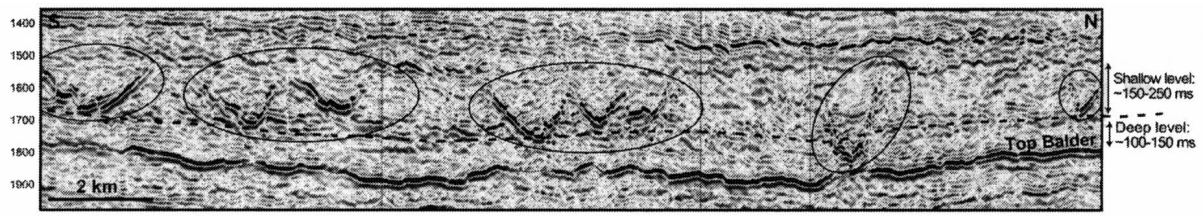


Figure 2.7. Profil sismique. Le profil a été effectué dans la mer du Nord. Les structures coniques sont des intrusions sédimentaires en forme de cone-sheet. Les mécanismes de mise en place de ces structures sont très similaires aux mécanismes de mise en place des cone sheets magmatiques. D'après Huuse et Mickelson (2004).

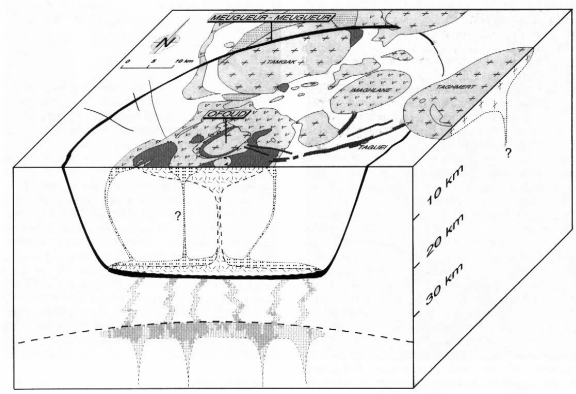


Figure 2.8. Bloc diagramme représentant le cone-sheet Meugueur – Meugueur, Niger. D'après Moreau et al. (1995).

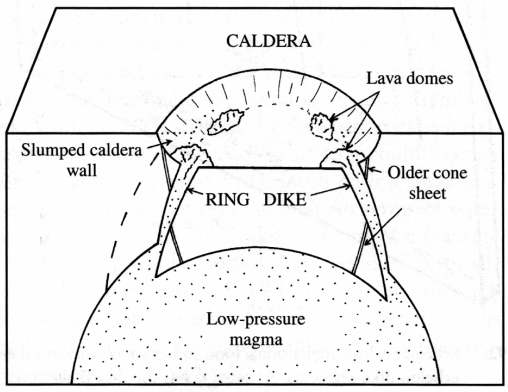


Figure 2.9. Bloc diagramme schématique d'une intrusion en ring dyke. On peut noter la relation géométrique entre un ring dyke et un cone-sheet. D'après Best (2003).

2.1.2.2 Les ring dykes

Les ring dykes sont également des intrusions planaires annulaires, dont les pendages convergent vers le haut (Figure 2.9). En trois dimensions, ces intrusions ont une géométrie en forme de cloche, avec un sommet tabulaire (Hall, 1987; Philpotts, 1990). Hormis quelques exemples classiques, la plupart des ring dykes n'affleure pas de manière uniforme, et beaucoup apparaissent courbés ou discontinus. Les plus beaux exemples décrits se trouveraient dans le batholite de la cordillère côtière péruvienne (Myers, 1975). Les ring dykes sont souvent regroupés en complexes annulaires, alignés le long d'une ligne marquant une migration de l'activité magmatique.

La géométrie des ring dykes à l'affleurement dépend de la quantité d'érosion. Si l'érosion est peu importante, seul le sommet tabulaire affleure et l'intrusion apparaît en surface comme un pluton. En revanche, si l'érosion est plus poussée, l'intrusion apparaîtra comme un anneau.

Les ring dykes sont des intrusions souvent associées géographiquement avec des structures d'effondrement (caldeiras), mais également avec des cone-sheets (Figure 2.9, Hall, 1987, Philpotts, 1990).

2.1.3 Associations d'intrusions planaires

La plupart des intrusions planaires s'organisent en essaims (dyke swarms en anglais) linéaires ou radiaux, qui correspondent à des concentrations de filons probablement mis en

place au cours d'un même épisode magmatique (Spreight et al., 1982). Dans les cas où la contemporanéité n'est pas établie, le terme essaim ne se réfère qu'à un groupe de dykes d'orientations similaires. Ces essaims se retrouvent dans tous environnements tectoniques (Halls and Fahrig, 1987).

2.1.3.1 Essaims associés à des édifices volcaniques, ou complexes centraux

Des dykes sont associés à des édifices volcaniques et forment des essaims appelés complexes centraux à l'aplomb d'intrusions. Les dykes associés aux édifices volcaniques peuvent avoir une distribution radiale (Figure 2.14) qui peut être perturbée par un champ de contraintes régional (Nakamura, 1977). Les dykes peuvent également être concentrés dans une bande étroite, ou « rift zone », qui contrôle la majeure partie de l'activité magmatique de l'édifice (Figure 2.10 et Figure 2.11). Les « rift zones » sont souvent rectilignes, comme c'est le cas sur le volcan Kilauea, Hawaii (Figure 2.11, Fiske et Jackson, 1972), sur l'Etna, Sicile, Italie (Froger et al., 2001) ou sur le piton de la Fournaise, île de la Réunion (Figure 2.10, Walker, 1989). Elles peuvent également présenter un caractère annulaire autour des caldeiras ou des cratères sommitaux des volcans, par exemple dans les îles Galápagos (Chadwick Jr. et Dieterich, 1995; Walker, 1999), ou les îles Canaries (Ancochea et al., 2003). Ces rift zones annulaires correspondent en général à des associations d'intrusions de type cone sheets (Ancochea et al., 2003).

Les caractéristiques géométriques des dykes (épaisseurs et longueurs, entre autres) ont fait l'objet de nombreuses études statistiques (Figure 2.12, Walker et al., 1995). Les populations de dykes mesurées sur plusieurs volcans sont très similaires d'un volcan à l'autre, dominées par les filons d'épaisseurs inférieure à 0.5 m. La distribution de l'épaisseur des dykes suit une loi log-normale, de valeur médiane < 0.5 m (Walker et al., 1995). Les résultats de Walker et al. (1995) mettent également en évidence une corrélation entre l'épaisseur des filons et leur distance par rapport au centre volcanique, donc de la longueur du filon : il apparaît que plus les dykes sont longs, plus ils sont épais. Les résultats des études similaires menées en Islande montrent que l'épaisseur des dykes y est de l'ordre de 2 à 4 m (Gudmundsson, 1983; Helgason et Zentilli, 1985; Gudmundsson, 1995; Gudmundsson, 1998).

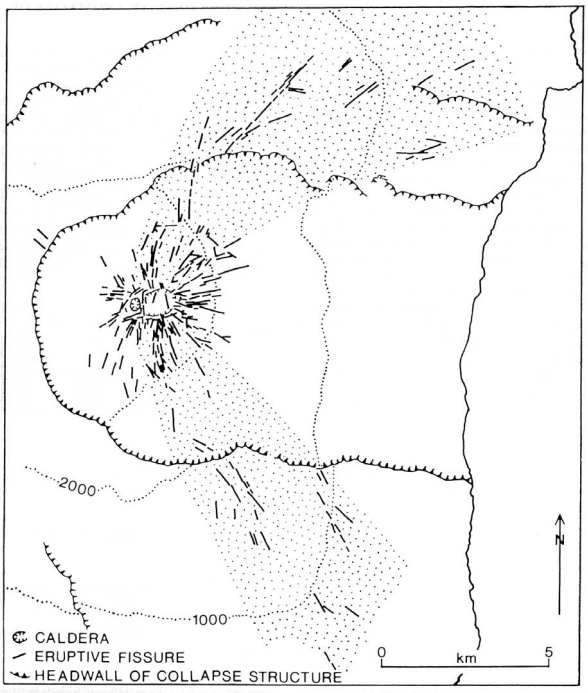


Figure 2.10. Carte structurale du volcan Piton de la Fournaise, île de la Réunion. Les dykes sont sub-parallèles entre eux et définissent des rift zones en pointillés. D'après Walker (1989).

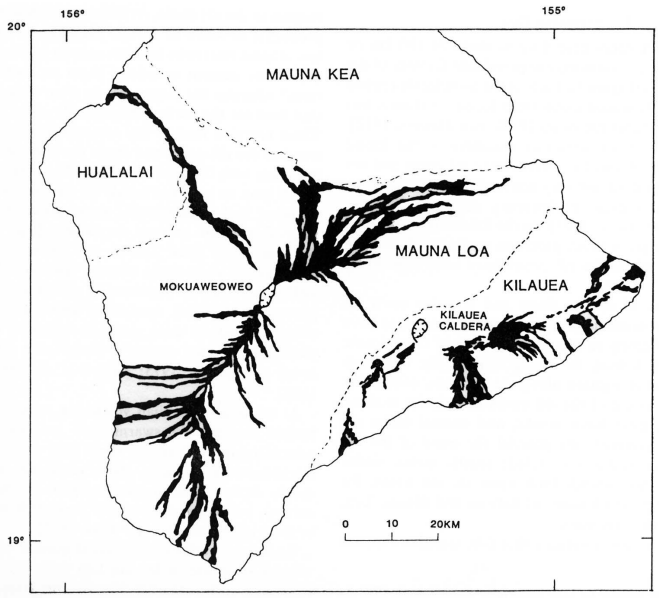


Figure 2.11. Carte volcanique de l'île de Hawaii. Les coulées récentes sont représentées en noir. Pour les deux volcans Mona Loa et Kilauea, les points éruptifs s'alignent le long de rift zones. D'après Dieterich (1988).

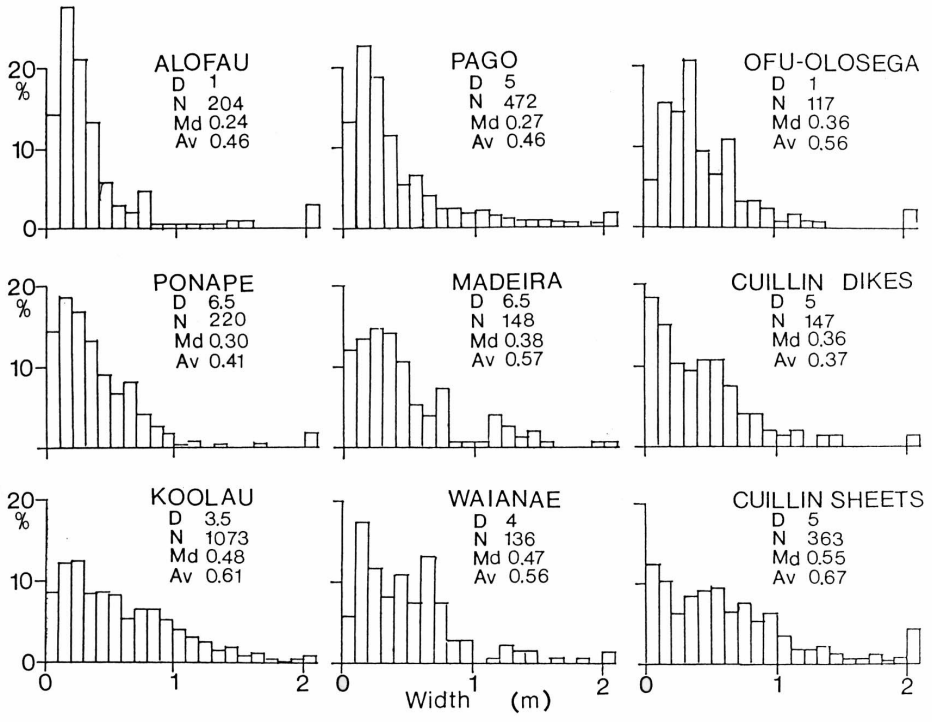


Figure 2.12. Histogrammes des épaisseurs de populations de dykes. Les dykes ont été mesurés sur les pentes de 8 volcans (Walker et al., 1995). Le dernier histogramme correspond à des cone sheets mesurés sur le complexe volcanique de Cuillin, Ecosse. D : Distance approximative moyenne entre les sites de mesures et le centre des volcans (km) ; N : nombre d'intrusions mesurées ; Md : médiane des épaisseurs des dykes (m) ; Av : moyenne des épaisseurs des dykes (m). Tous ces histogrammes apparaissent similaires entre eux.

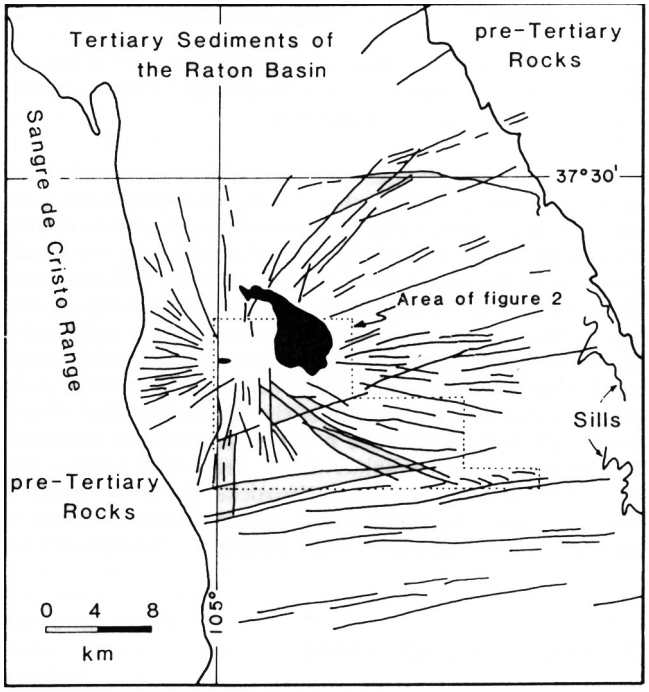


Figure 2.13. Carte structurale d'un essaim de dykes. Les dykes (traits noirs) sont localisés autour de l'intrusion de Spanish Peaks, Colorado (Smith, 1987).

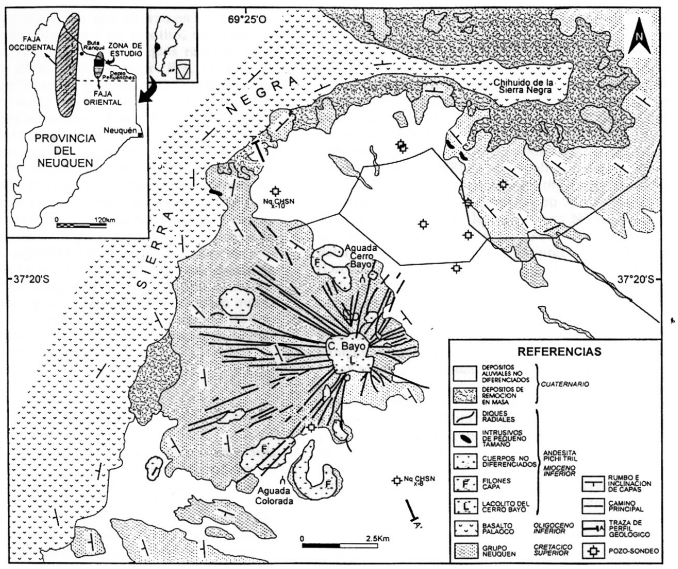


Figure 2.14. Carte géologique de la zone du Cerro Bayo de la Sierra Negra, Neuquén, Argentine. Les dykes (traits noirs) s'organisent en essaim radial. En profondeur, le complexe apparaît comme un complexe de sills, disposés en « arbre de Noël » (Gonzalez et Aragon, 2000).

Des descriptions d'essaims de dykes au niveau de complexes centraux, c'est-à-dire d'anciens complexes magmatiques centrés sur une intrusion massive correspondant à une ancienne chambre magmatique, ont également été effectuées. Dans ces complexes, les dykes présentent les mêmes caractéristiques géométriques que les dykes associés aux édifices volcaniques actifs et sont en général distribués radialement autour de l'intrusion centrale (Figure 2.13 et Figure 2.14). Les dykes de ces complexes peuvent néanmoins avoir une direction préférentielle, en général contrôlée par l'orientation du champ de contraintes. C'est le cas par exemple de l'essaim de dykes de Spanish Peaks où les dykes sont radiaux à proximité du centre du complexe, et s'incurvent en s'éloignant du centre pour adopter une orientation quasiment E – W (Figure 2.13, Muller et Pollard, 1977, Smith, 1987). Au niveau de Spanish Peaks (Colorado, USA), l'épaisseur des dykes, typiquement de l'ordre de 3-5 m (Smith, 1987), diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne du centre d'alimentation pour atteindre des valeurs inférieures à 1 m dans les parties les plus éloignées. Les dykes couvrent une zone de 36 kilomètres d'Est en Ouest, sur 26 kilomètres du Nord au Sud.

2.1.3.2 Essaims associés à des panaches mantelliques : essaims géants

La plupart des dykes présents sur Terre sont associés à des panaches mantelliques (Halls et Fahrig, 1987; Mahoney et Coffin, 2000). Ce type d'essaims est également observé sur Mars et Venus (Ernst et al., 1995b; Ernst et al., 2001). Les dykes associés à ces essaims sont en général verticaux et subparallèles avec une direction préférentielle. C'est le cas par exemple des essaims protérozoïques de l'Abitibi, de Mackenzie (tous deux au Canada) et de l'essaim tertiaire des îles britanniques (Figure 2.15, Spreight et al., 1982). D'autres essaims sont radiaux, comme celui associé à l'ouverture de l'océan Atlantique nord daté de 200 Ma. Dans tous les cas, les filons convergent vers un centre d'alimentation, interprété comme l'emplacement d'un ancien panache mantellique. La géométrie des essaims géants se rapproche également des essaims associés à des édifices volcaniques, mais leur dimensions sont plus importantes (> 1000 km pour les premiers contre 100 km pour les deuxièmes).

La distribution géographique des dykes dans les essaims géants peut suivre 5 grands types (Ernst et al., 1995a; Ernst et al., 1995b; Ernst et Buchan, 2000).

(1) Type I : un éventail continu depuis le centre d'alimentation. C'est le cas de l'essaim de Mackenzie, Canada (Figure 2.15c).

(2) Type II : un éventail subdivisé en plusieurs sous-essaims séparés, comme celui de Grenville et Adirondack, Canada (Figure 2.15d).

(3) Type III : des dykes sub-parallèles dispersés sur zone large, par exemple dans la chaîne de Vestfold, Antarctique (Hoek et Seitz, 1995).

(4) Type IV : des dykes sub-parallèles concentrés dans une zone étroite. C'est le cas de l'essaim tertiaire de la Mer Rouge (Figure 2.15b) et l'essaim de Gairdner, Australie (Figure 2.15e).

(5) Type V : des sous-essaims de dykes parallèles qui convergent vers un point central unique, par exemple les essaims du Botswana, de Limpopo et de Lebombo (Figure 2.15a).

Chaque type de distribution est symptomatique du régime tectonique régional lors de la mise en place de l'essaim (Fahrig, 1987; Féraud et al., 1987; Ernst et al., 1995b; Ernst et Buchan, 2000; Ernst et al., 2001). Par exemple, un éventail continu (type I) suggère l'absence de déformation régionale, alors que des sous-essaims de dykes parallèles convergeant vers un point unique (type III) est symptomatique d'une déformation extensive localisée le long de rift-zones (Féraud et al., 1987).

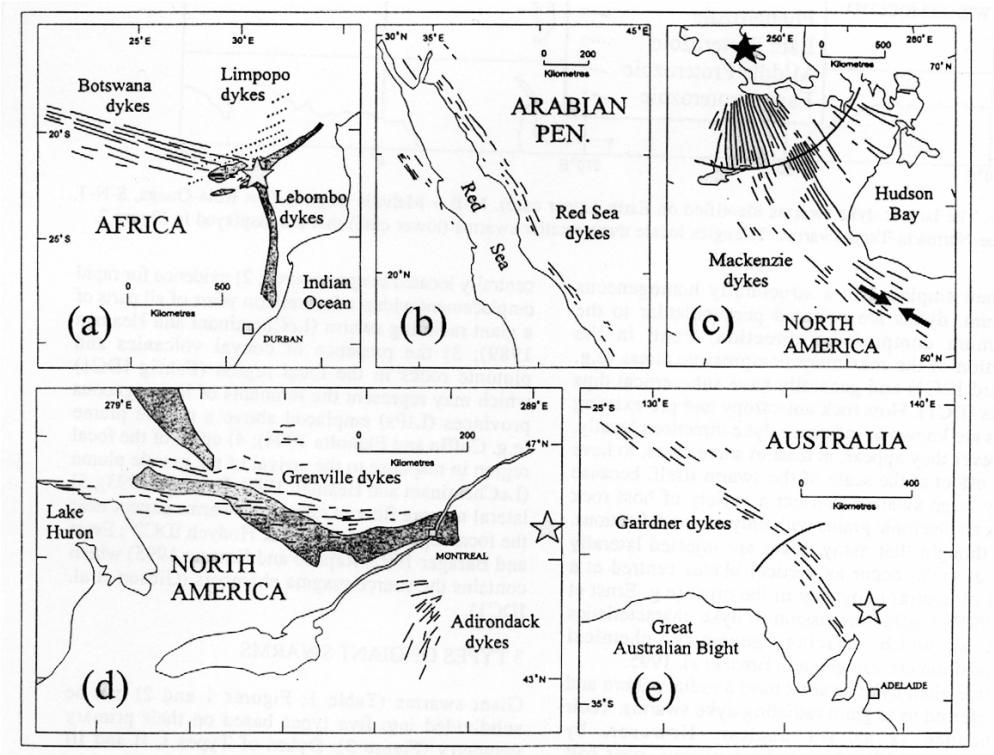


Figure 2.15. Cartes structurales d'essaims de dykes (Ernst et al., 1995a). Les dykes (traits noirs) constituent des essaims géants associés à des panaches mantelliques. Les étoiles noires localisent les panaches mantelliques en considérant le point de convergence des dykes. Les étoiles blanches localisent les panaches mantelliques en considérant d'autres critères géologiques. Les flèches indiquent la direction des contraintes lors de la mise en place des dykes. Les rifts zones et les séquences volcaniques contemporaines avec les essaims sont grisés.

Les dimensions des essaims géants sont résumées dans le Tableau 1. Les essaims associés à des panaches mantelliques d'âge protérozoïque sont différentiés des essaims plus récents. Ces essaims sont également comparés aux essaims associés à des complexes volcaniques. Ces données montrent que les dimensions des essaims géants protérozoïques sont plus importantes que celles des essaims plus récents. De même, les essaims associés aux complexes volcaniques sont de plus petites dimensions que les essaims associés à des panaches mantelliques.

Dans l'exemple de la grande province magmatique d'Ethiopie, les dimensions des dykes semblent varier en fonction de la composition des magmas (Mège et Korme, 2004b; Mège et Korme, 2004a). L'épaisseur des filons basaltiques la plus fréquente tourne aux alentours de 2-3 m (Mège et Korme, 2004a) alors que l'épaisseur des dykes acides la plus fréquente de l'ordre de 7 m (Figure 2.16A). En terme de longueur, les filons basiques sont plus courts (100 m à 20 km) que les filons acides (10 à 50 km).

	Essaims géants protérozoïques	Essaims géants mésozoïques ou tertiaires	Essaims de complexes volcaniques
L max (km)	2500	800	100
l max (km)	1300	400	50
L max des dykes (km)	700	430	50
l moyenne des dykes (m)	~ 30	4	< 1

Tableau 1. Caractéristiques géométriques des essaims de dykes géants protérozoïques, mésozoïques et tertiaires, ainsi que des essaims de dykes associés aux complexes volcaniques. *L* correspond aux longueurs, *l* correspond aux largeurs. Données extraites d'après Ernst et al. (1995a).

L'analyse statistique des dykes constituant les essaims géants permet de mettre en évidence l'organisation géométrique des fractures. Une telle analyse a été réalisée sur l'essaim associé à la grande province volcanique d'Ethiopie (Mège et Korme, 2004b; Mège et Korme, 2004a). Dans cet exemple, la fréquence cumulée des longueurs des dykes suit une loi puissance d'exposant *C* (Figure 2.16B, Mège et Korme, 2004b). Cet exposant est identique pour les dykes basiques et acides, ce qui indique un mode de mise en place similaire. L'organisation des longueurs des dykes en loi puissance suggère qu'un réseau de dykes est organisé, au même titre qu'un réseau de fractures (Davy, 1993).

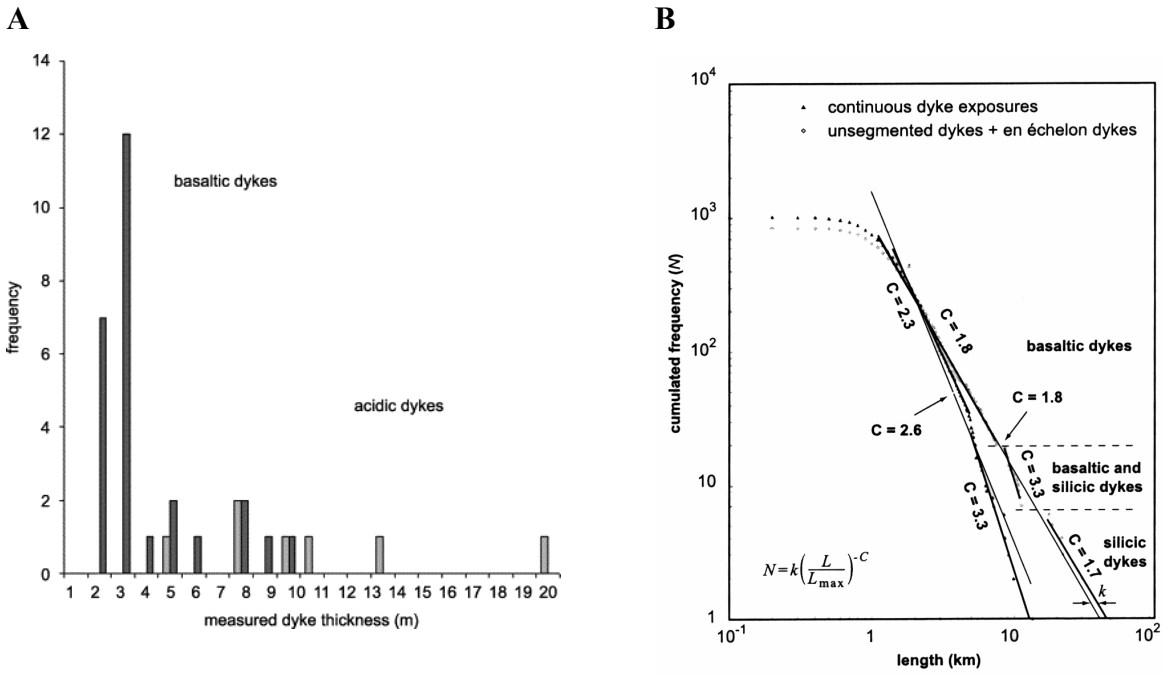


Figure 2.16. A. Histogramme d'épaisseurs de dykes. Les dykes ont été mesurés dans la grande province magmatique d'Ethiopie (Mège et Korme, 2004a). Les dykes basiques (gris foncés) sont moins épais que les dykes acides (gris clair). **B**. Graphique de la fréquence cumulée des longueurs de dykes. Les dykes ont été mesurés dans la grande province magmatique d'Ethiopie (Mège et Korme, 2004b). Les carrés blancs correspondent à une population de dykes pour laquelle la segmentation des dykes a été prise en compte, les triangles noirs correspondent à une population de dykes pour laquelle la segmentation n'a pas été prise en compte. Les droites représentent les régressions en loi puissance, d'exposant *C*.

2.2 Les intrusions non planaires

Toutes les intrusions décrites sur Terre ne sont pas de géométrie planaire. Un grand nombre d'entre elles ont une morphologie trapue, avec un rapport Epaisseur / Longueur supérieur à 0.1 (Rubin, 1993).

2.2.1 Les laccolites

2.2.1.1 Définition

La notion de laccolite est définie pour la première fois par Gilbert (1877) suite à la description qu'il fait des corps intrusifs des Henry Mountains, Utah, USA (Figure 2.17). Dans le terme laccolite, Gilbert imagine un magma qui remonte par une cheminée et qui s'étale au niveau d'une discontinuité mécanique sub-horizontale ; l'intrusion de forme lenticulaire induit la surrection d'un dôme dans l'encaissant sus-jacent (Gilbert, 1877).

Les laccolites sont des corps intrusifs mis en place à faible profondeur, typiquement quelques kilomètres (Johnson et Pollard, 1973). Les dimensions des laccolites sont souvent assez réduites, avec une extension latérale de quelques kilomètres (Corry, 1988). Les laccolites se caractérisent par une surface basale horizontale et concordante avec leur encaissant (Figure 2.17, Figure 2.18, et Figure 2.19). Ils peuvent se mettre en place au sein d'une série sédimentaire (cas des Henry Mountains, Friedman et Huffman, 1997), Figure 2.18, et du granite de Flamanville, Brun et al. (1990) et Lagarde et al. (1993), ou à l'interface entre le socle et la couverture sédimentaire (Figure 2.18). Les laccolites se présentent sous une forme aplatie, en rappelant la géométrie d'un sill épais (Figure 2.18), ou en forme de cloche très prononcée (Figure 2.18). Enfin, ils peuvent être de forme asymétrique s'ils sont adjacents à une faille (Figure 2.18).

Gilbert a défini deux modèles idéaux de laccolites (Figure 2.19). Dans le modèle de « punched laccolith » (laccolite en poinçon), l'encaissant sus-jacent est faiblement déformé au-dessus de l'intrusion, mais il est faillé au niveau de la périphérie du laccolite. Dans le deuxième modèle (laccolite en « Arbre de Noël » ou Christmas Tree Laccolith), l'encaissant sus-jacent est plissé en dôme sans failles, et les strates de l'encaissant sont continues au-dessus du laccolite. En réalité, les laccolites naturels sont probablement des intermédiaires entre ces deux modèles idéaux (Corry, 1988).

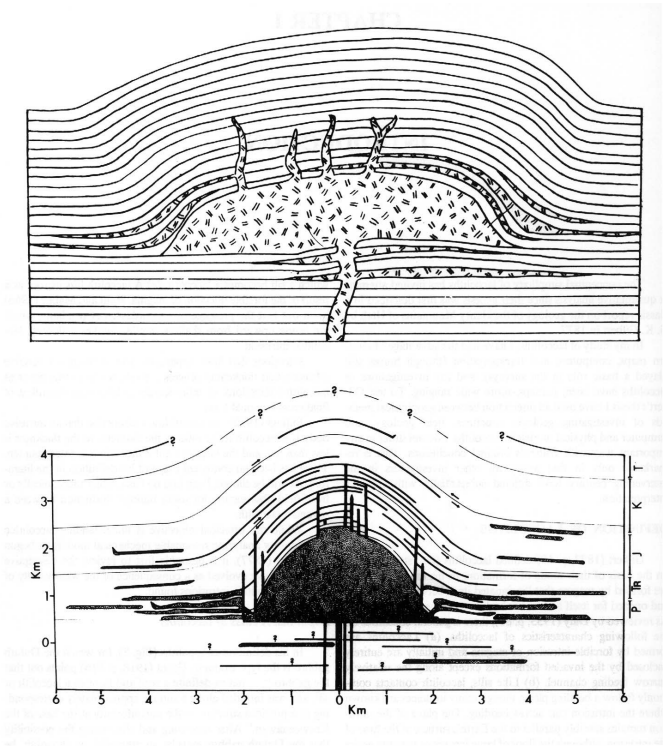


Figure 2.17. Figures schématiques de laccolites. Les laccolites ont été observés dans la région des Henry Mountains. Le premier d'après Gilbert (1877). Le second d'après Jackson et Pollard (1990).

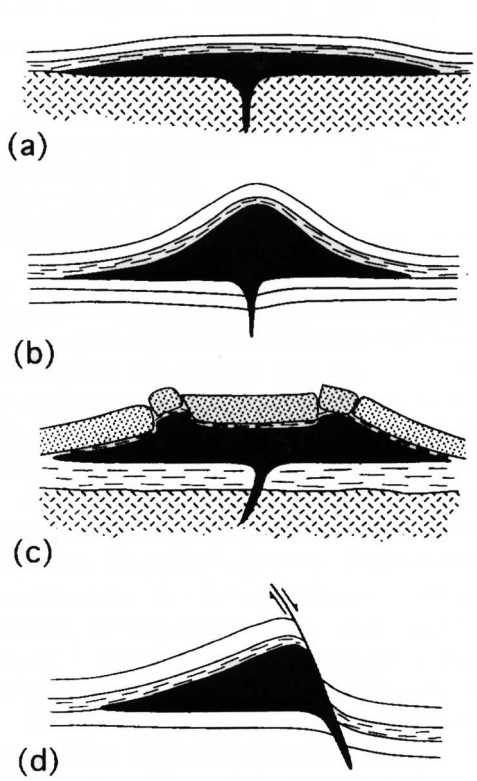


Figure 2.18. Différentes géométries de laccolites. Voir texte pour explication. D'après Román-Berdiel et al. (1995)

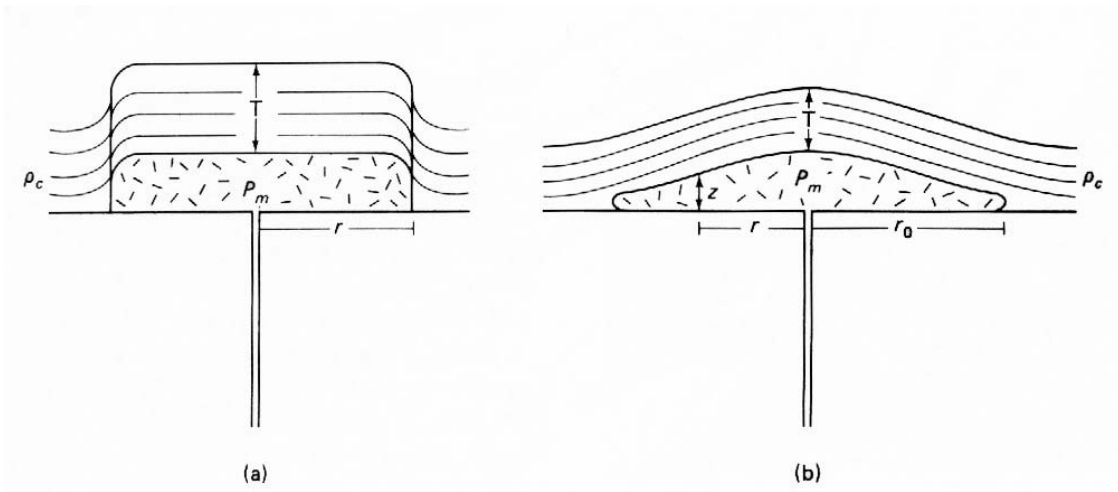


Figure 2.19. Figures schématiques de laccolites. (a) Laccolite de type poinçon (punched laccolith) ; (b) laccolite en arbre de Noël. D'après Philpotts (1990).

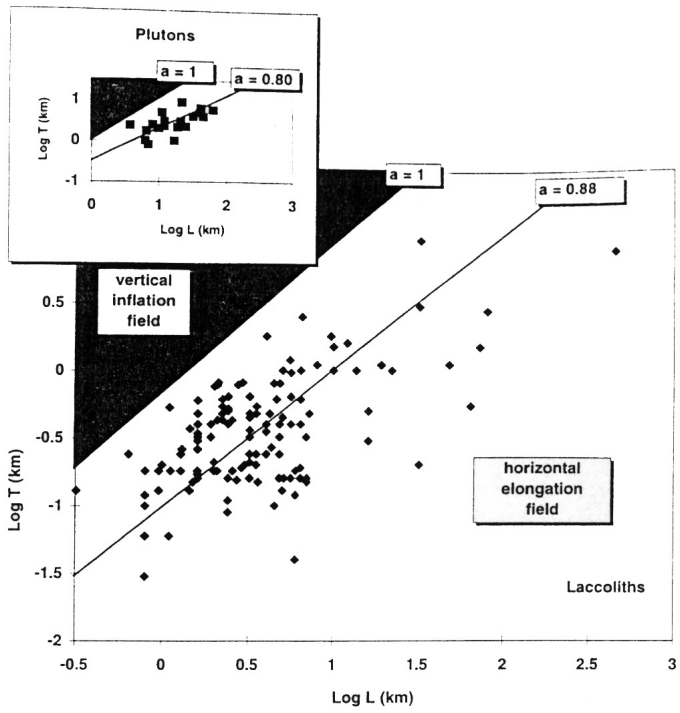


Figure 2.20. Diagramme des Epaisseurs (T) de laccolites et de plutons granitiques en fonction de la longueur (L). 135 laccolites sont représentées (données d'après Corry, 1988). 21 plutons granitiques en encadré (McCaffrey et Petford, 1997). Les données révèlent des lois de puissance pour les deux types d'objets.

Au même titre que les dykes, il semble que les propriétés géométriques des laccolites soient organisées. En effet, il semble que l'épaisseur T des laccolites soit liée à la dimension horizontale maximale L par une loi de puissance d'expression $T = 0.12 \cdot L^{0.88}$ (Figure 2.20, McCaffrey et Petford, 1997). Cette loi montre que le mécanisme de mise en place des plutons granitiques est un processus organisé.

2.2.1.2 Relation entre les laccolites et les intrusions planaires

Les laccolites ne sont pas des intrusions magmatiques isolées. Ils sont souvent associés à un complexe filonien. C'est le cas par exemple des laccolites des Henry Mountains ou certaines intrusions sont associées à un complexe de sills (Figure 2.17, Jackson et Pollard, 1990). Les sills sont en règle générale déformés avec l'encaissant. Le Cerro Bayo de la Sierra Negra dans le bassin de Neuquén est également un exemple laccolitique, associé à un complexe de dykes verticaux radiaux en surface et à de nombreux sills en profondeur (Gonzalez et Aragon, 2000).

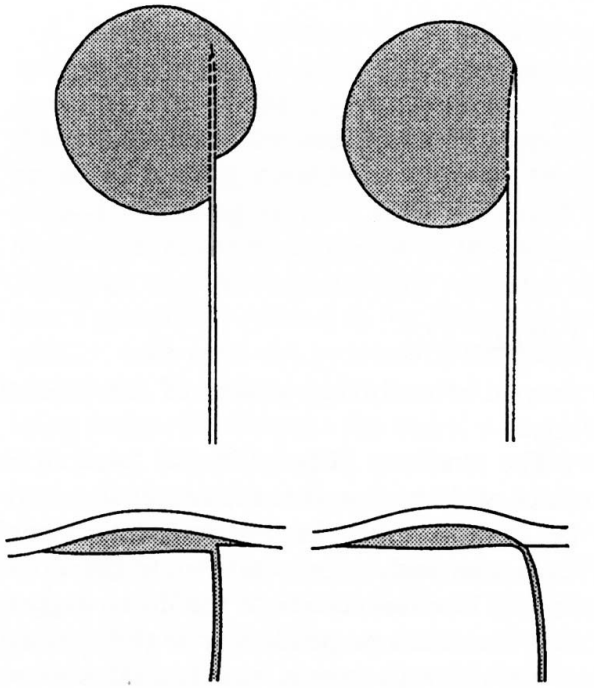


Figure 2.21. Figures schématiques de laccolites et de leur dyke d'alimentation (Hyndman et Alt, 1987)

Depuis les premiers modèles de Gilbert (1877), les conduits d'alimentation (ou « feeder dykes ») sous les laccolites sont supposés être au centre des intrusions (Figure 2.17). Les observations géologiques des laccolites des Adel Mountains, Montana, USA, montrent que les dykes d'alimentation verticaux sont plutôt situés sur les bordures des laccolites, et bifurquent horizontalement pour alimenter les intrusions à partir de leur périphérie.

2.2.2 Les plutons

Les plutons sont des intrusions dont le rapport épaisseur / longueur approche l'unité. Ils sont en général constitués de magmas acides (granitoïdes). Ils sont parfois regroupés et alignés, et peuvent former des complexes magmatiques de plusieurs milliers de kilomètres de long (batholites, par exemple Hamilton et Myers (1967) et Klepper et al. (1971).

Les plutons sont des objets de plusieurs kilomètres de rayon. Leur dimension est trop importante pour que toute leur géométrie apparaisse à l'affleurement, c'est pourquoi il est rare d'observer leur racine. Pendant longtemps, les plutons et des batholites étaient vus comme des

protubérances verticales directement enracinées sur la zone de source magmatique. Par la suite, ils étaient vus comme des bulles de magmas.

Plus récemment, la vision des géologues vis-à-vis des plutons granitiques et des batholites a évolué grâce aux études structurales poussées et à l'apport de la géophysique. L'analyse des linéations magmatiques dans certaines intrusions montre que l'écoulement des magmas présente une forte composante horizontale, interprétée comme une expansion latérale des magmas dans une intrusion de géométrie tabulaire (Lagarde et al., 1990; Lagarde et al., 1993). La gravimétrie montre dans de nombreux cas que la forme des plutons est tabulaire et que leur épaisseur est peu importante par rapport à leur extension horizontale (Figure 2.22, Vigneresse, 1995a, Vigneresse, 1995b, Haederle et Atherton, 2002). La sismique réflexion met en évidence la présence de forts réflecteurs quasi horizontaux à faible profondeur, interprétés comme l'éponte inférieure des plutons (Lynn et al. (1981) et Goleby et al. (1994), dans Clemens, 1998).

Comme les laccolites, la géométrie des plutons est organisée. Leur épaisseur semble liée à leur dimension horizontale maximale par une loi de puissance d'expression $T = 0.29 \cdot L^{0.80}$ (McCaffrey et Petford, 1997). Cette relation montre également le caractère aplati des plutons granitiques, illustré dans la Figure 2.22.

Le volume d'un pluton granitique (plusieurs km^3) est considérablement plus important que celui d'un dyke (de l'ordre de 0.1 km^3). Certains auteurs suggèrent que le volume des plutons ait été accumulé à partir de plusieurs épisodes successifs (Petford, 1996). En effet, les observations géologiques montrent que certains plutons et un grand nombre de batholites sont constitués de magmas de natures diverses (intrusions composites, Pitcher, 1979, Haederle et Atherton, 2002). Dans les plutons pétrologiquement homogènes, l'observation géologique ne permet pas de montrer l'intrusion successive de magma de même nature, mais il est probable qu'ils soient formés par une succession de pulses magmatiques de même nature (intrusions multiples).

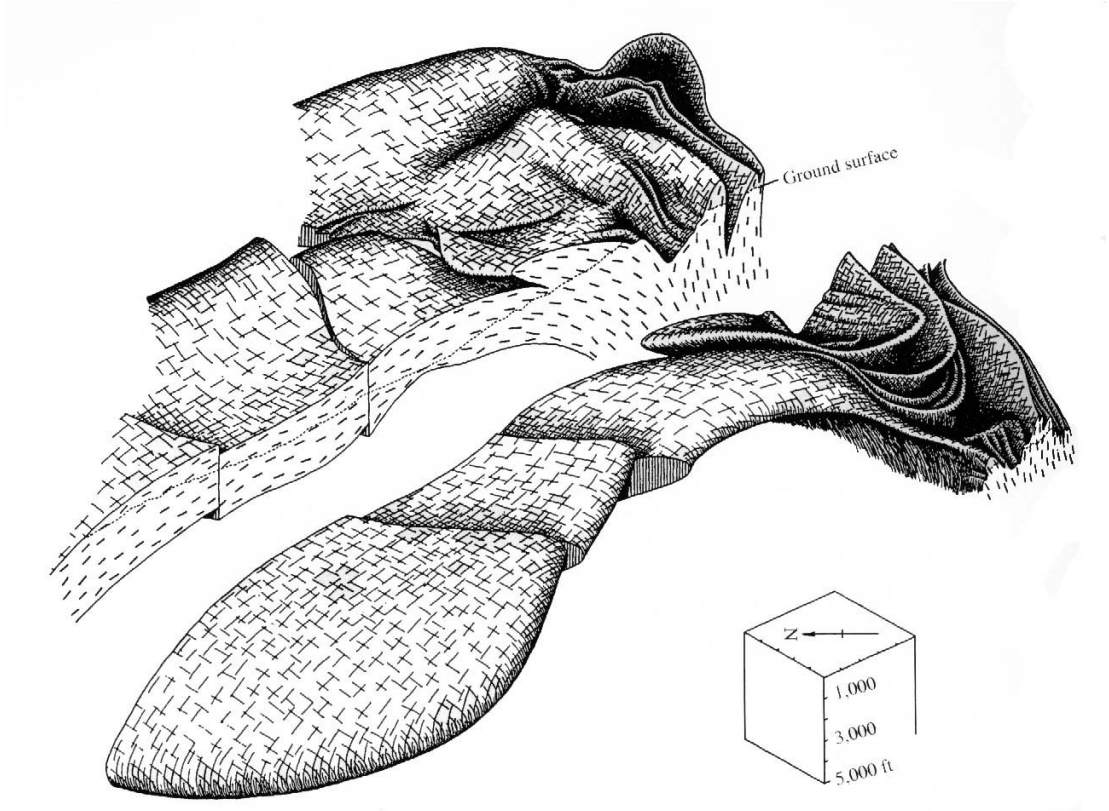


Figure 2.22. Structure tridimensionnelle d'un pluton granitique. Il s'agit du granite des Rattlesnake Mountains, Californie. La forme du pluton est tabulaire et s'enracine au sud (MacColl, 1964).

3 Mécanismes de mise en place des magmas

3.1 Mise en place des intrusions planaires

Il est généralement considéré que la plupart des intrusions planaires se mettent en place par fracturation hydraulique (Hubbert et Willis, 1957). La fracturation hydraulique est, comme son nom l'indique, un processus de fracturation induite par un fluide sous pression. En sciences de la Terre, ce processus est impliqué dans de nombreux processus, comme la propagation de dykes et de veines hydrothermales.

La mécanique de la fracturation hydraulique est une application de la mécanique de la fracturation, dans laquelle une phase fluide intervient. Les premiers travaux traitant de la mécanique de la fracturation datent de la fin du 19ème siècle et du début du XX^{ème} siècle (Inglis, 1913; Griffith, 1921; Griffith, 1924), et étaient utilisés avant tout dans l'ingénierie (Kanninen et Popelar, 1985). Les concepts et les principes énoncés dans la mécanique de la fracturation sont applicables aussi bien à l'échelle du laboratoire, sur des échantillons de quelques centimètres, qu'à l'échelle géologique sur des dykes de plusieurs kilomètres de long. Cet outil se révèle donc très important pour les géologues (Rudnicki, 1980).

Dans un premier temps, les notions importantes de la mécanique de la fracturation en général seront introduites à travers un bref historique, inspiré de Pollard (1987). Ces notions serons ensuite utilisées et appliquées au cas particulier de la fracturation hydraulique, et de la mise en place des dykes. Dans un deuxième temps, nous discuterons des différents paramètres intervenant dans la mise en place des dykes, et nous évoquerons les mécanismes de mise en place des autres types d'intrusions (laccolites, plutons, etc.). Enfin, l'influence d'un régime tectonique sur la mise en place des magmas sera discutée.

3.1.1 Notion de fracturation hydraulique : un bref historique

3.1.1.1 Approches mécaniques qualitatives

Les premiers modèles élaborés pour comprendre la mise en place des roches ignées sont basés sur des raisonnements intuitifs. Dans son modèle, Gieke (1893) identifie le rôle important de la pression magmatique lors de la mise en place des magmas, et met le doigt sur l'importance des structures et de l'énergie qui gouvernent ces processus. Sur la base de son

modèle, il déduit que la ligne de moindre résistance « est probablement déterminée par une dislocation préexistante, par une fracture contemporaine, ou par d'autres lignes de faiblesses complexes ».

Allant à l'encontre de Gieke, Stevens (1911) pense que c'est le régime de contraintes qui est le facteur principal qui gouverne les processus d'intrusion magmatique, et que les structures préexistantes ont une importance secondaire sur la forme et la position des intrusions. Il stipule que les intrusions tabulaires planes sont perpendiculaires à la contrainte minimale dans la roche encaissante. D'après lui, c'est le processus le moins coûteux en énergie pour ouvrir un conduit et transporter le magma. Dans son étude, il ne considère que l'énergie requise pour ouvrir un dyke et ne tient pas compte du champ de contraintes induit par la fracture elle-même.

Tableau 2. Symboles utilisés et unités.

Paramètre		
a	Longueur d'une fracture	m
b	Petit axe d'une fracture elliptique	m
D	Rayon de « K-dominant region »	m
G	Energie élastique disponible pour la croissance d'une fracture	J
G_c	Energie élastique critique	J
K	Facteur d'intensité des contraintes	$Pa.m^{1/2}$
K_c	Ténacité	$Pa.m^{1/2}$
l	Largeur d'un dyke	m
R	Rayon de la « inelastic process zone »	m
S	Contrainte régionale compressive	Pa
T_a	Résistance de la roche en tension	Pa
U_E	Energie élastique	J
U_S	Energie de surface	J
U_T	Energie totale	J
w	Epaisseur d'un dyke	m
W_L	Energie potentielle	J
γ	Energie de surface	$J.m^{-2}$
μ	Module de cisaillement élastique	
ν	Module de Poisson	
ρ	Rayon de courbure en terminaison de fracture	m
σ_{11}^{a}	Contrainte en terminaison d'une fracture complexe	Pa
σ_{1}^{r}	Contrainte régionale	Pa
σ_{11}^{r}	Contrainte en terminaison d'une fracture de section elliptique	Pa
σ_{1c}^{r}	Contrainte régionale à la rupture	Pa
σ_n	Contrainte normale	Pa
σ_v	Contrainte verticale lithostatique	Pa

3.1.1.2 Approches mécaniques quantitatives

Un des articles qui pose les premières bases de la mécanique de la fracturation est celui de Inglis (1913). Dans cet article, l'auteur calcule le champ de contraintes dans une plaque élastique autour d'un orifice elliptique de grand axe *a* et de petit axe *b* (Figure 2.23). Lorsque la plaque est soumise à une tension uniforme, σ_1^r, perpendiculaire au grand axe de l'ellipse, la contrainte extensive σ_{11}^r qui apparaît aux terminaisons A du grand axe de l'ellipse est de la forme :

$$\sigma_{11}^a = \sigma_1^r \cdot \left[1 + \frac{2a}{b}\right] \tag{2.1}$$

En analysant les contraintes à proximité de l'orifice, Inglis démontre que la contrainte en A est de loin la plus élevée, et qu'elle décroît très rapidement en s'éloignant de A. Cet effet de concentration de contraintes est encore plus marqué lorsque le rapport *a* / *b* augmente. Lorsque les valeurs de ce rapport deviennent élevées (> 1000), la contrainte au point A est plus de 2001 fois plus grande que la contrainte appliquée à la plaque. Dans ce cas de figure, une fracture peut donc être générée pour de faibles valeurs de σ_1^r.

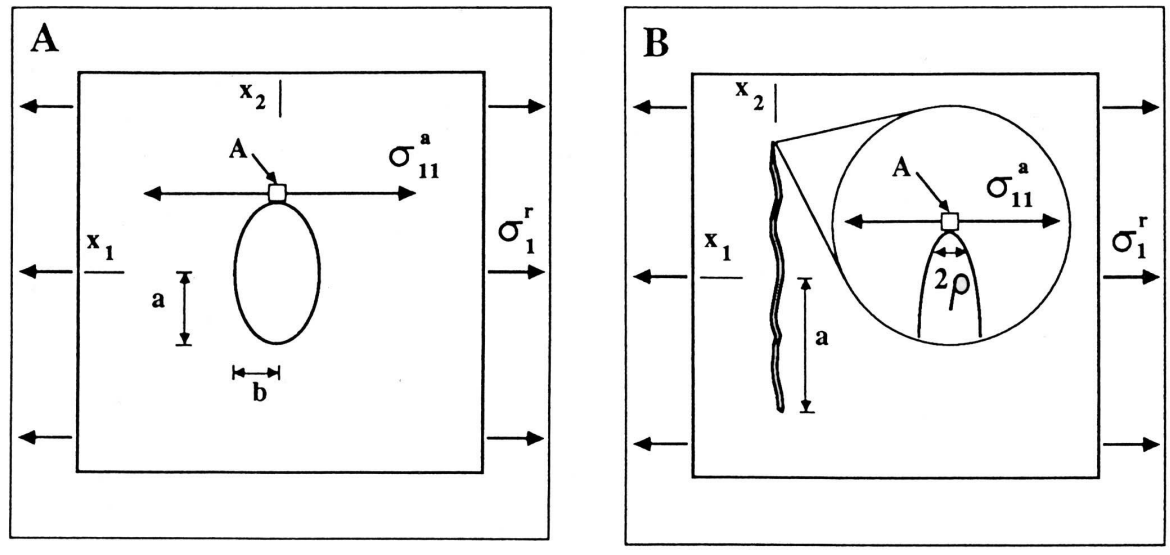


Figure 2.23. Figures schématiques de cavités et des contraintes dans un bloc solide. Les cavités sont allongées parallèlement à x_2. La demi longueur de la cavité est a. Une contrainte régionale (σ_1^r) est appliquée parallèlement à x_1. Une contrainte locale (σ_{11}^r) est induite à la terminaison des cavités A. A. Cavité de forme elliptique, de demi largeur b. B. Fracture étroite de géométrie complexe, de rayon de courbure à sa terminaison ρ (Pollard, 1987).

Le calcul développé par Inglis (1913) n'est valable que pour une cavité elliptique. Inglis considère néanmoins que, pour un rapport a / b > 1000, l'ellipse est suffisamment fine pour être perçue comme une fracture étroite. Il démontre également que pour un orifice étroit de géométrie plus complexe, la contrainte au niveau de la terminaison A peut être correctement approchée par l'expression :

$$\sigma_{11}^{a} \approx 2 \cdot \sigma_{1}^{r} \cdot \left[\frac{a}{\rho} \right]^{1/2} \tag{2.2}$$

où ρ est le rayon de courbure au niveau de la terminaison de l'orifice (Figure 2.23). Le critère de propagation d'une fracture au niveau de A est atteint si la contrainte en ce point atteint la résistance de la roche en tension T_a :

$$\sigma_{11}^{a} = T_a \tag{2.3}$$

En combinant les équations (2.2) et (2.3), Inglis déduit une expression de la contrainte σ_{1c}^{r} à appliquer à la plaque élastique pour obtenir une fracture (contrainte de rupture) :

$$\sigma_{1c}^{r} \approx \frac{T_a}{2} \cdot \left[\frac{\rho}{a} \right]^{1/2} \tag{2.4}$$

Cette solution quantifie la concentration des contraintes à la terminaison d'une fracture et rejoint les résultats de Stevens (1911) dans le sens où un dyke peut être schématisé comme une cavité allongée et étroite soumise à une contrainte perpendiculaire au grand axe de la cavité. Si un fluide de pression P est contenu dans la fracture, le critère de propagation d'un dyke s'obtient en remplaçant σ_{1c}^{r} dans l'équation (2.4) par l'expression de la pression effective (driving pressure) d'expression (P – S), où S est la contrainte régionale compressive. L'application de ce critère à une fracture de rapport a / b très élevé montre que la fracture peut se propager même si la pression effective du fluide ne représente qu'une petite fraction de la résistance de la roche en tension.

3.1.1.3 Approches énergétiques

L'approche mécanique d'Inglis (1913) est confrontée à un paradoxe : le rayon de courbure à la terminaison d'une fracture est quasiment nul, ce qui confèrerait une contrainte infinie dès que la roche est soumise à la moindre charge. Or les résultats expérimentaux démontrent l'inverse. Afin de répondre à ce paradoxe, une nouvelle approche, basée sur la conservation de l'énergie d'un système thermodynamique, a été proposée (Griffith, 1921).

Le système thermodynamique défini par Griffith correspond à un solide élastique, contenant une fracture, système soumis à une contrainte externe (Figure 2.24). Le solide est vu comme un assemblage de molécules qui s'attirent mutuellement. Griffith considère que la propagation de la fracture n'est possible que si le travail fourni par la contrainte extérieure est supérieur aux forces de cohésion entre les molécules de part et d'autre de la fracture.

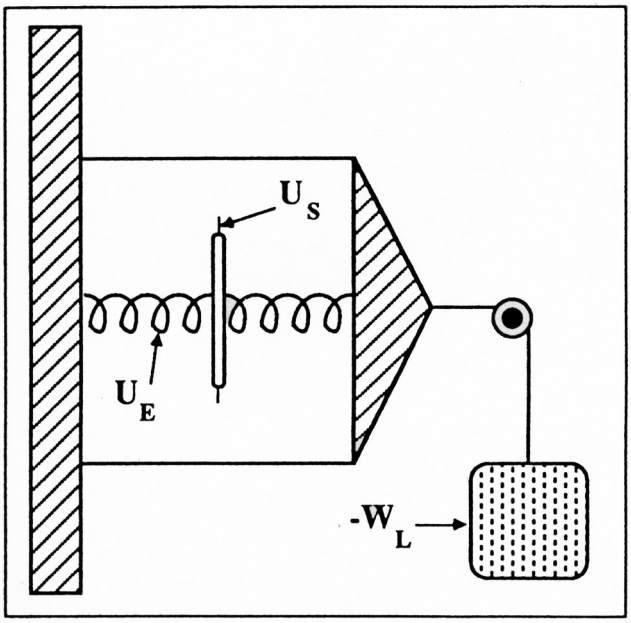


Figure 2.24. Schéma représentant le système thermodynamique définit par Griffith. U_E correspond à l'énergie élastique accumulée dans le solide, U_S correspond à l'énergie de surface créée lors la propagation de la fissure, $-W_L$ correspond à l'énergie fournie au système par une contrainte externe. D'après Pollard (1987).

Dans le système thermodynamique de Griffith, l'ouverture de la fracture correspond à une augmentation incrémentale de l'énergie de surface δU_S. La charge extérieure, imagée par une masse qui descend, correspond à une chute d'énergie potentielle dans le système $-\delta W_L$. Le solide élastique soumis à une contrainte subit une déformation élastique et accumule une quantité d'énergie élastique δU_E. Le changement d'énergie potentielle totale du système s'exprime par la relation suivante :

$$\delta U_T = \delta U_S - \delta W_L + \delta U_E \tag{2.5}$$

Au cours de la propagation d'une fracture, Griffith (1924) considère que le changement d'énergie potentielle du système ne change pas. En prenant $\delta U_T = 0$ dans l'équation (2.5), et en divisant par l'incrément de surface créée δa ($\delta a \rightarrow 0$), le bilan énergétique devient :

$$\frac{\partial}{\partial a}\left(U_S\right) = -\frac{\partial}{\partial a}\left(-W_L + U_E\right) \tag{2.6}$$

Pour résoudre cette équation, Griffith utilise un théorème de la théorie de l'élasticité qui stipule que l'énergie élastique d'un solide, en équilibre avec une charge donnée, est égal à la moitié du travail fourni par la contrainte externe ($U_E = W_L / 2$, Love, 1944). En utilisant cette relation dans l'équation (2.6), Griffith déduit que le terme de droite de (6) est égal à $\partial U_E / \partial a$. L'énergie élastique U_E est exprimée en fonction de grandeurs mesurables en utilisant une expression développée par Inglis (1913). Pour une déformation plane, l'expression de U_E dans une plaque qui contient une cavité étroite perpendiculaire à σ_1^r, devient :

$$U_E = \pi \cdot a \cdot \left(\sigma_1^r\right)^2 \left[\frac{1-\nu}{2\mu}\right] \tag{2.7}$$

où μ est le module de cisaillement élastique et ν le module de Poisson. Griffith utilise également la notion d'énergie de surface par unité de surface, γ; l'énergie de surface d'une fracture de longueur $2a$ est fournie par l'expression $U_S = 4a\gamma$. En combinant cette expression avec les équations (2.6) et (2.7), Griffith obtient l'expression de la contrainte régionale nécessaire à la propagation de la fracture (contrainte de rupture) :

$$\sigma_{1c}^r = \left[\frac{4 \cdot \gamma \cdot \mu}{\pi \cdot a \cdot \left(1-\nu\right)}\right]^{1/2} \tag{2.8}$$

La dépendance de σ_{1c}^{r} par rapport à la longueur a est identique à celle du critère obtenu par Inglis (1913). Dans une roche, cette longueur peut correspondre à un défaut. Plus le défaut est grand, plus la contrainte à appliquer (la contrainte de rupture) est faible. Dans le cas de la propagation d'un dyke, la contrainte σ_1^r appliquée au solide élastique doit être remplacée par l'expression de la pression effective du magma ($P - S$).

3.1.1.4 Définition du facteur d'intensité des contraintes

Irwin (1958) considère que les critères de rupture définis par Inglis et Griffith, qui sont entre autre basés sur la connaissance précise du rayon de courbure de la terminaison d'une fracture, ne sont pas des critères satisfaisants. En effet, en utilisant des valeurs de γ qui semblent raisonnables, les estimations théoriques de σ_{1c}^{r} sont trop élevées par rapport aux mesures expérimentales.

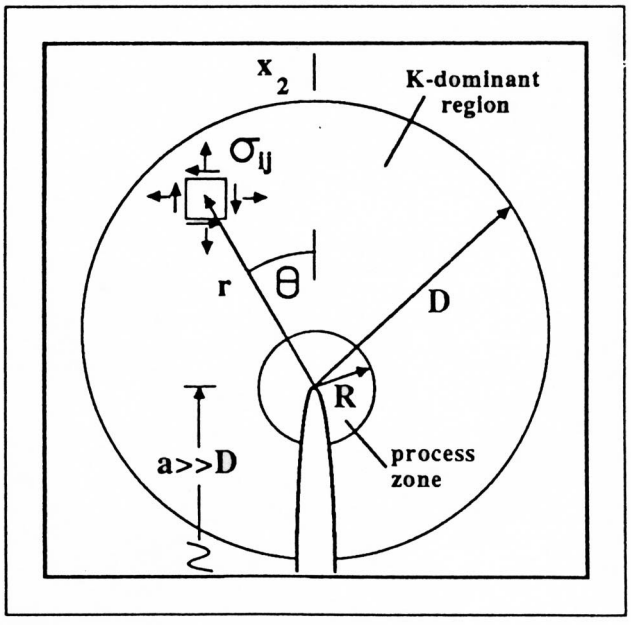


Figure 2.25. Figure schématique de la terminaison d'une fracture. Le domaine compris dans le cercle de diamètre D est appelé « *K-dominant region* ». Le domaine compris dans se cercle de diamètre R correspond à la « *Process zone* ». Voir le texte pour les explications. D'après Pollard (1987).

Pour résoudre ce problème, Irwin pose l'hypothèse que les composantes des contraintes, à proximité de la terminaison d'une fracture pointue (rayon de courbure $\rho = 0$) en ouverture dans un solide élastique, sont approximativement proportionnelles à une valeur *K*, définie comme étant le facteur d'intensité des contraintes :

$$\sigma_{ij} \approx K \cdot f_{ij}(\theta) \Big/ (2\pi \cdot r)^{1/2}, r < D$$
$$f(\theta) = \cos\left(\frac{\theta}{2}\right) \cdot \begin{bmatrix} 1-T & 0 & 0 \\ 0 & 1+T & 0 \\ 0 & 0 & T \end{bmatrix} \tag{2.9}$$

où (r, θ) sont les coordonnées polaires centrées sur la pointe de la fracture et $T = \sin(\theta/2) \cdot \sin(3\theta/2)$ (Figure 2.25, Rice, 1968). La fonction trigonométrique *f(θ)* est de l'ordre de grandeur de l'unité (Pollard et Segall, 1987). Cette expression s'approche de la valeur réelle de la contrainte à 15 % près dans une région proche de la terminaison de la fracture ($r <$ 0.01a, Pollard, 1987). Cette région est appelée « *K-dominant region* » (KDR), et son rayon est désigné par la lettre *D* (Figure 2.25). Pour un solide infini contenant une fracture en forme de lame infinie (problème en 2D, Figure 2.26) de longueur constante 2a, soumis à une contrainte extensive uniforme σ_1^r, le facteur d'intensité des contraintes est de la forme :

$$K = \sigma_1^r (\pi \cdot a)^{1/2} \tag{2.10}$$

L'expression de *K* est différente si la fracture est en forme de lentille, ou si la contrainte appliquée au solide n'est pas uniforme et suit un gradient vertical linéaire (Pollard, 1987).

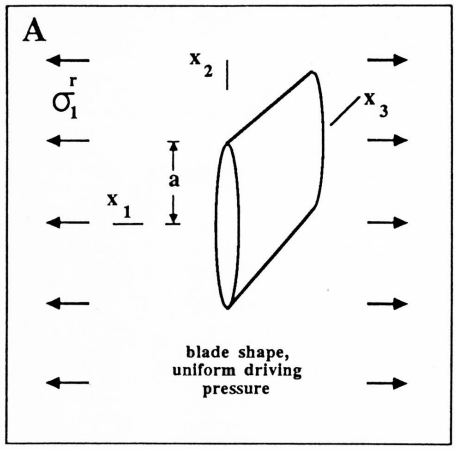


Figure 2.26. Figure schématique d'un dyke. Le dyke est en forme de lame infinie dans la direction x_3. Une contrainte uniforme est appliquée parallèlement à x_1. La géométrie de la fracture est invariante selon x_3, ce qui revient à la résolution d'un problème en 2D (Pollard, 1987).

Le facteur d'intensité des contraintes rend compte du champ de contraintes qui contrôle la fracturation en tension aux terminaisons des fractures. Le facteur K permet de définir un critère de propagation des fractures : une fracture se propage lorsque le facteur d'intensité des contraintes K atteint une valeur critique K_c. Ce paramètre est appelé la *ténacité* et rend compte de la résistance d'une roche à la fracture. K_c est une propriété intrinsèque du matériau et dépend de la température, de la pression et de la vitesse de mise sous contraintes de la roche.

En utilisant la définition de la ténacité, la contrainte régionale de rupture σ_{1c}^r est atteinte lorsque $K = K_c$, et se déduit de l'équation (2.10) :

$$\sigma_{1c}^r = K_C \left[\frac{1}{\pi \cdot a} \right]^{1/2} \tag{2.11}$$

L'application de ce critère à un dyke nécessite l'utilisation de la pression effective ($P - S$) à la place de la contrainte régionale σ_1^r appliquée au solide. On peut noter, au même titre que les approches précédentes, que le critère de propagation d'une fracture basée sur le facteur d'intensité des contraintes est également une fonction de $a^{-1/2}$.

La valeur de K permet de déterminer le mode de dilatation d'une fracture ouverte (par exemple Takada, 1994b et Takada, 1994a). Si $K > 0$ au niveau de la terminaison ouverte d'une fracture, la fracture se dilate et le fluide contenu dans cette fracture se propage en direction de la terminaison. Si la valeur de K dépasse la valeur de la ténacité de la roche, la

fracture peut se propager. Par contre, si $K < 0$, la fracture se ferme et le fluide contenu dans cette fracture est expulsé (Weertman, 1971).

3.1.1.5 Combinaison entre l'approche thermodynamique et K

L'approche thermodynamique de Griffith (1921) et la notion de facteur d'intensité des contraintes peuvent être combinées dans une même approche (Irwin, 1957). Ainsi dans le système thermodynamique de Griffith (1921), en considérant que la perte d'énergie potentielle du système est nulle, il est possible de définir la quantité d'énergie élastique G disponible pour propager une fracture sur une longueur ∂a :

$$G = -\partial U_E / \partial a \tag{2.12}$$

Irwin (1957) montre que G est liée à K par l'expression :

$$G = K^2 \left[\frac{(1-\nu)}{2\mu} \right] \tag{2.13}$$

Le critère de propagation d'Irwin, basé sur une valeur critique de K, est équivalent à définir une valeur critique d'énergie $G = G_c$ à partir de laquelle la fracture peut se propager. En combinant les équations (2.11) et (2.13), et en utilisant ce nouveau critère, une nouvelle expression de la contrainte régionale de rupture s'écrit :

$$\sigma_{1c}^{r} = \left[\frac{2 \cdot G_C \cdot \mu}{\pi \cdot a \cdot (1-\nu)} \right]^{1/2} \tag{2.14}$$

Si la quantité d'énergie perdue est liée uniquement à l'énergie spécifique de surface γ par l'expression $G_c = 2\gamma$, l'expression (2.14) devient identique à l'équation (2.8). Néanmoins, le critère défini dans l'équation (2.14) est plus général que celui défini dans l'équation (2.8) car le terme G_c inclut également l'énergie dissipée par d'autres mécanismes (par exemple la plasticité).

Irwin (1958) discute de la validité et de la signification du critère basé sur l'énergie G_c. En particulier, il pose la question de la part, dans ce terme, de la déformation non linéaire

(plastique) de l'encaissant à proximité de la terminaison de la fracture. Il suggère que la valeur de *G* calculée à partir de la théorie de l'élasticité est une bonne approximation si les déformations plastiques sont confinées dans une zone de dimension *R* négligeable par rapport à la longueur de la fracture elle-même (Figure 2.25). La région limitée par *R* est appelée « *inelastic process zone* ». La part de la déformation plastique dépend de la rhéologie du matériau dans lequel la fracture se produit.

3.1.2 Application à un dyke

La propagation d'un dyke est gouvernée par les mécanismes de fracturation décrits précédemment. Les calculs théoriques qui rendent compte des processus mis en jeu et les expressions mathématiques des différents paramètres sont basés sur des géométries de fractures simples, comme des lames infinies, ou des formes lenticulaires. Néanmoins, la géométrie d'un dyke peut être nettement plus complexe et l'application des principes énoncés, en particulier l'application des expressions du facteur d'intensité des contraintes *K,* n'est pas immédiate.

3.1.2.1 Propagation d'un dyke par excès de pression magmatique

Pour un dyke, considéré comme un système thermodynamique (Griffith, 1924), l'essentiel de l'énergie apportée au système correspond à la surpression du magma contenu dans le dyke, l'énergie fournie par une contrainte extérieure étant souvent de deuxième ordre. Dans ce cas de figure, l'expression de l'énergie élastique accumulée par le solide est la suivante (Sneddon, 1946) :

$$U_E = \pi \cdot a^2 (P - S)^2 \left[\frac{1-\nu}{2\mu} \right] \tag{2.16}$$

En substituant cette expression dans l'équation (2.12), on obtient l'expression de l'énergie mécanique *G* disponible pour créer un incrément de propagation de la fracture à chaque terminaison d'un dyke :

$$G = \pi \cdot a \cdot (P - S)^2 \left[\frac{1-\nu}{2\mu} \right] \tag{2.17}$$

Le critère de propagation d'un dyke correspond à une valeur critique G_c, à partir de laquelle la fracture hydraulique peut se propager (voir § 3.1.1.5). Pollard (1987) discute de la validité d'un tel critère pour un dyke. En effet, il est très difficile d'estimer la part de la déformation plastique dans la roche à l'échelle géologique. D'autre part, la viscosité du magma peut ralentir la vitesse de propagation de la fracture, et diminuer l'énergie de fracture (Spence et Turcotte, 1985). Ce critère énergétique n'est applicable que dans le cas de systèmes simples, mais dès que le système devient complexe et qu'un grand nombre de paramètres interviennent, ce critère est peu adapté.

La morphologie d'un dyke sous pression dépend des propriétés mécaniques de l'encaissant, en particulier de sa rigidité exprimée par le rapport $\mu/(1-\nu)$ s'il est élastique. La morphologie d'un dyke dépend également de la pression effective du magma $(P-S)$. En considérant un dyke en forme de lame infinie dans une direction x_3 (Figure 2.26), le calcul théorique permet d'obtenir une expression de l'ouverture d'une fracture :

$$\Delta u(x) = \frac{C \cdot (P-S)}{\mu/(1-\nu)} \left(a^2 - x_2^{\,2}\right)^{1/2} \tag{2.18}$$

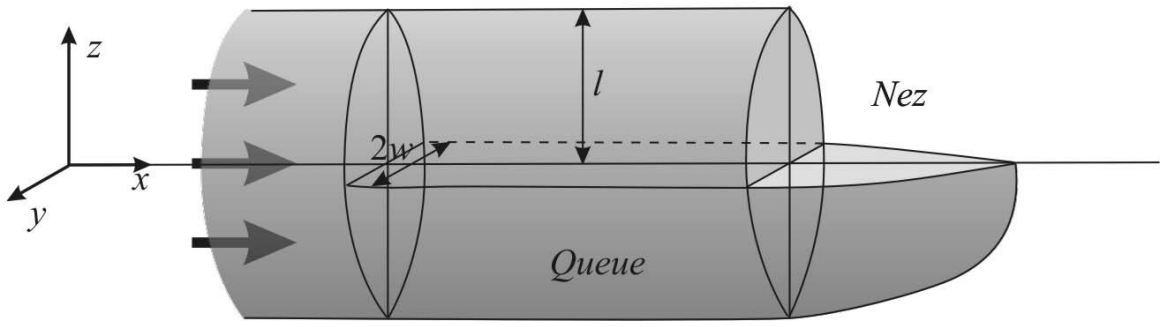


Figure 2.27. Schéma représentatif des caractéristiques géométriques d'un dyke. Le magma se propage horizontalement de la gauche vers la droite. La largeur du dyke est *l* et son épaisseur est *w*.

où $\Delta u(x)$ est l'ouverture de la fracture à la distance x du centre du dyke et C une constante qui dépend de la géométrie de la fracture (Pollard, 1987). Dans un régime de contraintes et une pression magmatique uniformes, la forme d'un dyke correspond à une ellipse. L'ouverture maximal $u(0) = u_{max} = w$ du dyke correspond à son épaisseur (Figure 2.27). L'équation (2.18) permet d'approcher une expression du rapport épaisseur (w) / longueur (a) :

$$\frac{w}{a} \approx \frac{(P-S)}{\mu/(1-\nu)} \tag{2.19}$$

Le géologue de terrain a la possibilité de mesurer le rapport *w* / *a* des dykes à l'affleurement. Pour certains dykes affleurant sur une grande longueur, ce rapport a été estimé aux alentours de 10^{-3} – 10^{-4} (Pollard, 1987). Cette gamme de valeur est récurrente et semble caractéristique de la plupart des dykes. Sur la base de cette caractéristique, si les propriétés élastiques de l'encaissant sont connues, il est possible d'estimer l'ordre de grandeur de la pression effective du magma lors de la mise en place du dyke. Typiquement, les valeurs obtenues sont de l'ordre de 1 à 10 MPa (Rubin et Pollard, 1987).

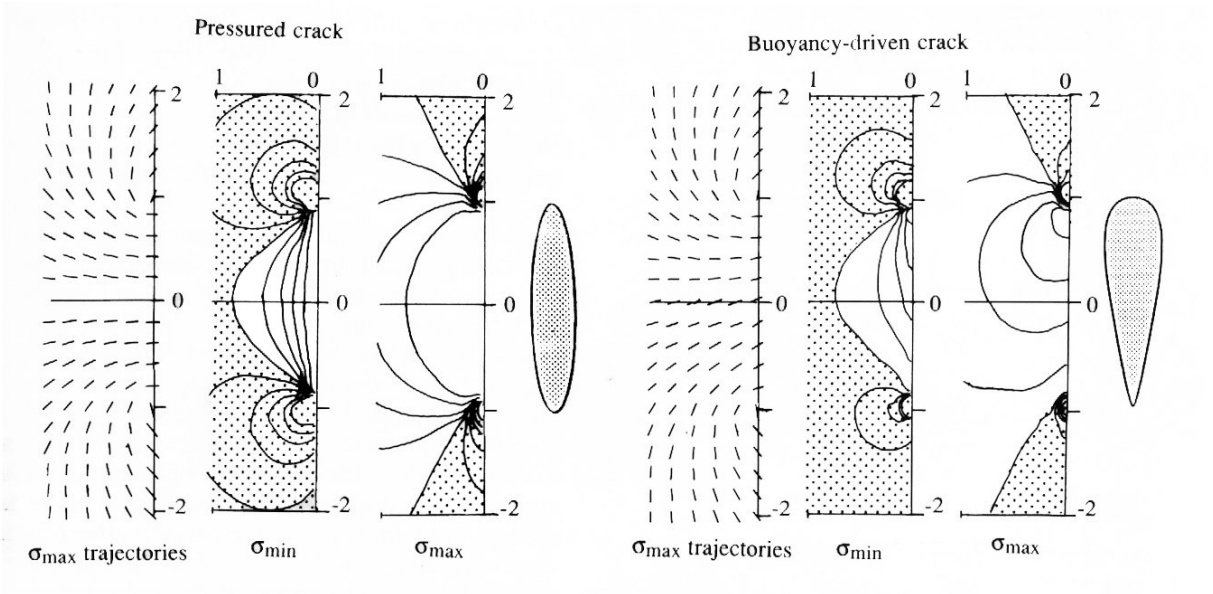


Figure 2.28. Trajectoires des contraintes maximales, contraintes minimales et maximales autour de dykes. A gauche, la flottabilité du magma est nulle et la section du dyke est elliptique. A droite, la flottabilité du magma est positive et la section du dyke est asymétrique en forme de goutte tournée vers le haut (Takada, 1994b).

3.1.2.2 Propagation verticale d'un dyke par flottabilité

La différence de densité entre le magma et son encaissant induit une force de flottabilité qui pousse le magma vers la surface. La flottabilité du magma est le principal moteur de la remontée des magmas depuis la source mantellique. Par exemple, sous le volcan Kilauea, à Hawaii, l'analyse de la sismicité a permis de mettre en évidence la présence d'un conduit magmatique vertical sous l'édifice volcanique, depuis une profondeur de 34 km

environ jusqu'à une chambre magmatique située entre 6 et 2 km de profondeur (Figure 2.30 Ryan, 1988).

Les forces de flottabilité du magma induisent un gradient de pression vertical à l'intérieur du dyke. L'introduction d'un gradient de pression dans le calcul de la forme d'une fracture a été effectuée pour la première fois par Weertman (1971). Pour une fracture en forme de lame verticale (Figure 2.26), lorsque la pression dans le magma suit un gradient vertical linéaire (Weertman, 1971), l'expression de l'ouverture d'une fracture en fonction de la position est la suivante :

$$\Delta u(x) = \frac{\nabla P \cdot x_2}{\mu/(1-\nu)} \left(a^2 - {x_2}^2\right)^{1/2} \tag{2.20}$$

On peut noter à partir de l'équation (2.20) que la dilatation devient négative (interpénétration des épontes du dyke) au niveau de la queue du dyke, soit pour des valeurs de $x_2 < 0$. Physiquement, cette valeur négative ne représente rien, et peut être évitée en introduisant une composante de pression homogène suffisante (Weertman, 1971; Pollard et Muller, 1976). Ainsi, en combinant les équations (2.18) (composante homogène) et (2.20) (composante linéaire), et en considérant que $(P - S) = \nabla P \cdot a/2$, la section du dyke devient asymétrique, en forme de goutte (Figure 2.28). Ce type de fracture peut être simulée expérimentalement, en injectant un fluide peu visqueux dans de la gélatine élastique (Maaloe, 1987; Takada, 1990; Lister et Kerr, 1991; Heimpel et Olson, 1994; Bons et al., 2001).

La géométrie en forme de goutte d'un dyke qui remonte par flottabilité impose que la terminaison inférieure du dyke se referme au niveau de la queue, et que le magma fluide soit expulsé en laissant une petite quantité de magma solidifié entre les épontes de la fracture (Weertman, 1971). Cette condition aux limites présente une incohérence puisque les forces visqueuses, proportionnelles à w^{-3}, deviendraient énormes dans la queue du dyke. En revanche, si l'apport de magma est continu, le dyke reste connecté au réservoir magmatique et ne se referme pas (Takada, 1990; Lister et Kerr, 1991; Rubin, 1995b; Menand, 2000).

La géométrie tridimensionnelle d'un dyke mû par flottabilité dépend du volume de liquide contenu à l'intérieur de la fracture. En effet, plus le volume de la fracture augmente, plus elle s'allonge et s'épaissit. Cette évolution est illustrée dans les expériences de Takada (1990), dans lesquelles il injecte une quantité finie de liquide dans un matériau élastique (gélatine). Il démontre que l'épaisseur w d'un dyke qui se propage par flottabilité est proportionnelle à sa longueur a au carré. Ainsi, le rapport w / a varie comme a, ce qui signifie

en d'autres termes qu'un long dyke est plus trapu qu'un dyke court. Takada (1990) montre que la largeur du dyke *l* est également proportionnelle à la longueur *a* au carré. Cette relation signifie que plus un dyke est long, plus il se propage latéralement par rapport à l'axe de la longueur *l* (Figure 2.27).

Dans des expériences similaires dans de la gélatine, Menand (2000) et Menand et Tait (2002) injectent un liquide à pression constante pendant toute l'expérience. Ces auteurs trouvent le résultat inverse de Takada, c'est-à-dire qu'après un épisode de propagation radiale, la fracture se propage principalement verticalement (Figure 29). Cette différence peut s'expliquer par la différence de mode d'injection du liquide (un volume limité pour l'un, une pression constante pendant toute l'expérience pour l'autre), donc une différence de dynamique de croissance de la fracture.

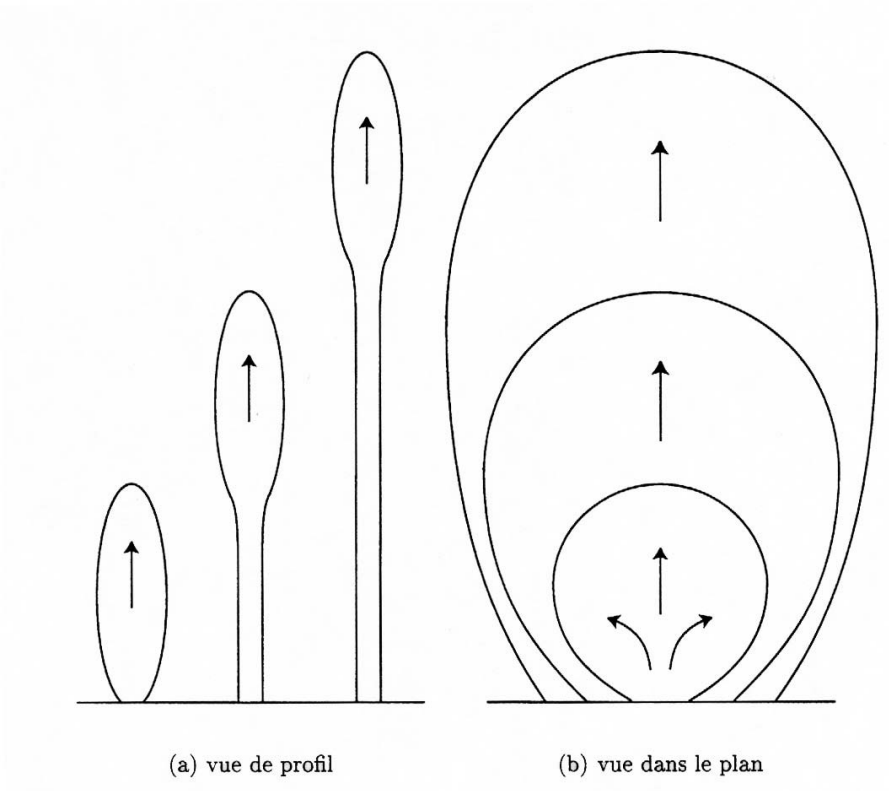


Figure 29. Schéma de l'évolution d'un dyke qui se propage par flottabilité. D'après Menand (2000).

Dans toutes ces expériences, le liquide est moins dense que son encaissant, et la force de flottabilité induit un mouvement du liquide vers la surface. Au niveau des zones de fusion partielle dans la croûte ou le manteau, le magma est plus léger que son encaissant, et la flottabilité provoque sa remontée vers la surface. En remontant, le magma peut rencontrer des

roches moins denses, sa flottabilité deviendra nulle voire négative (par exemple Takada, 1990), et sa remontée est interrompue. Il pourra alors soit être accumulé sur place, soit se propager horizontalement (voir § 3.1.2.3). Si la flottabilité du magma devient très négative, il propagera vers le bas (Takada, 1990), mais ce cas est géologiquement peu réaliste.

3.1.2.3 Propagation horizontale d'un dyke vertical

Définition du niveau de flottabilité nulle (NFN)

L'image de la structure profonde de l'île principale d'Hawaii obtenue par Ryan (1988) montre un conduit vertical le long duquel les magmas remontent par flottabilité depuis leur source jusqu'à une chambre magmatique entre 6 et 2 km de profondeur (Figure 2.30). En effet, en profondeur les magmas engendrés par la fusion du manteau sont moins denses que leur encaissant, et leur flottabilité est positive (Ryan, 1987; Ryan, 1988; Walker, 1989). A des profondeurs plus superficielles, les formations scoriacées qui constituent un édifice volcanique sont moins denses que les magmas basaltiques dont la flottabilité s'annule en atteignant le niveau de flottabilité nulle (NFN, Lister, 1991). Ryan (1988) montre qu'en atteignant le NFN, les magmas se propagent horizontalement sous le Kilauea, le long de conduits verticaux partant de la chambre magmatique et se prolongeant sous les rift zones du volcan (Figure 2.30).

Les conduits magmatiques verticaux imagés par Ryan (1988) sous les rift zones du Kilauea sont étroits. Sur les édifices volcaniques anciens, l'érosion a dégagé les structures profondes associées à d'anciennes rift zones (Walker, 1987; Walker et al., 1995; Walker, 1999). Ces structures correspondent à un essaim de dykes parallèles entre eux.

Direction de transport des magmas

Tous les dykes d'une rift zone sont probablement issus de la chambre magmatique localisée au centre de l'édifice volcanique, ce qui implique un transport latéral horizontal du magma le long de dykes verticaux. La propagation latérale des dykes est démontrée par les textures des roches cristallisées dans les filons. Par exemple l'allongement des vacuoles dans les dykes du complexe de Spanish Peaks montre que la composante verticale de la direction de transport des magmas dans ces filons ne représente que 10 à 20°, et que la composante

horizontale est dominante (Figure 2.31, Smith, 1987). Des résultats similaires ont été obtenus en mesurant l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (AMS) dans les dykes du volcan Summer Coon (Colorado, USA, Poland et al., 2004). Dans cette même étude, les textures fluidales dans ces roches confirment le transport horizontal du magma depuis le centre du volcan vers l'extérieur (Poland et al., 2004). Des résultats identiques sont obtenus dans un grand nombre de complexes filoniens à l'échelle de complexes volcaniques (Archanjo et al., 2000; Aifa et Lefort, 2001; Callot et al., 2001; Herrero-Bervera et al., 2001; Raposo et al., 2004). Des fabriques magmatiques et magnétiques compatibles avec un transport horizontal des magmas ont été également mises en évidence dans les essaims géants, par exemple dans l'essaims de Mackenzie, Canada (Ernst et Baragar, 1992).

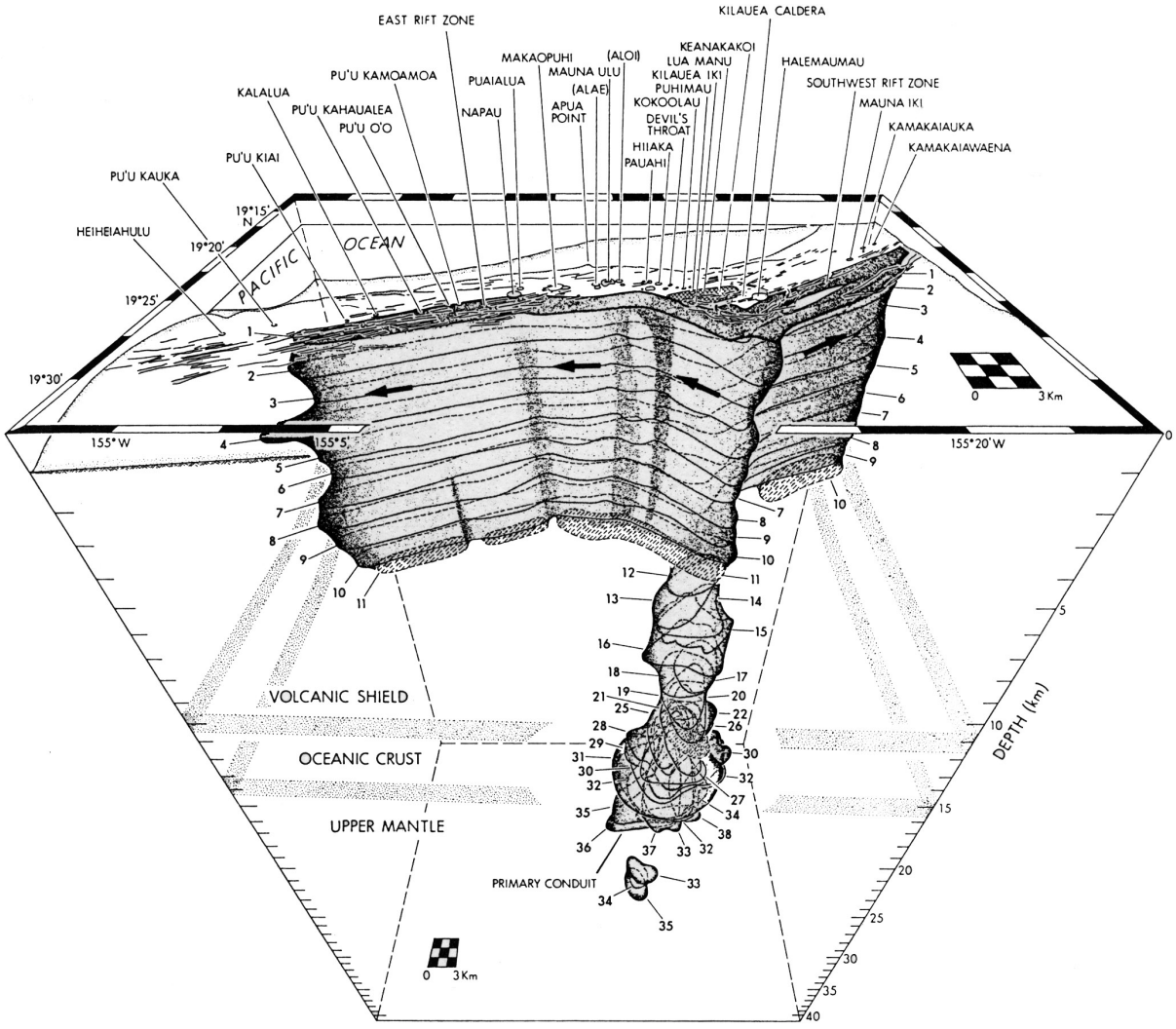


Figure 2.30. Structure interne tridimensionnelle des conduits magmatiques sous le volcan Kilauea, Hawaii. D'après Ryan (1988).

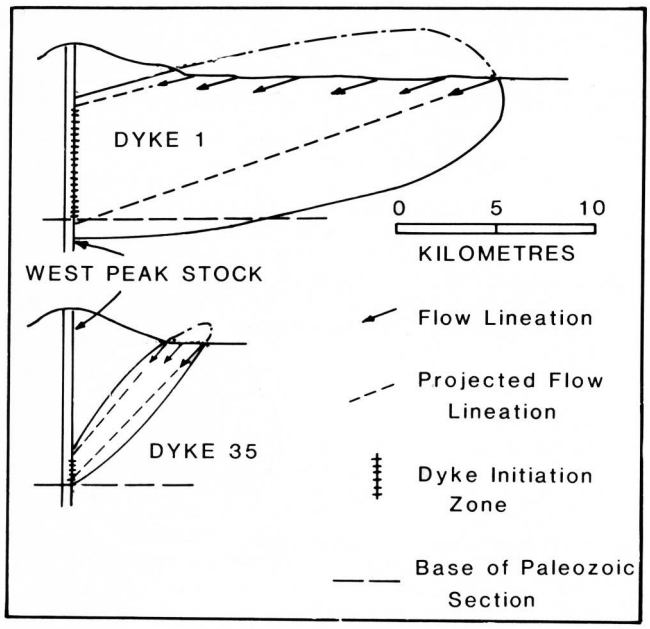


Figure 2.31. Figure schématique représentant les directions d'écoulement des magmas dans deux dykes de l'essaim de Spanish Peaks, Colorado. La colonne à partir de laquelle les dykes sont initiés correspond au conduit d'alimentation central. La direction d'écoulement des magmas présente une forte composante horizontale. L'échelle verticale est dilatée. D'après Smith (1987).

Enfin, l'analyse de la sismicité mesurée pendant les crises éruptives au Krafla, Islande (Einarsson et Brandsdottir, 1980; Sigurdsson, 1987), et au Kilauea, Hawaii (Klein et al., 1987), met en évidence l'intrusion et la propagation horizontale de magmas sous les rift zones le long de dykes verticaux. Le transport latéral des magmas est également suggéré par la chimie, mettant en évidence le mélange en profondeur de magmas issus de différents systèmes volcaniques superficiels (Sigmarsson et al., 2000).

Géométrie des dykes

La géométrie des dykes verticaux associés à un transport horizontal des magmas peut être déduite de l'observation des édifices volcaniques anciens érodés, où les dykes sont observables à l'affleurement. Certains de ces dykes sont alignés en faisceaux parallèles qui peuvent être associés à des anciennes rift zones, par exemple à Hawaii et en Islande (Gudmundsson, 1983; Walker, 1999). Dans certains cas, il est démontré que l'épaisseur des dykes est dépendante de leur longueur : plus le dyke est long, plus il est épais (Figure 2.32, Walker et al., 1995, Walker, 1999). Cette caractéristique corrobore la variation du rapport w / a dans les dykes (voir § 3.1.2.1).

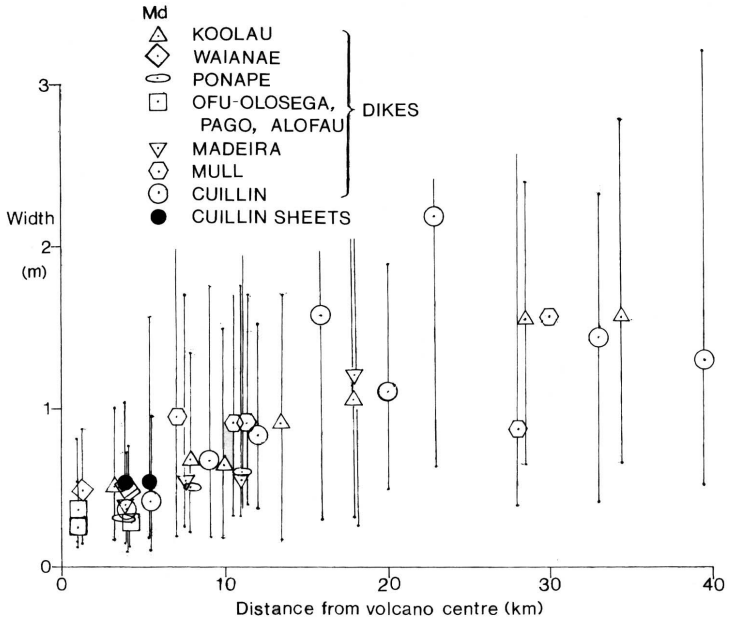


Figure 2.32. Epaisseur de dykes mesurés sur plusieurs volcans en fonction de la distance par rapport au centre de l'édifice (Walker et al., 1995).

D'autre part, au niveau du complexe intrusif de Spanish Peaks, Colorado, l'observation des dykes qui affleurent sur toute leur longueur montre une diminution de leur épaisseur en s'éloignant du centre du complexe (Smith, 1987). Il apparaît que l'épaisseur des filons diminue en s'éloignant du centre d'émission. En section, ces filons peuvent être simplifiés comme une demi ellipse dont l'ouverture maximale se situe à proximité du centre du complexe. Cette géométrie confirme que la pression magmatique à l'origine de ces dykes provient essentiellement du centre d'alimentation du complexe (voir § 3.1.2.1).

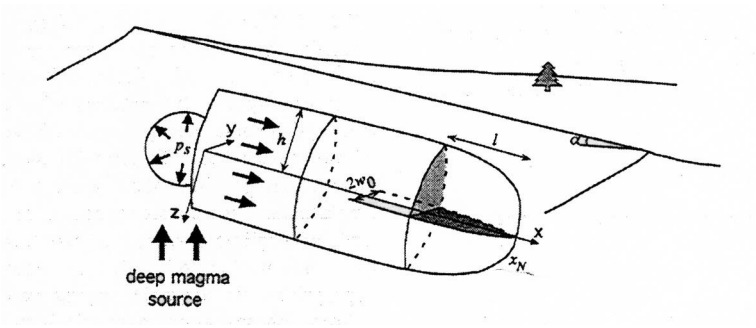


Figure 2.33. Figure schématique d'un dyke vertical se propageant horizontalement. Le dyke se propage à partir d'une chambre magmatique superficielle, sous un édifice volcanique dont la pente de surface est α. D'après Fialko et Rubin (1999).

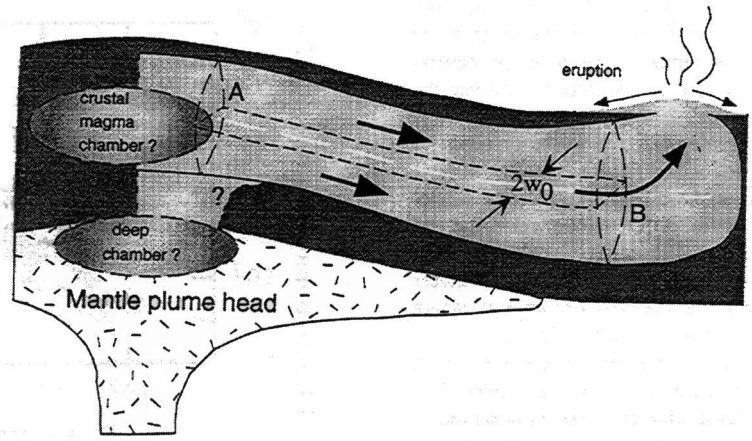


Figure 2.34. Figure schématique d'un dyke vertical se propageant horizontalement. Le dyke est associé à un essaim géant associé à un panache mantellique. D'après Fialko et Rubin (1999).

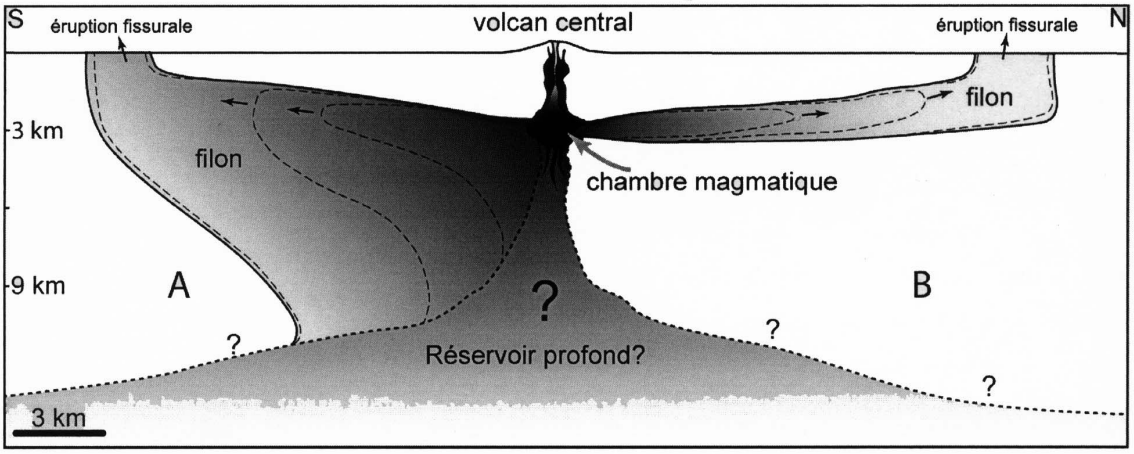


Figure 2.35. Modèles de propagations de filons (Paquet, 2003). Les dykes sont issus d'une chambre magmatique superficielle. A. Dyke connecté à un réservoir profond ; B. Dyke non connecté à un réservoir profond.

En 3D, la géométrie des filons associés à la propagation horizontale des magmas, en particulier leur géométrie profonde, n'est pas clairement déterminée. Dans un certain nombre d'études, ces dykes sont considérés comme connectés uniquement à un réservoir superficiel. Leur géométrie correspondrait à une ellipse symétrique dont les terminaisons supérieures et inférieures seraient parallèles, et le magma se propagerait exclusivement dans une direction horizontale (Figure 2.33, Figure 2.34 et Figure 2.35, Ryan, 1988, Fialko et Rubin, 1998, Fialko et Rubia, 1999, Callot et al., 2001). Néanmoins, cette géométrie est incompatible avec certaines observations géologiques et géophysiques. Premièrement, la présence d'un réservoir magmatique superficiel n'est pas avérée partout, par exemple sous le volcan Torfajökull (Soosalu et Einarsson, 2004), et leur géométrie et dimension ne sont pas vraiment contraintes, par exemple sous le Piton de la Fournaise (Nercessian et al., 1996). D'autre part, les directions d'écoulement des magmas dans certains segments de dykes sont sub-verticales, indiquant une remontée du magma depuis une source profonde (Ernst et Baragar, 1992). Il est donc probable que les dykes associés à la propagation horizontale des magmas soient en partie connectés à un réservoir profond, depuis lequel les magmas remonteraient verticalement avant de se propager horizontalement en atteignant la NFN. La géométrie des dykes serait plus complexe qu'une ellipse, avec une terminaison supérieure sub-horizontale et une racine connectée à un réservoir superficiel et un réservoir profond (Figure 2.35, Lister, 1991, Rubin, 1995b).

Distance de transport horizontal des magmas

La taille des rift zones peut être assez importante. Par exemple, la rift zone orientale émergée du volcan Kilauea se prolonge sous la mer sur plus de 75 km par la ride de Puna (Leslie et al., 2004). Cette géométrie signifie que les magmas peuvent parcourir une distance horizontale de près de 150 km depuis le réservoir magmatique situé sous le sommet du Kilauea. Dans les dykes des essaims géants, par exemple celui de Mackenzie, la direction de transport des magmas dans un même dyke peut être horizontale sur plusieurs centaines de kilomètres de distance. Les magmas peuvent donc parcourir des distances horizontales considérables.

Plusieurs paramètres peuvent contrôler la distance de transport du magma, c'est-à-dire la position du point d'éruption issu d'un dyke par rapport au réservoir magmatique. La pente topographique de l'édifice volcanique en est un important, en particulier la pente de la crête de la rift zone (Fialko et Rubin, 1999; Pinel et Jaupart, 2004). En effet, une pente crée un différentiel de pression entre la zone sommitale (forte pression) et les zones basses (pression

plus faible). Ce gradient de pression induit une force horizontale, dirigée vers l'extérieur du massif, qui s'ajoute aux effets de surpression magmatique dans la source. Les résultats analytiques de Fialko et Rubin (1999) montrent que les éruptions ont lieu à faible distance du réservoir lorsque la pente est faible, alors qu'elles peuvent être très éloignées lorsque la pente est plus forte. Cette régulation conduit à un équilibre avec une pente critique vers laquelle une rift zone volcanique évolue naturellement.

3.1.2.4 Vitesse de propagation d'un dyke et résistance à la fracture

La propagation des dykes est illustrée par le déplacement de l'activité sismique associée à la propagation de filons Ce type d'observation a été effectuée par exemple sous le Piton de la Fournaise, île de la Réunion (Battaglia et Bachelery, 2003), sous certains volcans japonais (Ito et Yoshioka, 2002; Hayashi et Morita, 2003), sous l'Etna et le Stromboli (Bonaccorso, 1998; Corsaro et Pompilio, 2003), et sous le volcan Iliamna, Alaska, USA (Roman et al., 2004), où la remontée verticale de la sismicité illustre l'ascension verticale d'un dyke par flottabilité. Les vitesses de propagation de ces intrusions ont été estimées entre 0.1 et 1 $m.s^{-1}$. Des vitesses similaires (~ 0.5 $m.s^{-1}$) ont été mesurées lors de la propagation horizontale de dykes verticaux en Islande (Sigurdsson, 1987).

L'estimation théorique de la vitesse de propagation d'un dyke est un problème complexe qui tient compte de l'écoulement visqueux du liquide magmatique dans la fissure, de sa flottabilité et de la résistance à la fracturation de la roche. Ce problème n'étant pas linéaire, la résolution analytique des processus physiques associés à ces phénomènes est très délicate, et une approche numérique est souvent utilisée.

Des certaines études numériques, la résistance de la roche à la fracture est négligée par rapport aux forces visqueuses dans le magma. Elles mettent en évidence un couplage étroit entre la déformation élastique du solide et l'écoulement visqueux du fluide (Spence et Turcotte, 1985) ; il apparaît que la vitesse de propagation de la fracture est limitée par la viscosité du fluide (Spence et Turcotte, 1985), que cet écoulement soit laminaire ou turbulent.

Ces calculs ont été complétés en tenant compte de la flottabilité du magma dans sont encaissant (Spence et al., 1987; Lister, 1990a; Lister, 1990b; Lister, 1991; Lister et Kerr, 1991). Pour résumer, ces calculs théoriques mettent en évidence un équilibre entre les frottements visqueux dans la queue de la fracture et la flottabilité du magma. Les conclusions de Meriaux et al. (1999) confirment ces résultats et démontreraient que la propagation d'un dyke est déterminée par l'écoulement visqueux dans la fracture. Des valeurs de vitesses de

propagation sont estimées aux alentours de 0.5 à 1 $m.s^{-1}$ pour un magma de faible viscosité (100 Pa.s, Spence et Turcotte, 1985). Selon Lister (1990a), la résistance à la fracture ne modifierait que légèrement la forme de la fracture et n'affecterait en rien la vitesse de propagation.

Les résultats expérimentaux de Takada (1990) démontrent au contraire que la résistance du matériau encaissant est un facteur critique dans la propagation d'un dyke. Il a réalisé plusieurs séries d'expériences dans lesquelles il a injecté un liquide peu visqueux dans de la gélatine élastique. Bien que ses résultats expérimentaux soient assez bruités, il trouve que la vitesse de propagation U_v d'une fracture de volume constant dépend de la longueur a de la fissure :

$$U_v \propto a^4 \tag{2.21}$$

Il effectue également une série d'expériences dans laquelle le volume de la fracture augmente au cours de l'expérience, ainsi qu'une autre où le fluide injecté se propage dans une discontinuité préexistante (Takada, 1990). Dans tous les cas, la vitesse de propagation des fractures est inférieure de 3 à 5 ordres de grandeurs par rapport à un écoulement de Poiseuille dans les mêmes conditions. Ces résultats suggèrent à Takada que la résistance à la fracture est le paramètre principal qui contrôle la vitesse de propagation des fractures. C'est également la conclusion de Lister et Kerr (1991) : selon eux, les études expérimentales ne peuvent s'affranchir de la résistance à la fracturation et il est intuitif qu'elle contrôle la vitesse de propagation d'une fracture.

Menand et Tait (2001) montrent également dans des expériences similaires que la résistance de l'encaissant est un paramètre de premier ordre dans la propagation d'un dyke. Dans certaines de leurs expériences, ils injectent de l'air, de viscosité très faible, en plus d'un liquide visqueux dans de la gélatine élastique. Si la propagation de la fracture n'était contrôlée que par un écoulement de l'air de type Poiseuille, la vitesse serait presque infinie. Or dans ces expériences, la vitesse de propagation des fractures est finie et quantifiable (Menand et Tait, 2001).

Heimpel et Olson (1994) élaborent un modèle de vitesse en utilisant une approche combinée théorique / expérimentale, dans laquelle ils définissent une contrainte seuil et font intervenir la vitesse de propagation des ondes élastiques dans l'encaissant. Ils trouvent que la vitesse de propagation d'un dyke est proportionnelle au facteur d'intensité des contraintes K

au carré, donc à la longueur *a* au carré. Cependant, la définition des paramètres qu'ils utilisent, en particulier leur contrainte seuil, n'est pas clairement définie.

En synthétisant et en discutant tous ces travaux, Menand (2000) aboutit à la conclusion suivante : il n'existe pas encore de modèle de vitesse de propagation d'une fracture qui soit satisfaisant et qui tienne compte des déformations élastique et plastique dans l'encaissant, ainsi que de l'écoulement visqueux du liquide dans le dyke. Néanmoins, il semble intuitif que les propriétés mécaniques de l'encaissant, en particulier sa résistance, joue un rôle primordial. Cette influence peut être démontrée dans une série sédimentaire hétérogène (voir § 3.1.3.3).

3.1.3 Paramètres physiques de la mise en place de dykes

3.1.3.1 Effets thermiques dans un dyke

La température du magma ou de l'encaissant est un paramètre critique sur la propagation des magmas dans des dykes. Durant leur mise en place, les dykes subissent une évolution thermique complexe. Le magma chaud libère de la chaleur à son encaissant froid, comme en attestent les auréoles de métamorphisme de contact et les bordures figées aux les épontes des dykes.

Durant la mise en place des dykes, en régime laminaire, il s'établit un équilibre entre l'apport de chaleur par advection depuis le réservoir, et les pertes par conduction thermique à travers les épontes. Le rapport entre le gain et les pertes de chaleur dans un dyke est estimé par le nombre de Péclet :

$$Pe = \frac{wV\rho C_P}{k} \tag{2.22}$$

où w est l'épaisseur du dyke, V la vitesse de propagation, ρ la masse volumique, C_p la capacité calorifique du magma et k la conductivité thermique de l'encaissant. Si $Pe >> 1$, l'apport de chaleur par advection est nettement supérieur par rapport aux pertes, et l'intrusion ne se solidifie pas tant que l'apport de chaleur est constant. Des valeurs de l'ordre de $Pe = 10^6$ sont obtenues pour les dykes basaltiques (par exemple Galland et al., 2003), ce qui indique que tant le magma afflue, le rapport entre gains et pertes reste élevé, et le dyke peut rester en partie fluide.

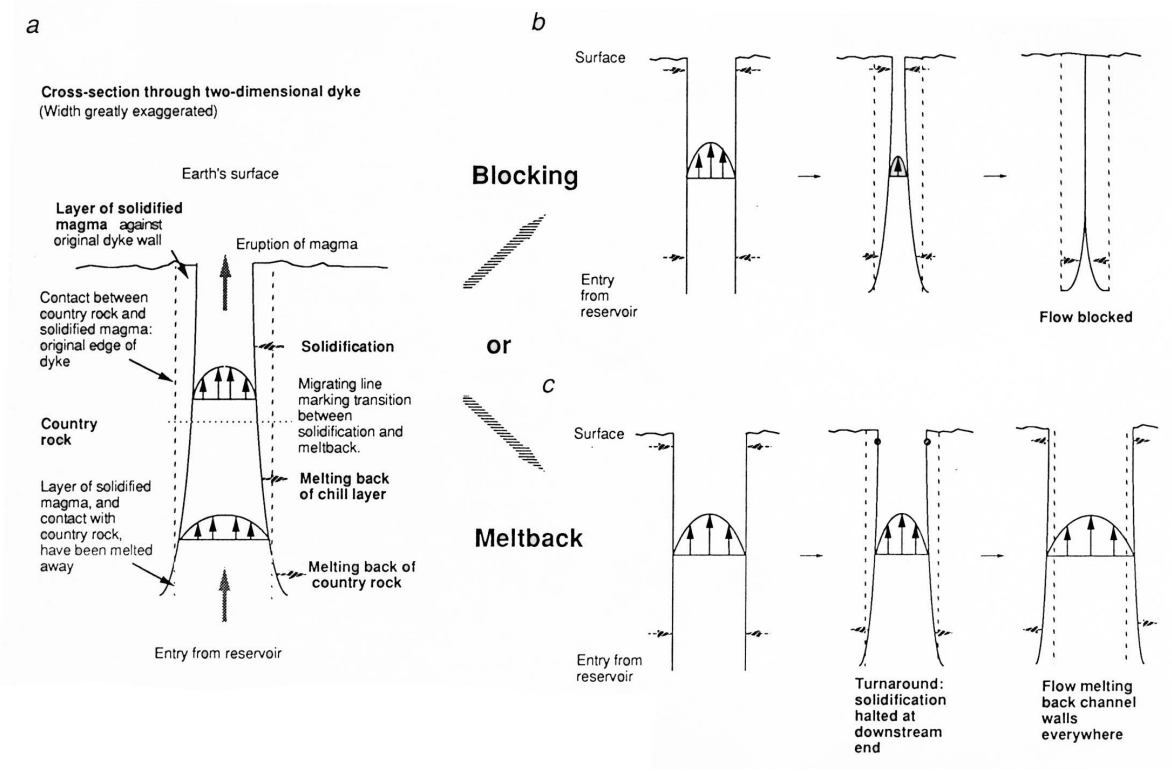


Figure 2.36. Modèle thermique de mise en place d'un filon. ***a***. Paramètres thermiques. ***b***. Cas à le magma se solidifie et la dyke se bouche. ***c.*** Cas où l'encaissant est assimilé dans le magma par érosion thermique. D'après Bruce et Huppert (1989).

D'autres études plus quantitatives discutent de la viabilité thermique des dykes et de la distance qu'ils peuvent parcourir avant de se solidifier. Par exemple, Bruce et Huppert (1990) montrent qu'un dyke doit se maintenir au-dessus d'une épaisseur critique pour pouvoir transporter les magmas sur plusieurs kilomètres de distance. Rubin (1995a) suggère qu'un dyke granitique se refroidit rapidement sur ses bordures, et qu'il est difficile de transporter les magmas granitiques dans des dykes sur de longues distances. Dans le même ordre d'idée, les calculs de Fialko et Rubin (1998) permettent de déterminer la distance horizontale que peut parcourir un dyke vertical au niveau d'une ride océanique. Ils montrent que si le dyke ne se propage que sous l'effet de la pression magmatique dans la source, la distance parcourue par un dyke lorsqu'il s'obstrue (i.e. lorsque le magma se solidifie) dépend de l'épaisseur du dyke w au carré. Si le dyke se propage en partie sous l'effet de la pente de l'édifice volcanique (voir § 3.1.2.3), la distance de transport est une fonction de l'épaisseur w à l'exposant 4. Ces travaux montrent qu'un dyke ne peut pas se propager indéfiniment dans un encaissant froid, même si l'apport de chaleur est constant.

En revanche, si l'apport de chaleur est très important, sur de longues durées (par exemple au niveau des essaims associés à des panaches mantelliques), le conduit magmatique

peut s'élargir par fusion de l'encaissant ; ce phénomène est appelé érosion thermique (Figure 2.36, Bruce et Huppert, 1989, Fialko et Rubin, 1999). Ce processus est relativement rare et semble favorisé en profondeur où l'encaissant est déjà chaud

Ainsi, la viabilité d'un dyke dépend en grande partie de la température de son encaissant. Si l'encaissant est froid, le magma à l'intérieur du dyke perdra beaucoup de chaleur. En revanche, si l'encaissant est chaud, les pertes de chaleur aux épontes du dyke seront moins importantes. Les dykes sont donc plus viables en profondeur.

3.1.3.2 La viscosité des magmas

La géométrie des intrusions magmatiques dépend des propriétés mécaniques du magma (viscosité), ainsi que de l'encaissant (élasticité, plasticité). En règle générale, il est admis que c'est le contraste de rhéologie entre le magma et son encaissant qui contrôle le mode de mise en place des magmas (par exemple, Rubin, 1993) : un faible contraste de résistance mécanique favorise la mise en place de plutons, alors qu'un fort contraste favorise la mise en place des magmas par fracturation hydraulique. Le problème est souvent réduit en terme de contraste de viscosité.

Sur le terrain, le passage d'un mode de mise en place à l'autre est décrit par Moyen et al. (2001) et Moyen et al. (2003) a partir d'une coupe d'échelle crustale en Inde. Ces auteurs montrent qu'un magma granitique, dont la composition et la viscosité varient peu, est transporté sous forme de diapirs dans la croûte ductile profonde (faible contraste de viscosité), et transporté dans des dykes dans des niveaux supérieurs de la croûte (contraste de viscosité plus élevé).

A travers une approche analytique et numérique, Rubin (1993) quantifie l'effet du contraste de rhéologie entre le magma et son encaissant sur la géométrie des intrusions. Il démontre que la géométrie d'un dyke est contrôlée par deux nombres sans dimensions :

$$\frac{P_0 / M}{\left(\frac{3\eta_m}{2\eta_r}\right)^{1/3}} \tag{2.23}$$

où P_0 est la pression magmatique, $M = (1 - \nu)/\mu$ est la résistance élastique de l'encaissant, η_m et η_r sont respectivement les viscosités du magma et de l'encaissant. Le premier nombre rend compte de la réponse élastique de la roche, le deuxième représente le contraste de viscosité

entre le magma et son encaissant. Rubin montre que plus le contraste de viscosité est fort, plus la réponse de l'encaissant est élastique et plus le rapport w / a des intrusions est faible, donc plus les filons sont étroits. Ces résultats analytiques sont confirmés par l'analyse statistique de Mège et Korme (2004a) sur l'essaim de dykes de la province magmatique d'Ethiopie. Ils montrent en effet que les dykes acides, dont le contraste de viscosité avec leur encaissant est relativement faible, sont plus épais que les dykes basiques dont le contraste de viscosité avec leur encaissant est plus élevé.

La viscosité influence également la vitesse de transport des magmas dans un dyke (Rubin, 1993). En effet, plus la viscosité est forte, plus les forces de frottement sont importantes. Lorsque la pression magmatique est imposée constante, les expériences d'injection de liquides dans de la gélatine permettent de démontrer que la vitesse de propagation V d'un dyke est inversement proportionnelle à la viscosité η du liquide (Emerman et al., 1986; Takada, 1990). Par contre, l'influence de la viscosité n'est pas la même si le problème considéré correspond à un flux magmatique imposé : dans ce cas, la vitesse varie en η à la puissance -1/6 (Spence et Turcotte, 1985).

Enfin, la viscosité influence le délai entre le remplissage d'une chambre magmatique et l'apparition d'un dyke (McLeod et Tait, 1999). Dans le cas d'un réservoir basaltique, l'apparition d'un dyke à partir d'un réservoir peut avoir lieu quelques jours après la mise sous pression de celui-ci. En revanche, le délai attendu entre le remplissage d'un réservoir rhyolitique et l'apparition d'une fracture est de quelques années.

3.1.3.3 La stratification de l'encaissant

Les aspects théoriques évoqués jusqu'à maintenant ne tiennent pas compte des hétérogénéités de l'encaissant. Or tous les développements mathématiques et les raisonnements présentés plus haut tiennent compte des propriétés mécaniques de l'encaissant. Les hétérogénéités mécaniques dans la croûte, par exemple une stratification, ont probablement une influence importante sur la mise en place des dykes. Intuitivement, un niveau compétent (un banc de grès ou une coulée basaltique) tendrait à limiter la propagation d'un dyke, alors qu'un niveau moins compétent (des niveaux d'argiles ou de scories) tendrait à la favoriser (Figure 2.37). Les observations géologiques confirment ce raisonnement (Gudmundsson et Brenner, 2001; Gudmundsson, 2002).

L'aspect mécanique de l'influence d'un milieu stratifié sur la mise en place d'un dyke a été particulièrement étudié par Gudmundsson (Gudmundsson et al., 1999; Gudmundsson et

Brenner, 2001; Gudmundsson, 2002; Brenner et Gudmundsson, 2004; Gudmundsson, 2004). L'approche numérique utilisée par ces auteurs est entièrement basée sur les variations du module d'Young *E* des couches géologiques. Ils montrent que dans un milieu stratifié, la propagation d'un dyke est limitée par les niveaux compétents.

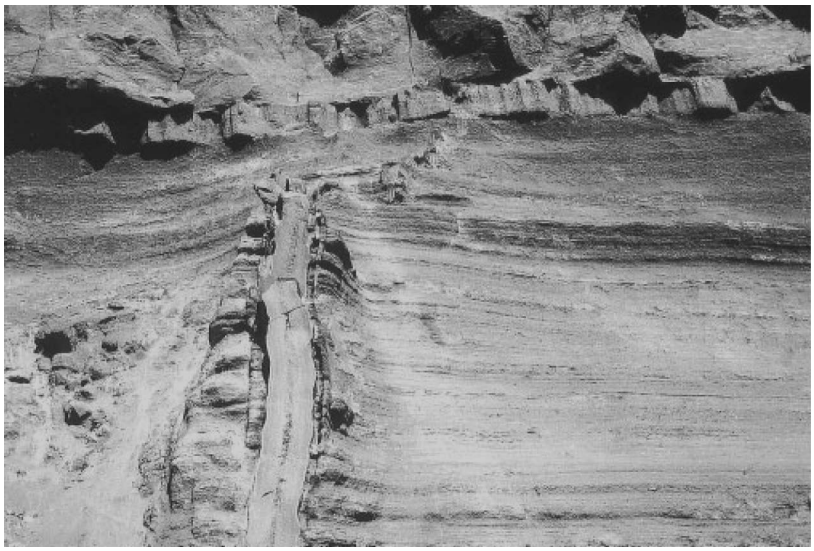


Figure 2.37. Photographie de la terminaison d'un dyke basaltique. Photographie prise dans la péninsule de Reykjanes, Islande (Gudmundsson et Brenner, 2001). L'épaisseur du dyke diminue de 0.34 m en bas de la coupe à moins de 0.1 m au contact entre un tuf pyroclastique (en bas) et une coulée basaltique de 5 m d'épaisseur (en haut).

Cependant, les calculs numériques de Gudmundsson ne prennent pas en compte la déformation plastique de certaines roches, par exemple des niveaux argileux ou tufacés. Le critère énergétique de fracturation défini par (Irwin, 1957, voir § 3.1.1) doit tenir compte de toutes les dissipations d'énergie associées à la propagation d'une fracture. Certains travaux théoriques montrent que les fractures hydrauliques qui se propagent dans des roches élasto-plastiques sont plus larges et plus courtes que dans des roches élastiques (Papanastasiou, 1997; Papanastasiou, 1999). Ces auteurs montrent également que la pression du magma doit être plus élevée dans une roche élasto-plastique pour ouvrir une fracture que dans une roche élastique. Pourtant, un certain nombre de sills se mettent en place dans des niveaux argileux assez plastiques. C'est le cas par exemple dans le bassin de Neuquén, où de nombreux sills se sont mis en place dans la formation argileuse Vaca Muerta entre 300 m et 4000 m de profondeur (Rossello et al., 2002). C'est également le cas au niveau de la marge norvégienne de l'océan Atlantique nord, où de nombreux sills se sont mis en place dans une série volcanique stratifiée en régime extensif, alors que les sills sont symptomatiques d'un régime compressif (voir § 4.1.1).

3.1.3.4 Proximité d'une surface libre : formation des cone-sheets

La plupart des calculs théoriques présentés correspondent à la propagation de dykes dans un milieu infini. Dans ce cas, les dykes sont plans et rectilignes et la seule déformation accommodée dans l'encaissant est répartie à l'ensemble de l'encaissant sans effet de bords.

Lorsqu'un dyke se met en place dans un milieu correspondant à un milieu semi infini avec une surface libre, le champ de contraintes induit par l'intrusion est modifié et la surface libre est déformée. La déformation de la surface libre est souvent enregistrée sur les volcans actifs et s'exprime par un gonflement du massif (Froger et al., 2001; Puglisi et al., 2001; Battaglia et Bachelery, 2003). Sur une surface initialement plane, le gonflement se traduit par la formation d'une structure en dôme (Figure 38).

Les études théoriques et numériques mettent en évidence la modification du champ de contraintes à proximité d'intrusions superficielles (Phillips, 1974; Chadwick Jr. et Dieterich, 1995; Gudmundsson, 1998; Gudmundsson et al., 1999). Le champ de contraintes induit par exemple par une chambre magmatique sphérique sous pression est radial et s'exprime cartographiquement par des cercles concentriques. En 3D, le champ de contraintes en tension entre la surface et la chambre magmatique peut être représenté par des cônes centrés sur le réservoir magmatique (vue en coupe verticale dans la Figure 38). C'est ce champ de contraintes qui serait à l'origine de la mise en place des cone-sheets et des dykes annulaires (Anderson, 1936; Chadwick Jr. et Dieterich, 1995). Ce mécanisme implique que les cone-sheets se mettent en place en créant leur propre chemin, en tension par fracturation hydraulique.

D'autres auteurs suggèrent au contraire que les cone-sheets se mettent en place dans des fractures en cisaillement induites par la déformation de la surface (Phillips, 1974; Galland et al., 2003). En effet, un dôme en surface correspond à un différentiel horizontal de surrection, qui induit un cisaillement sub-vertical sur les bords du dôme (Figure 38), en forme de cône en 3 dimensions. D'après nous, ce type de cisaillements contrôle en grande partie la mise en place des cone-sheets (Galland et al., 2003). Néanmoins, il est possible que la mise en place des cone-sheets s'effectue en mode mixte (ouverture – cisaillement).

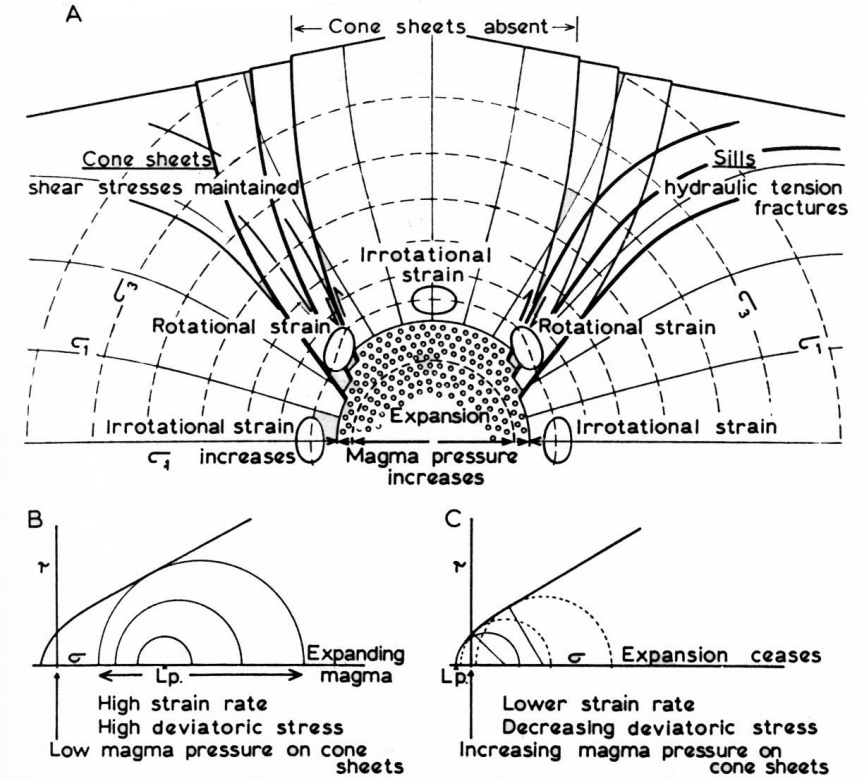


Figure 38. Figure schématique du champ de contraintes autour d'une chambre magmatique sous pression à proximité de la surface. D'après Phillips (1974).

La géométrie de la surface contrôle également la géométrie des dykes. Par exemple, l'évolution de la morphologie sommitale du cône volcanique du Stromboli s'accompagne d'un changement de géométrie des dykes (Tibaldi, 2003). La présence d'une surface libre contrôle également la mise en place des laccolites, comme nous le reverrons plus tard (voir § 3.2.4).

3.2 Mise en place des intrusions non planaires

Les magmas qui se mettent en place dans des intrusions non planaires sont souvent de nature acide (granites, rhyolites …). Plusieurs mécanismes sont invoqués pour expliquer la mise en place des plutons (Figure 2.39, Best, 2003). Cependant, la compréhension de la mise en place des plutons n'étant pas l'objectif de cette synthèse bibliographique, les processus correspondant ne seront ni développés ni discutées dans ce mémoire. Seules les grandes lignes seront abordées.

3.2.1 Le diapirisme et le ballooning

Le diapirisme correspond à la remontée par flottabilité d'intrusions magmatiques par diapirisme (les diapirs) représentées comme des « bulles » de magma. Ce mécanisme d'ascension est évoqué pour la première fois au début du 20ème siècle, mais la physique est bien décrite dans les années 1970 (Ramberg, 1967; Ramberg, 1970). Ce mécanisme est entièrement contrôlé par la rhéologie de l'encaissant (Rubin, 1993), qui se déforme de manière ductile. A la fin des années 1980, ce modèle de remontée des magmas est remis en question par plusieurs auteurs (Clemens et Mawer, 1992; Hutton, 1992; Petford et al., 1993; Petford, 1996; Clemens, 1998) qui pensent que les diapirs ne sont pas viables et que leur remontée est trop lente impliquant une solidification précoce du magma.

Pour résumer, ce mécanisme de remontée des magmas est probablement viable dans la croûte inférieure ductile et chaude, mais il semble qu'il ne le soit pas la croûte fragile froide.

Le ballooning est un mécanisme de mise en place du magma à son emplacement final en poussant sont encaissant qui se déforme de manière ductile (Figure 2.39).

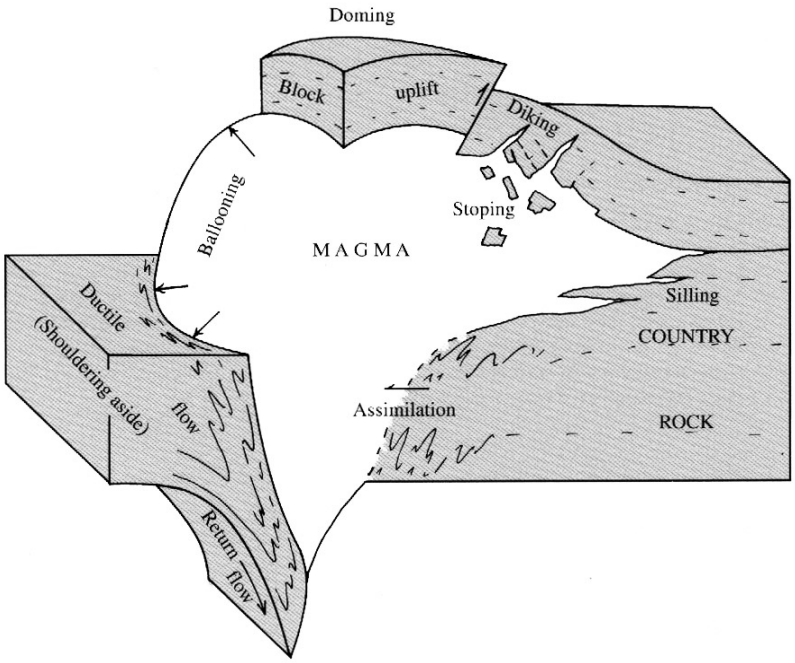


Figure 2.39. Figure très schématique des mécanismes de mise en place des plutons granitiques. D'après Best (2003).

3.2.2 La désagrégation de l'encaissant (stoping)

Le mécanisme de stoping implique la désagrégation à l'état solide de l'encaissant. Les blocs d'encaissant sont physiquement incorporés dans le magma et peuvent être transportés jusque vers la surface sous forme de xénolites, qui peuvent être chimiquement assimilés dans le magma. Ce mécanisme pourrait correspondre à un stade avancé de mise en place de nombreux filons interconnectés et entre lesquels les blocs d'encaissant sont désolidarisés (Figure 2.39).

Le stoping à plus grande échelle peut également expliquer la formation des ring dykes. En effet, ces structures sont en général associées à l'effondrement du toit d'un réservoir magmatique. La cavité ouverte par l'effondrement est comblée par le magma contenu dans le réservoir.

3.2.3 Espace créé par la déformation tectonique

Les magmas acides peuvent remonter le long d'accidents tectoniques fragiles (failles) ou ductiles (zones de cisaillement). En effet, un accident tectonique est une discontinuité mécanique le long de laquelle le magma peut potentiellement remonter (Hutton et Ingram, 1992; Ingram et Hutton, 1994). Dans les chaînes de montagnes récentes et anciennes, les plutons granitiques sont souvent associés à des zones de cisaillement (par exemple dans les Alpes et en Bretagne (Paterson et Schmidt, 1999; Rosenberg, 2004). L'origine de l'espace nécessaire à la mise en place de tels volumes de magma n'est pas clairement identifiée ; c'est le problème de l'espace (« room problem »). Conceptuellement, il est nécessaire à un grand nombre de géologues de trouver un moyen de créer de l'espace pour accumuler le volume de magma. Divers scénarios ont été évoqués, dans lesquels la déformation le long d'accidents courbés ouvre des espaces (Reavy, 1989; Tikoff et Teyssier, 1992).

3.2.4 Le doming (mise en place des laccolites)

Nous avons vu dans le paragraphe 3.1.3.4 que la mise en place des magmas à proximité de la surface pouvait entraîner la formation d'un dôme (Figure 2.39). La surrection de ce dôme accommode l'augmentation du volume de magma injecté dans un réservoir sous-jacent. Si les bords du dôme sont faillés, on parle de surrection de blocs (Figure 2.39). Comme dans le cas des cone-sheets, c'est la présence d'une surface libre qui contrôle ce mécanisme.

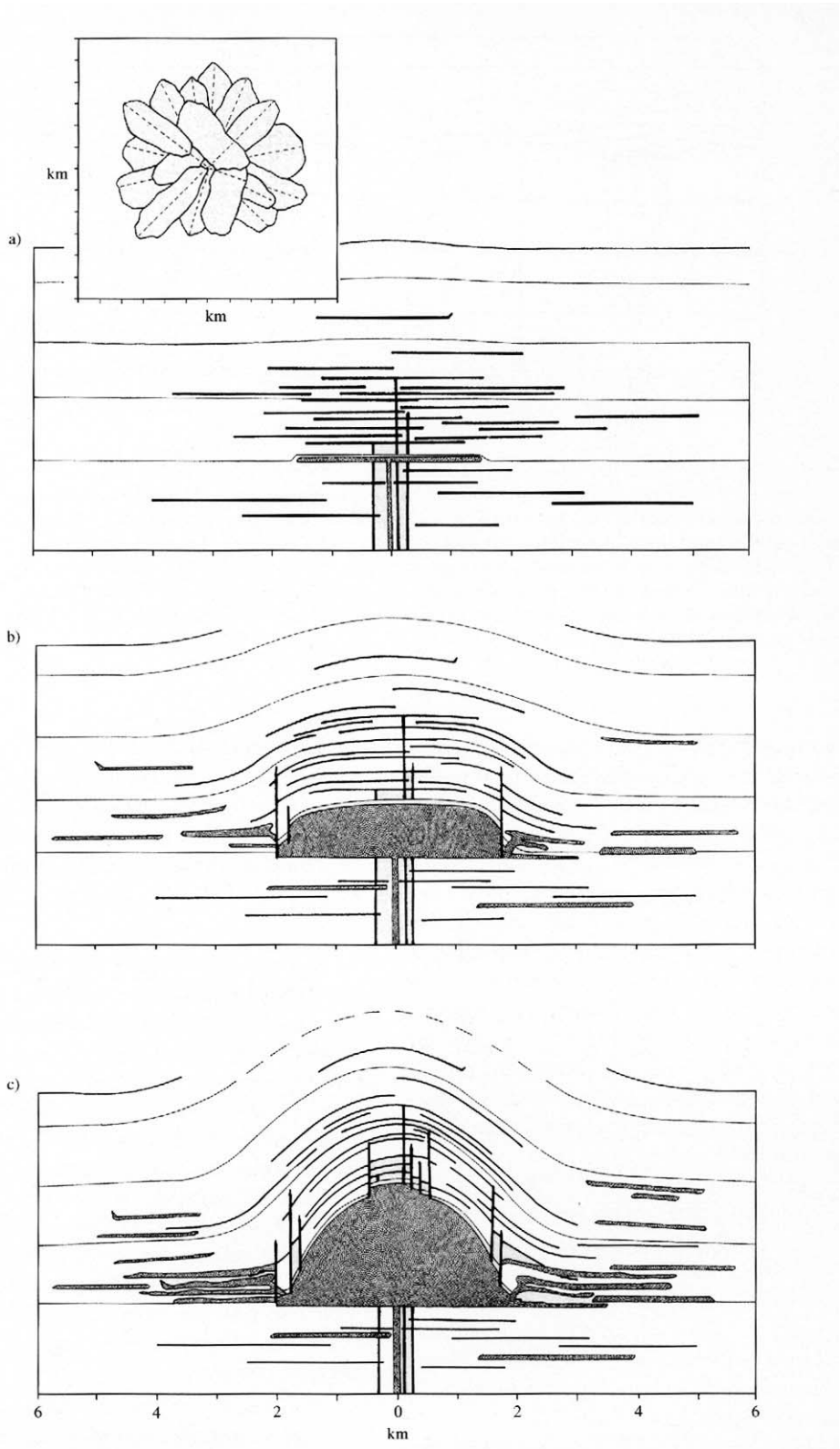


Figure 2.40. Figure schématique de la croissance d'un laccolite par doming (Jackson et Pollard, 1990). Dans l'encadré en haut à gauche, chaque lobe correspond à un sill en vue de haut. a) emplacement de sills et de dykes, ainsi que d'un proto-laccolite peu épais ; b) inflation du laccolite central par courbure des sédiments sus-jacents. D'autres sills et dykes se mettent encore en place ; c) augmentation de l'inflation du laccolite, désormais probablement de nature composite et alimenté par plusieurs pulses magmatiques.

Typiquement, les laccolites, dont les couches géologiques sus-jacentes sont surélevées, résultent d'un mécanisme de doming. Lorsque le magma sous pression se met en place à une certaine profondeur, il soulève son encaissant en forme de dôme (Gilbert, 1877; Jackson et Pollard, 1990). La géométrie des laccolites dépend donc fortement de la nature des couches géologiques sus-jacentes, en particulier de leur propriétés élastiques (Pollard et Johnson, 1973). A partir d'une approche expérimentale en utilisant des modèles de sable et de silicone, (Román-Berdiel et al., 1995) montrent que la forme d'un laccolite dépend également de l'épaisseur de roches encaissantes au-dessus de l'intrusion : la forme lenticulaire d'un laccolite s'explique par une forte épaisseur de roches sus-jacente, alors qu'une forme en cloche traduit un caractère superficiel de l'intrusion. D'autre part, plus l'épaisseur de roches sus-jacente est importante, plus le diamètre du laccolite est grand (Román-Berdiel et al., 1995).

Les laccolites sont souvent associés à de nombreux sills (Figure 2.40, Jackson et Pollard, 1990). D'après ces auteurs, la croissance d'un laccolite s'initie à partir d'un sill qui s'épaissit ensuite par apports successifs ou continus de magma. Dans ce scénario, la croissance latérale de l'intrusion a lieu avant son épaississement. Au contraire, Lagarde et al. (1990) et Lagarde et al. (1993) proposent que le magma se propage latéralement à partir d'une intrusion dont l'épaisseur est du même ordre de grandeur que l'épaisseur finale de l'intrusion.

En réalité, la mise en place d'un laccolite correspond probablement à une combinaison entre une croissance latérale et un épaississement (Pollard et Johnson, 1973). Ceci est confirmé par les expériences de Dixon et Simpson (1987) effectuées en centrifugeuse, dans lesquelles de la silicone est injectée dans de la plasticine ; dans ces expériences, l'intrusion de silicone s'épaissit en même temps qu'elle s'étale latéralement (Figure 2.41). Il montre également que les premières phases de mise en place correspondent à un bombement des couches géologiques sus-jacentes, alors que les dernières phases correspondent au cisaillement de ces couches de long de « kink zones ».

L'association des laccolites avec de nombreux sills montre que plusieurs pulses magmatiques ont eu lieu pendant la mise en place de ces complexes intrusifs (Figure 2.40, Jackson et Pollard, 1990, Jackson, 1997, Gonzalez et Aragon, 2000). Au même titre que les plutons granitiques, le caractère multiple ou composite des laccolites est très probable. Dans l'exemple du Cerro Bayo de la Sierra Negra, dans le bassin de Neuquén, Gonzalez et Aragon (2000) présentent un laccolite comme un essaim de sills, dont l'accumulation en profondeur provoque la surrection de l'encaissant sus-jacent. Dans ce cas, le caractère multiple du laccolite est évident.

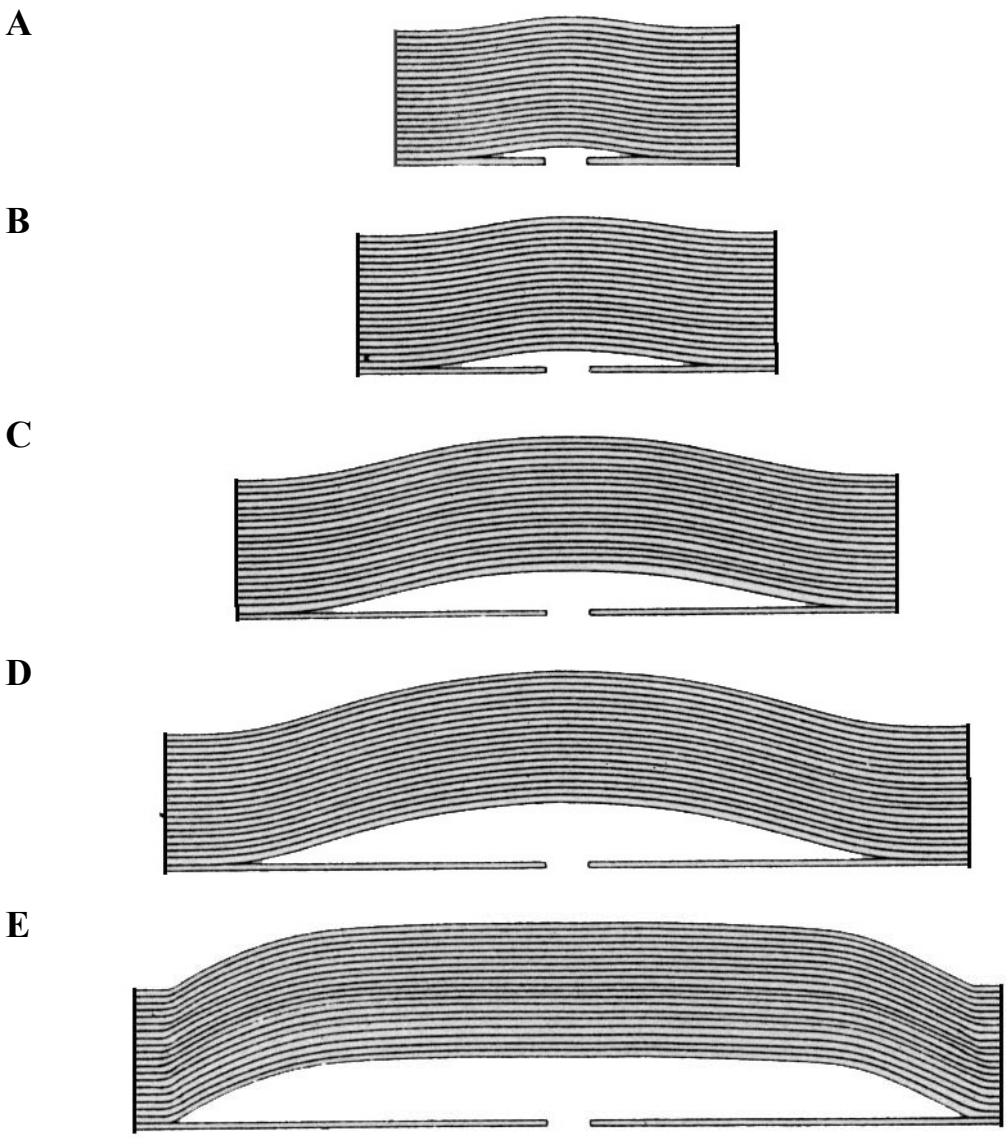


Figure 2.41. Evolution géométrique d'un laccolite. Géométries obtenues dans des expériences en centrifugeuse où de la silicone (blanche) est injectée dans de la plasticine (grise). **A** et **B**. phase de croissance d'un sill ; **C** et **D**. phase de courbure de l'encaissant sus-jacent ; E. phase du laccolite en chevron. D'après Dixon et Simpson (1987).

La stratification semble un paramètre important dans la mise en place des laccolites. En général, ils sont concordants au sein de séries sédimentaires. Le stockage des magmas en profondeur est probablement une conséquence de la présence d'un niveau compétent qui ne peut pas être traversé. Dans leurs expériences d'injection de fluide dans de la gélatine élastique, Hyndman et Alt (1987) sont obligés d'introduire un niveau plus compétent pour former un laccolite. Dans des expériences similaires, Johnson et Pollard (1973) introduisent

également une stratification à l'aide de niveaux peu visqueux entre des niveaux de gélatine élastique pour obtenir des laccolites.

L'observation de la mise en place actuelle de laccolites permet de contraindre les durées de mise en place de ces intrusions (Minakami et al., 1951). Minakami et al. (1951) ont observé la surrection d'un dôme lors de l'éruption du volcan Usu, Hakkaido, Japon. La durée de mise en place de cette intrusion fut de 2 ans environ. Ils déduisirent de la géométrie du dôme que le diamètre de l'intrusion est d'environ 1 km, et que son épaisseur atteignait 200 m par endroit. Les méthodes de mesures par satellite permettent également de mettre en évidence la surrection actuelle de dômes associés à la mise en place d'intrusions laccolitiques. L'interférométrie radar utilisée par Fialko et Simons (2001) et Fialko et al. (2001) permet d'estimer la géométrie d'un corps intrusif an Nouveau Mexique, USA. Il s'agirait d'un sill pseudo-circulaire de 50 – 70 km de diamètre à 19 km de profondeur, qui s'épaissirait de quelques millimètres par an.

3.3 Bilan

Dans cette section, les phénomènes principaux intervenant lors de la mise en place d'intrusions magmatiques dans une roche fragile ont été décrits. La physique correspondante a également été décrite dans les grandes lignes. Les points importants qui ressortent sont les suivants.

(1) Les intrusions planaires (dykes et sills) se mettent en place par fracturation hydraulique. Ce mode de mise en place induit l'apparition d'un champ de contraintes complexe aux terminaisons des fractures hydrauliques.

(2) Un dyke vertical peut remonter verticalement par flottabilité, ou se propager horizontalement si sa flottabilité est nulle. Une fracture hydraulique peut être également horizontale (sill).

(3) De nombreux paramètres interviennent lors de la mise en place des dykes, notamment les effets de refroidissement, le contraste de rhéologie entre le magma et son encaissant, les hétérogénéités dans l'encaissant et les conditions aux limites (présence d'une surface libre).

(4) D'autres processus peuvent contrôler la mise en place des magmas dans un bassin sédimentaire, en particulier le doming impliqué dans la mise en place de laccolites.

Au cours de la description et du développement des processus, la notion de contraintes est omniprésente. En effet, le champ de contraintes induit par une fracture elle-même est un

paramètre de premier ordre sur la propagation des terminaisons des dykes. Dans un régime de déformation tectonique, le champ de contraintes local autour d'un dyke est modifié par le champ de contraintes tectoniques qui va contrôler en grande partie la propagation du dyke. L'influence d'un régime de déformation tectonique sur la mise en place des magmas est décrite et discutée dans la partie suivante.

4 Régimes tectoniques et mise en place des magmas

La plupart de l'activité magmatique sur Terre a lieu au niveau des limites des plaques tectoniques. Ces zones sont également le siège d'une activité tectonique importante, extensive ou compressive. Le lien entre l'activité magmatique et l'activité tectonique est reconnue depuis longtemps, mais les relations portent essentiellement sur la chimie et la pétrogenèse des magmas en fonction du contexte géodynamique (par exemple, Wilson, 1989). Dans cette partie, l'aspect mécanique de tectonique sur la mise en place des magmas est évoqué sans prendre en compte les aspects chimiques et pétrologiques.

4.1 Tenseur des contraintes et orientation des intrusions

4.1.1 Orientation des fractures hydrauliques néoformées

Stevens (1911) est le premier à évoquer l'influence du régime de contraintes sur l'orientation des intrusions magmatiques. Il stipule déjà que les intrusions planaires sont perpendiculaires à la contrainte minimale, car l'énergie à fournir par le magma pour ouvrir une fracture dans cette direction est minimale. Ce postulat qualitatif est confirmé par Griffith (1924) qui calcule le champ de contraintes d'une fracture en fonction de son orientation ϕ par rapport aux contraintes principales. Il montre que la contrainte extensive calculée au niveau de la terminaison de la fracture est maximale lorsque la fracture est perpendiculaire à la contrainte minimale σ_3. L'orientation préférentielle d'une fracture en ouverture est donc imposée dans cette direction (Figure 2.42).

Les ingénieurs pétroliers ont utilisé ces notions pour étudier la fracturation hydraulique lors des essais d'éclatement de puits. Hubbert et Willis (1957) démontrent par le calcul et par l'expérience que les fractures hydrauliques dans les puits se mettent en place perpendiculairement à la contrainte minimale. En effet, un champ de contrainte non isotrope induit une concentration des contraintes autour de la cavité d'un puit, où la contrainte

extensive maximale créée est parallèle à la contrainte minimale σ_3 du champ de contraintes externe. La pression du fluide à l'intérieur du puit accentue cette contrainte extensive, et la fracturation a lieu perpendiculairement à la contrainte minimale, donc à σ_3 (Figure 2.42).

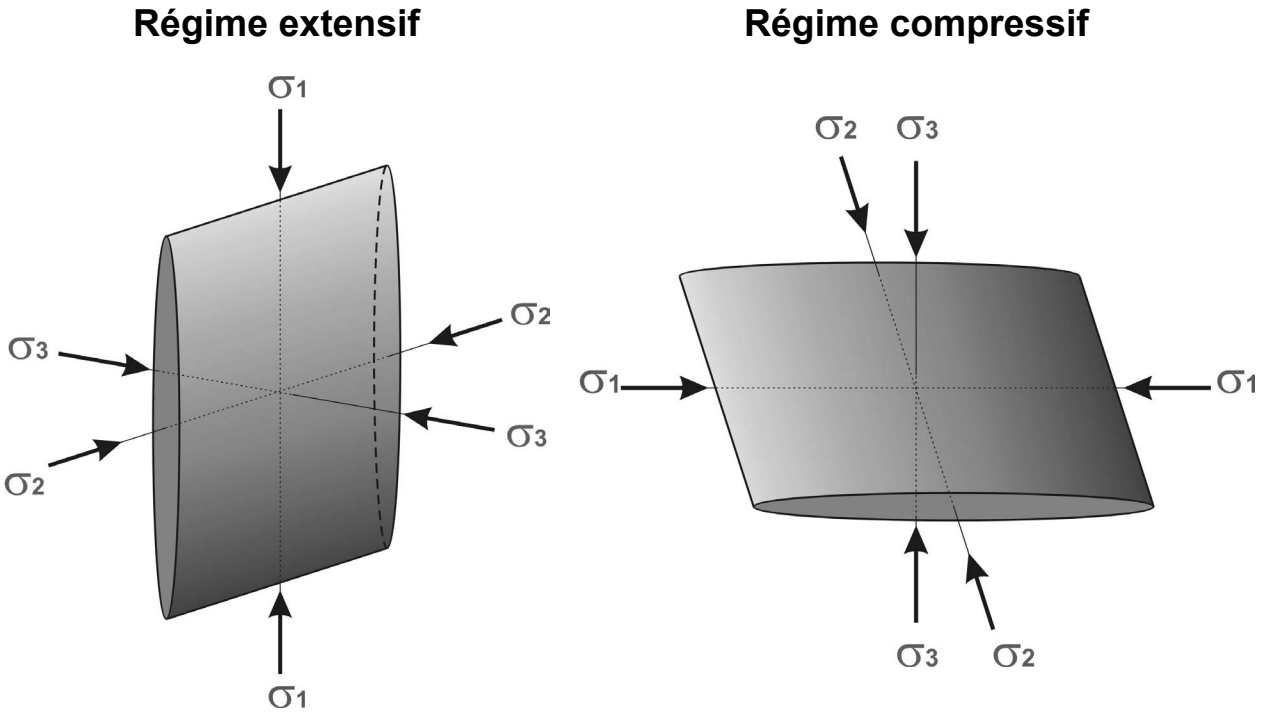


Figure 2.42. Géométries des fractures hydrauliques en fonction du régime tectonique. En extension, la contrainte verticale σ_v est la contrainte maximale σ_1 et les fractures sont verticales. En régime compressif chevauchant, la contrainte verticale est la contrainte minimale σ_3 et les fractures sont horizontales (sills). Dans les deux cas, la contrainte verticale correspond à la contrainte lithostatique. Le passage d'une géométrie à l'autre correspond à la rotation du tenseur des contraintes. D'après Sibson (2003).

Les résultats expérimentaux de(Hubbert et Willis (1957) confirment ces résultats. Ils démontrent que pour un tenseur de contraintes extensif, les fractures hydrauliques sont verticales et perpendiculaires à la direction d'extension (dykes, Figure 2.42). Dans un régime compressif décrochant, on obtient également des dykes parallèles à la direction de raccourcissement. Par contre, si le champ de contraintes est purement compressif, σ_3 est vertical et les fractures sont horizontales (sills, Figure 2.42). La formation des sills est en grande partie contrôlée par un régime de contraintes compressif chevauchant, ce qui explique pourquoi la plupart d'entre eux se retrouvent à proximité des chaînes de montagnes. La quantification de l'effet de la contrainte tectonique a été estimée par Ida (1999). Les travaux sur la fracturation hydraulique d'un milieu poreux par effet d'une surpression aux pores

fournissent les mêmes résultats que pour une source ponctuelle (Luo et Vasseur, 2002; Sibson, 2003).

4.1.2 Ouverture des fractures préexistantes

La cohésion des plans de failles étant quasiment nulle, la pression magmatique nécessaire pour permettre au magma de s'y propager doit uniquement s'opposer à la contrainte normale au plan. Cette pression est moindre que la pression nécessaire au magma pour initier une fracture (Sibson, 2003). Les fractures préexistantes peuvent donc contrôler la mise en place des magmas, c'est pourquoi il est courant d'observer des associations étroites entre des failles d'échelle crustale et des alignements volcaniques, par exemple dans la Cordillère des Andes (Marrett et Emerman, 1992; Boudesseul, 1997; Matteini et al., 2002a; Matteini et al., 2002b).

Dans un régime de contraintes isotrope, si la pression du fluide est supérieure à la contrainte lithostatique, le fluide peut se propager dans toutes les directions (Gudmundsson et al., 2002). En revanche, dans un champ de contraintes non isotrope, la contrainte normale aux plans de fractures varie entre σ_3 (pour les plans perpendiculaires à la contrainte minimale) et σ_1 (pour les plans perpendiculaires à la contrainte maximale). Si la pression magmatique est intermédiaire entre σ_3 et σ_1, il existe une gamme de fractures qui seront ouvertes, dont l'orientation est proche de celle du plan S_3, les autres restant fermées (Jolly et Sanderson, 1997). Les fractures ouvertes induisent une anisotropie de perméabilité dans le réseau de fractures. Cette anisotropie définit une direction préférentielle d'écoulement des magmas et peut contrôler leur mise en place (Jolly et Sanderson, 1997).

4.1.3 Régime tectonique et pression magmatique

La propagation des dykes s'effectue lorsque la pression du magma à l'intérieur du dyke excède la résistance de la roche C et la contrainte normale à la fracture σ_n, qui est en général la contrainte minimale. La pression magmatique P requise pour induire une fracture hydraulique s'écrit donc :

$$P = C + \sigma_n \tag{2.24}$$

A une profondeur z, la contrainte verticale s'écrit $\sigma_v = \rho.g.z$, où ρ est la densité de la roche et g la gravité. Dans un régime tectonique extensif, les dykes sont verticaux et la contrainte normale est horizontale et inférieure à la contrainte verticale ($\sigma_v < \sigma_n$ Figure 2.42). Dans un régime tectonique compressif, les filons sont horizontaux (sills) et la contrainte normale est verticale et égale à la contrainte verticale ($\sigma_v = \sigma_n$, Figure 2.42). Les pressions magmatiques nécessaires pour créer un dyke en régime extensif (P_e) et en régime compressif (P_c) s'écrivent :

$$\begin{cases} P_e \leq C + \sigma_v \\ \\ P_c = C + \sigma_v \end{cases} \tag{2.25}$$

On déduit de l'équation (2.25) l'inégalité suivante :

$$P_e \leq P_c \tag{2.26}$$

Cette estimation qualitative montre que la pression magmatique nécessaire pour créer un dyke est plus importante dans un régime tectonique compressif que dans un régime tectonique extensif. Ce raisonnement résume l'approche théorique de Sibson (2003).

4.2 Régime tectonique et géométrie des essaims de dykes

L'analyse de la géométrie des essaims de dykes peut être un outil pour déterminer l'orientation des paléo-contraintes régionales lors de la mise en place de l'essaim (par exemple Muller et Pollard, 1977, Nakamura, 1977, Féraud et al., 1987, Hoek et Seitz, 1995). La géométrie des essaims de dykes est également symptomatique du contexte géodynamique dans lequel ils se mettent en place. On peut reconnaître plusieurs types de géométries d'essaims de dykes.

4.2.1 Les essaims radiaux

Les essaims radiaux sont symptomatiques d'un champ de contraintes radial hors contexte de déformation tectonique et se retrouvent à l'échelle d'un édifice volcanique ou d'un panache mantellique (essaims géants).

Dans le cas d'un essaim associé à un panache mantellique, la source magmatique est ponctuelle. L'apport de magma à partir du panache induit la formation d'un dôme en surface et une surpression magmatique. Le champ de contraintes créé par le dôme et la surpression magmatique est alors radial, et les dykes se propagent vers l'extérieur du complexe.

Les mécanismes impliqués dans la mise en place des essaims associés à des édifices volcaniques sont les mêmes que pour les essaims associés à un panache mantellique. Dans le cas d'un volcan, l'effet topographique est très marqué, et induit un champ de contraintes radial important (Johnson, 1970; Marques et Cobbold, 2002), et la mise en place d'un essaim de dykes radial.

Une surcharge ponctuelle liée à un édifice volcanique peut avoir plusieurs conséquences sur la propagation des dykes. La forme de l'édifice lui-même contrôle la direction des filons. Si l'édifice est allongé en ellipse, les dykes ont une orientation préférentielle parallèle au grand axe de l'ellipse (Hyndman et Alt, 1987). D'autre part, la géométrie complexe de la surface d'un cône volcanique contrôle également la géométrie des dykes (Tibaldi, 2003).

Un édifice volcanique induit un champ de contraintes radial compressif en profondeur sous le volcan, et un champ de contraintes radial extensif au-delà de la base du cône de l'édifice. Si la source magmatique est située à l'aplomb du sommet de l'édifice, le filon est dévié vers l'extérieur du centre de l'édifice par le champ compressif (Figure 2.43, Hyndman et Alt, 1987, Pinel et Jaupart, 2004), et les dykes sont radiaux et divergeant. En revanche, lorsque la source est éloignée de l'édifice, le magma est soumis au champ extensif, et est attiré vers l'édifice (Figure 2.44, Muller et al., 2001, Watanabe et al., 2002). Ce mécanisme est invoqué par ces auteurs pour justifier l'espacement entre les édifices volcaniques en présence d'une source magmatique continue (dans les zones de subduction par exemple).

4.2.2 Les essaims parallèles

Les essaims parallèles sont symptomatiques d'un contexte de déformation tectonique. Comme les essaims radiaux, les essaims parallèles s'observent à toutes les échelles.

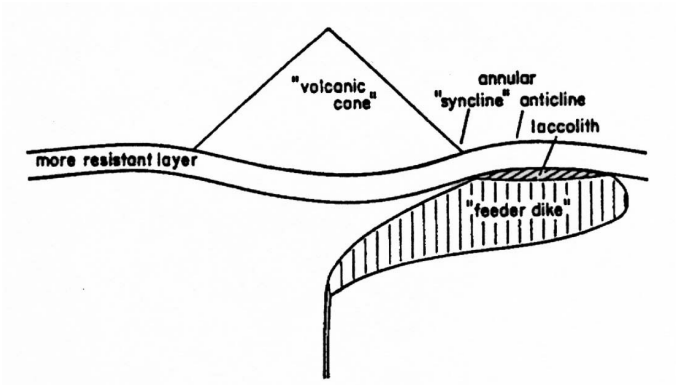


Figure 2.43. Coupe idéale d'un cône volcanique, de la zone comprimée sous le cône et la zone en extension autour du cône, et d'un dyke à l'aplomb du cône. Du fait de la zone comprimée sous le cône, les conduits d'alimentation situés à l'aplomb du sommet du cône sont déviés vers l'extérieur en dykes radiaux. D'après Hyndman et Alt (1987).

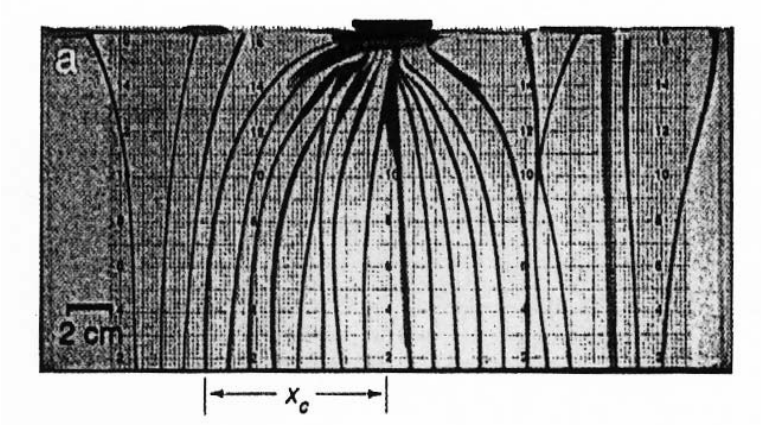


Figure 2.44. Géométrie des dykes se propageant dans de la gélatine, sur laquelle est appliquée une charge ponctuelle en surface (en haut au centre). Les dykes convergent vers la charge. Il est possible de définir une distance x_c au-delà de laquelle les dykes ne sont pas influencés par le champ de contraintes induit par la charge ponctuelle. D'après Muller et al. (2001).

A grande échelle, la géométrie d'un essaim est symptomatique du contexte géodynamique lors de la mise en place de l'essaim. Si l'essaim est étroit, il est associé à un régime extensif localisé dans une zone de rift, comme en Mer Rouge (Babiker et Gudmundsson, 2004) ou en Islande (Figure 2.45, Gudmundsson, 1984, Forslund et Gudmundsson, 1991). Si l'essaim est large et homogène, il est fort probable qu'il soit associé à un régime compressif décrochant, comme l'essaim de dykes de bitumes dans le bassin de Neuquén au cours de l'Eocène (Cobbold et al., 1999).

A l'échelle d'un édifice volcanique, les essaims de dykes peuvent également être parallèles et concentrés dans des rift zones (Dieterich, 1988; Walker, 1989; Walker, 1999;

Walter et Troll, 2003). La formation des rift zones est en grande partie contrôlée par l'instabilité de l'édifice volcanique, et souvent facilitée par le déplacement du flanc instable sur un niveau de décollement à la base de l'édifice (Figure 2.46, Dieterich, 1988, Walter et Troll, 2003). Le décollement et le mouvement des flancs des volcans sont également favorisés par la poussée horizontale occasionnée par l'intrusion des dykes. Une rift zone est donc un système auto-entretenu passivement (déstabilisation de flanc) et activement (intrusion des dykes, Dieterich, 1988).

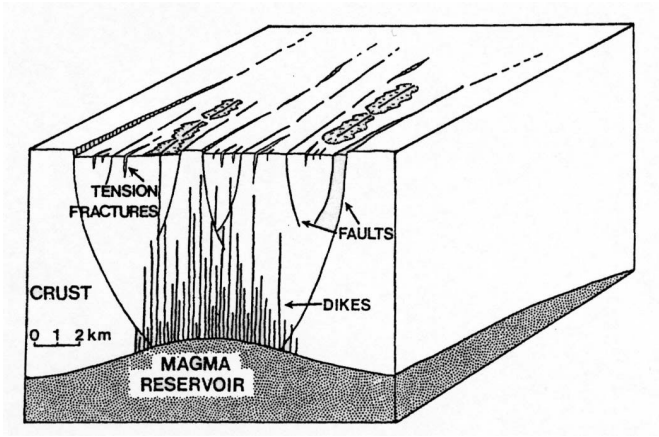


Figure 2.45. Figure schématique d'un réseau de dykes et de failles. Les structures sont associées à un rift. D'après Forslund et Gudmundsson (1991).

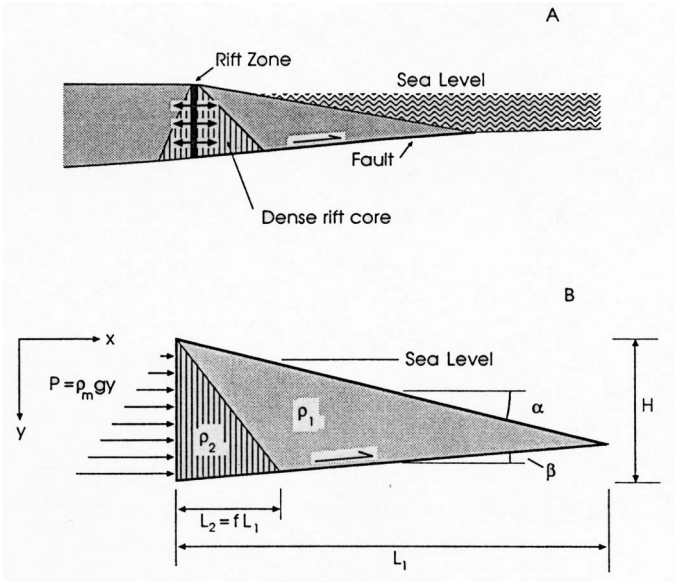


Figure 2.46. A. Figure schématique représentant le mécanisme de déstabilisation de flanc, sur niveau de décollement, d'un volcan associé à une rift zone. B. Présentation des paramètres intervenant dans le mécanisme de déstabilisation de flanc. D'après Dieterich (1988).

4.2.3 Les essaims mixtes

Certains essaims présentent une géométrie mixte avec une composante radiale et une composante parallèle. Dans presque tous les cas, l'essaim est alimenté par un centre à proximité duquel les dykes sont principalement radiaux (Figure 2.47 et Figure 2.48). En s'éloignant du centre d'alimentation, les dykes bifurquent et tendent à se paralléliser dans une direction principale (Figure 2.47 et Figure 2.48, Muller et Pollard, 1977, Nakamura, 1977, Smith, 1987, Paquet, 2003).

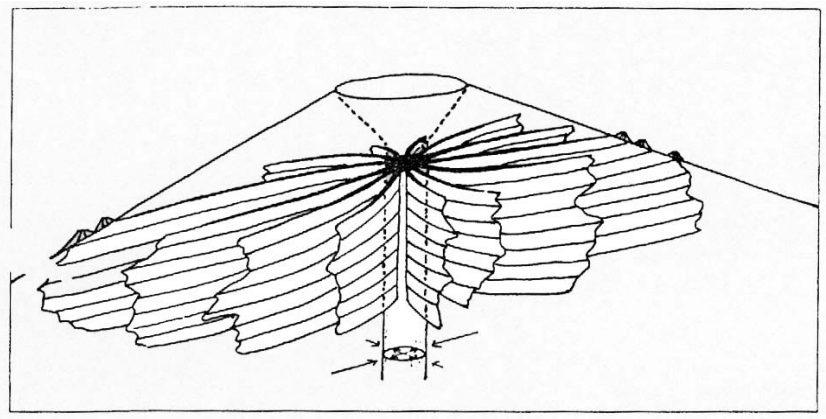


Figure 2.47. Figure schématique représentant la structure interne d'un volcan polygénétique soumis à une contrainte différentielle, dans un régime tectonique compressif. D'après Nakamura (1977).

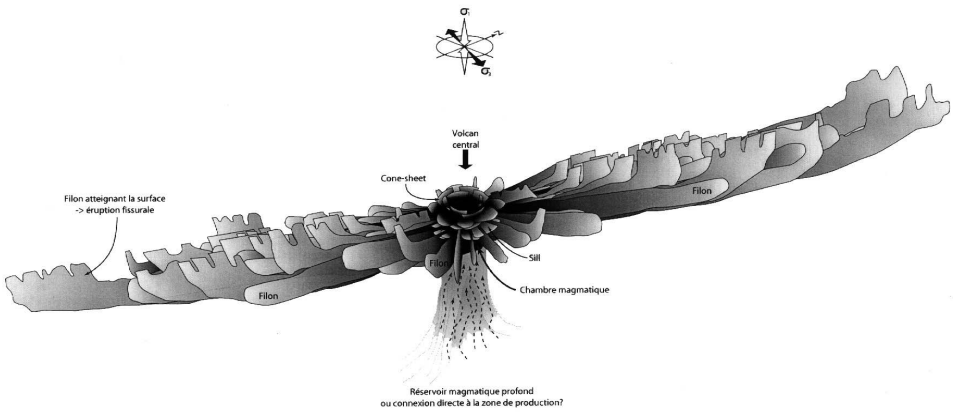


Figure 2.48. Géométrie schématique tridimensionnelle d'un faisceau de dykes mis en place à partir d'un complexe central dans un régime tectonique extensif. La chambre magmatique est située au centre du système. Les dykes verticaux se propagent horizontalement perpendiculairement à la direction d'extension σ_3. D'après Paquet (2003).

Cette géométrie est interprétée comme le résultat de l'interaction entre le champ de contraintes radial induit par un édifice volcanique et un champ de contraintes tectonique régional (Johnson, 1970). Lorsque le champ de contraintes tectonique est extensif, les dykes se réorientent perpendiculairement à la direction d'extension (Figure 2.48, Gudmundsson, 1998; Paquet, 2003). En revanche, lorsque le champ de contraintes tectonique est compressif, les dykes se réorientent parallèlement à la direction de raccourcissement (Figure 2.47), comme c'est le cas à Spanish Peaks (Johnson, 1970; Muller et Pollard, 1977; Nakamura, 1977; Smith, 1987).

4.3 Régime tectonique et milieu stratifié

Dans la partie 3 de ce chapitre, le développement de la mécanique de la fracturation hydraulique montre l'importance de la réponse de la roche encaissante du dyke. Nous avons également vu qu'un milieu stratifié pouvait modifier la mise en place et la géométrie des intrusions magmatiques (voir § 3.1.3.3).

L'influence d'un milieu stratifié sur la mise en place d'un dyke dépend du régime tectonique auquel il est soumis (Gudmundsson et al., 1999; Gudmundsson et Brenner, 2001; Gudmundsson, 2002; Brenner et Gudmundsson, 2004; Gudmundsson, 2004). Dans un champ de contraintes lithostatique, les niveaux compétents, comme des coulées basaltiques, sont des barrières naturelles à la propagation des dykes. Un régime tectonique compressif accentue l'effet barrière d'un niveau compétent. En revanche en régime extensif, les niveaux compétents sont parcourus de fentes de tension et favorisent la propagation d'un dyke, alors que les niveaux peu compétents, affectés par des failles, font office de barrière. Cette différence de mode de déformation est également décrite dans des expériences analogiques d'extension en milieu stratifié (Mastin et Pollard, 1988). Lorsqu'un dyke atteint une barrière naturelle, soit il est arrêté, soit il se propage latéralement sous forme de sill.

Des résultats similaires ont été obtenus à partir de calculs numériques qui simulent l'effet d'un régime compressif sur un milieu stratifié à l'échelle crustale et lithosphérique (Watanabe et al., 1999; Connolly et Podladchikov, 2004). Les résultats obtenus montrent que la croûte fragile (équivalent d'un niveau compétent), de comportement élastique, limite la remontée des magmas et des fluides qui s'étalent horizontalement. Au contraire, la croûte ductile permet la remontée verticale des magmas.

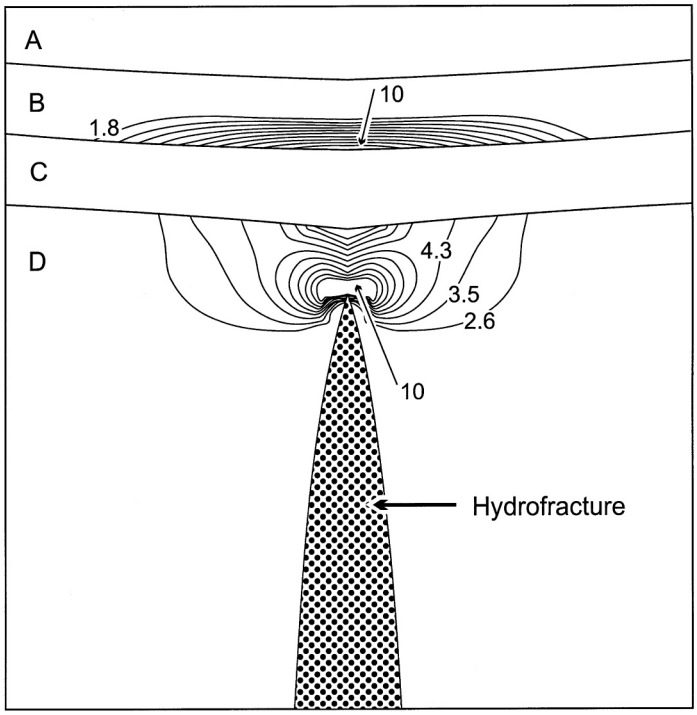


Figure 2.49. Schéma d'une fracture hydraulique dans un niveau modérément élastique (module d'Young E = 10 GPa), s'approchant de trois niveaux A, B et C de différentes rhéologies soumis à une contrainte compressive (Gudmundsson et Brenner, 2001). Les niveaux A et C sont très peu élastique (E = 1 GPa, comme un niveau tufacé) et le niveau B est très élastique (E = 100 GPa, comme une coulée basaltique). Les courbes représentent la contrainte extensive maximale σ_3 en MPa. Le niveau peu élastique C absorbe l'essentiel de la contrainte extensive induite autour de la terminaison de la fracture, et arrête ainsi la fracture.

4.4 Contraintes induites par une intrusion

4.4.1 Rotation du tenseur de contraintes régional

La mise en place d'une intrusion dans la croûte correspond à un apport de matière. La plupart du temps, les dykes se mettent en place de manière active sous l'effet de la surpression dans le magma (Pollard, 1987). En s'injectant verticalement, le dyke agit sur l'encaissant et impose une contrainte compressive horizontale qui s'ajoute à σ_3 (Figure 2.50). Après l'injection successive de plusieurs dykes, cette contrainte compressive additionnelle augmente. La valeur de σ_3 augmente jusqu'à ce que le tenseur des contraintes subisse une rotation (Figure 2.50, Vigneresse et al., 1999, Best, 2003). Les dykes qui se mettent en place après la rotation du tenseur des contraintes deviennent perpendiculaires aux dykes précédents.

Le processus continue en accumulant de la contrainte compressive horizontale jusqu'à ce que la contrainte horizontale devienne supérieure à la contrainte verticale. Les filons qui se mettent en place par la suite sont donc des sills horizontaux (Figure 2.50, Vigneresse et al., 1999, Best, 2003). Ce mécanisme permet d'expliquer la mise en place de dykes verticaux et de sills horizontaux au cours de la même période d'activité magmatique.

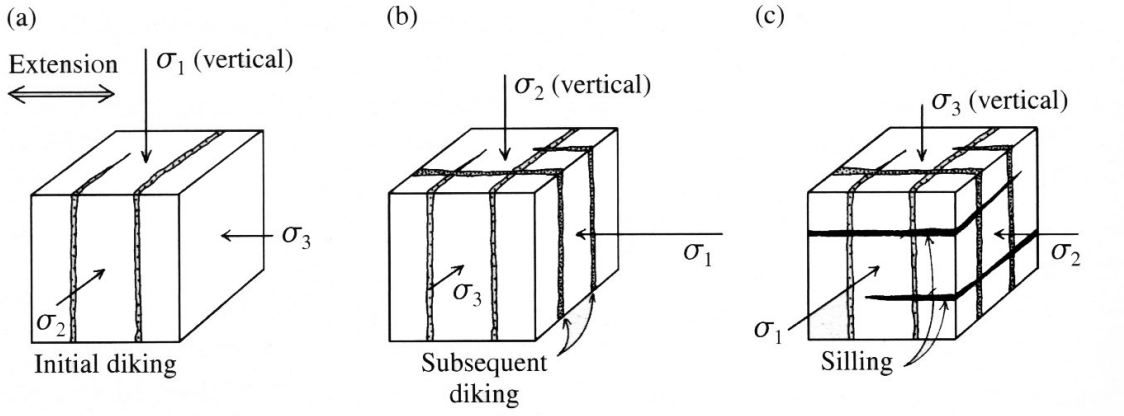


Figure 2.50. Figure schématique montrant l'injection de sills dans un régime tectonique extensif. (a) état initial, avec σ_1 vertical et σ_3 horizontal, les dykes sont verticaux ; (b) après l'injection de plusieurs dykes verticaux, le tenseur des contraintes pivote, σ_1 et σ_3 deviennent horizontaux, les dykes sont toujours verticaux, mais perpendiculaires aux précédents ; état final, l'injection de nombreux filons verticaux induit une nouvelle rotation du tenseur des contraintes. σ_3 devient vertical, les filons sont horizontaux (sills). D'après Best (2003).

4.4.2 Interactions mécaniques entre plusieurs dykes

Les champ de contraintes induits par des dykes se mettant en place à courte distance l'un de l'autre peuvent interagir. Ces interactions ont été étudiées à partir d'expériences d'injection de liquides dans de la gélatine élastique (Figure 2.51, Takada, 1994b, Takada, 1994a). Dans ces expériences, la tête du dyke situé en dessous est déviée et rejoint la queue de l'autre dyke pour coalescer. Au cours de ses expériences, Takada fait varier la distance horizontale entre les deux dykes et met en évidence une distance maximale M au-delà de laquelle les dykes n'interagissent plus.

Si de nombreux dykes de sources différentes interagissent, ils se regroupent et se concentrent au niveau d'un conduit principal (Figure 2.52). L'édifice volcanique qui en résulte, constitué de nombreux pulses magmatiques de sources différentes, est de type

polygénétique. Dans une autre série d'expériences, une contrainte déviatorique est appliquée à la gélatine. Plus la contrainte déviatorique est importante, plus la distance *M* diminue et moins les dykes interagissent. Les dykes restent indiduels, et s'expriment en surface par une multitude de petits volcans monogénétiques (Figure 2.52).

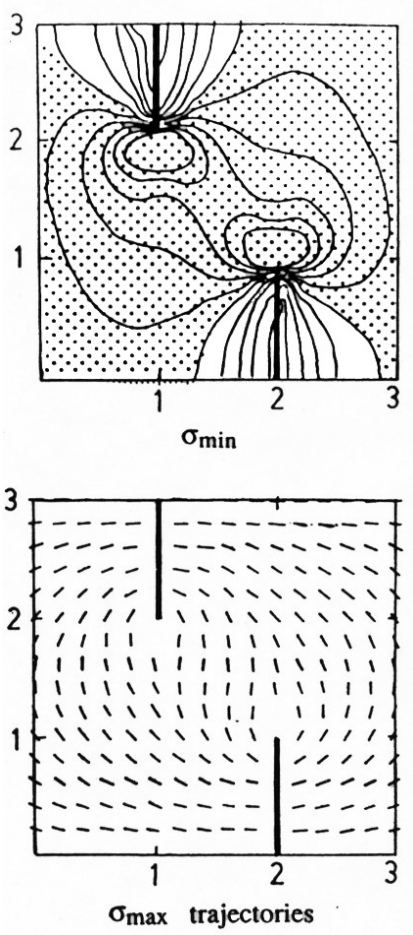


Figure 2.51. Représentation du champ de contraintes entre deux dykes, illustrés par deux traits noirs. Les diagrammes correspondant à la contrainte minimale et aux trajectoires de la contrainte maximale montrent l'interaction entre les champs de contraintes induites par chacune des fractures. D'après Takada (1994a).

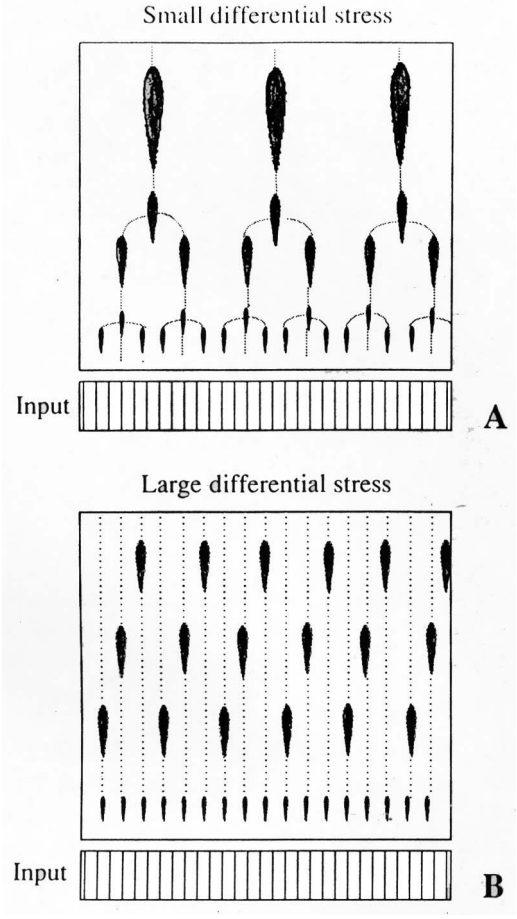


Figure 2.52. Figure schématique représentant l'interaction et la coalescence de plusieurs dykes en fonction du champ de contraintes externe. A. dans un champ de contraintes avec un faible déviateur, les dykes interagissent beaucoup et se concentrent en gros volumes ; B. dans un champ avec un fort déviateur, les dykes n'interagissent pas beaucoup, et restent individuels. D'après Takada (1994a).

4.4.3 Signification des dykes en échelons

Les dykes sont en général discontinus et partagés en segments latéralement décalés les uns par rapport aux autres (Figure 2.53, Delaney et Pollard, 1981, Smith, 1987). Tout le long d'un même dyke, le décalage entre tous les segments est de même sens (dextre ou sénestre).

L'orientation de tous les segments est légèrement oblique par rapport à l'orientation du dyke dans son ensemble (Figure 2.53).

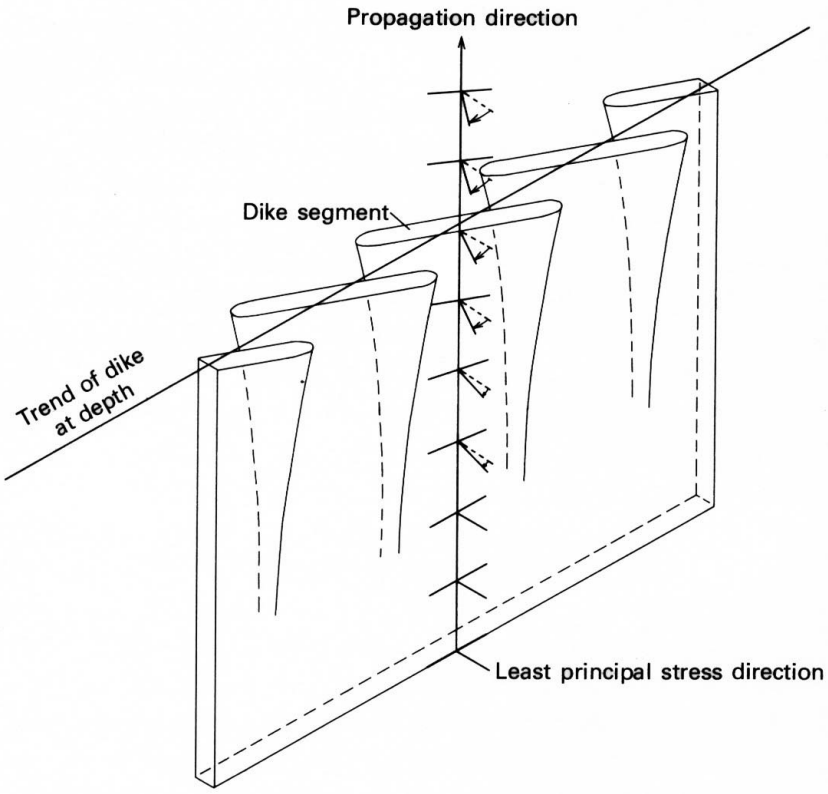


Figure 2.53. Figure schématique de la mise en place de dykes en échelons. Les flèches le long de l'axe vertical de la direction de propagation montre la rotation de la contrainte minimale. Les échelons sont obliques par rapport à la direction du dyke en profondeur. D'après Delaney et Pollard (1981).

Les calculs théoriques montrent que le champ de contraintes, au niveau de la terminaison d'un dyke qui approche de la surface, subit une rotation locale (Delaney et Pollard, 1981). Le dyke se propage et s'adapte au nouveau champ de contraintes en subissant une rotation. La rotation du champ de contraintes étant locale, le dyke ne peut pas accommoder la rotation sur toute sa longueur. La rotation a lieu sur des segments qui s'individualisent les uns des autres en pivotant, alors que l'orientation globale du dyke reste la même (Delaney et Pollard, 1981; Pollard et al., 1982; Weinberger et al., 2000). Les segments peuvent ensuite interagir entre eux, puis se connecter (Weinberger et al., 2000).

D'après Delaney et Pollard (1981) et Pollard et al. (1982), l'axe de rotation des segments est parallèle à la direction de propagation du dyke (Figure 2.53). Cependant, des mesures de direction d'écoulement des magmas dans certains échelons montreraient le

contraire, c'est-à-dire que la direction d'écoulement est perpendiculaire à l'axe de rotation des segments (Poland et al., 2004).

La présence de dykes disposés en échelon peut également avoir une signification tectonique. En effet, les structures associées à des bandes de cisaillement sont couramment disposées en échelon (Davis et Reynolds, 1996). Ces structures peuvent être d'échelle microscopique à crustale. Par exemple, les rift zones au Sud et au Nord de l'Islande sont disposées en échelon et traduisent un rifting oblique, donc une composante cisaillante (Mart et Dauteuil, 2000). Le sens de décalage entre les segments permet alors de déterminer le sens de cisaillement tectonique.

4.5 Déformation et mise en place des magmas

L'ouverture de l'espace nécessaire à la mise en place d'intrusions de volume considérable (plutons, batholites) est souvent attribuée à une déformation tectonique (Reavy, 1989; Tikoff et Teyssier, 1992; Karlstrom et al., 1993; Yoshinobu et al., 1998; Kalakay et al., 2001). En effet, les intrusions et le volcanisme sont souvent associées à des zones de cisaillement actives, aussi bien en domaine ductile (par exemple en Bretagne, Paterson et Schmidt, 1999), qu'en domaine fragile (par exemple dans les Andes, Emerman et al., 1986). En domaine ductile, la mise en place des magmas dans des zones de cisaillement est souvent considérée comme relativement passive, c'est-à-dire qu'il est nécessaire à de nombreux auteurs qu'un espace soit engendré tectoniquement (problème d'espace), dans lequel le magma s'engouffre pendant toute la période de déformation (voir § 3.2.3, par exemple Tikoff et Teyssier, 1992).

Cependant, ce mode de mise en place ne prend pas en compte la pression interne du magma qui joue un rôle important. De plus, l'échelle de temps des processus magmatiques (au plus quelques centaines de milliers d'années) est nettement inférieure à l'échelle de temps de la déformation tectonique (plusieurs millions d'années), si bien qu'un pluton de grande taille ne peut être alimenté de manière continue pendant la période de déformation (voir Chapitre 3). Petford (1996) propose au contraire que les intrusions de grande taille se mettent en place par une succession de pulses de petite taille. Dans ce modèle, Petford (1996) suggère que la plupart des intrusions non planaires soient multiples, voire composites. Enfin, la géométrie tridimensionnelle des intrusions de type plutons est souvent plus complexe qu'elle n'apparaît en deux dimensions à l'affleurement. Les études de gravimétrie montrent par exemple que les plutons syn-cinématiques alignés le long du cisaillement sud-armoricain, en

Bretagne, correspondent à des intrusions tabulaires horizontales qui s'enracinent sur le cisaillement (Martelet et al., 2004). Cette géométrie n'est pas compatible avec une création d'espace par le jeu du cisaillement. Les études structurales sur certains plutons dans les Alpes, associés à la ligne insubrienne dans les Alpes centrales, permettent de contraindre leur géométrie tridimensionnelle grâce au relief alpin (par exemple celui de Bergell, Rosenberg et al., 1995, Rosenberg, 2004). Comme les plutons hercyniens, les granites alpins n'apparaissent pas issus d'un espace créé tectoniquement par le cisaillement, qui ne joue que le rôle de conduit d'alimentation.

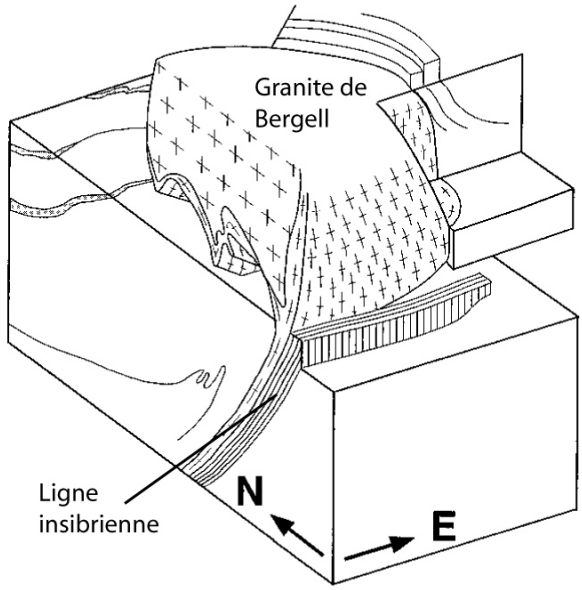


Figure 2.54. Bloc diagramme schématique du pluton de Bergell, Suisse du Sud et Italie du Nord (Rosenberg et al., 1995).

Lors de la mise en place des laccolites, l'intrusion de magma s'accompagne d'une déformation des couches géologiques sus-jacentes, en particulier leur surrection en dôme. Le doming correspond à l'application d'une force verticale sur des couches géologiques (flexure), alors que le plissement résulte de forces tectoniques horizontales (buckling, Davis et Reynolds, 1996), la mécanique des deux processus étant similaire. Si un laccolite se met en place en régime tectonique compressif, la contrainte compressive horizontale favorise le plissement des couches au-dessus de l'intrusion, diminuant la pression dans le magma, et favorisant sa remonté au cœur de la structure antiforme associée (Figure 2.55). Ce modèle est

suggéré pour expliquer la mise en place du granite de l'antiforme de Tulle, dans le Massif Central français (Figure 2.55) (Roig et al., 1998).

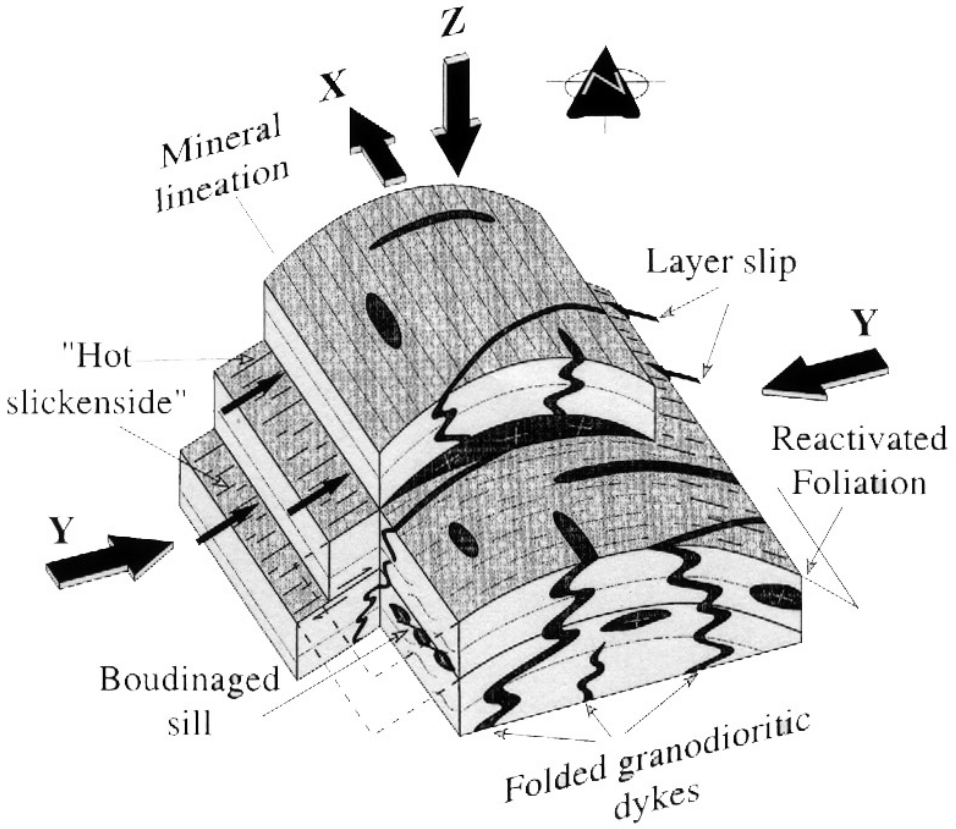


Figure 2.55. Figure schématique de la mise en place d'une intrusion par doming favorisée par le plissement tectonique de l'encaissant sus-jacent. Cette figure correspond à l'exemple du granite de l'anticlinal de Tulle, France. D'après, Roig et al., 1998).

5 Bilan

5.1 Etat des connaissances

Les points principaux relatifs à la mise en place des magmas dans un bassin sédimentaire sont les suivants.

(1) Les magmas de faible viscosité se mettent en place principalement dans des intrusions planaires (dykes ou sills). Les magmas plus visqueux peuvent se mettre en place dans des dykes, mais également dans des intrusions de géométrie plus trapue (laccolites, stocks, plutons).

(2) Les dykes se mettent presque toujours en place perpendiculairement à la contrainte minimale. Dans un régime extensif, les filons sont verticaux (dykes), dans un régime compressif chevauchant, ils sont horizontaux (sills).

(3) Les essaims de dykes peuvent être radiaux s'ils sont associés à des édifices volcaniques ou à des panaches mantelliques, en régime de contraintes lithostatique. Ils peuvent être parallèles si le régime tectonique contrôle entièrement la mise en place des dykes. Enfin, un essaim de dykes peut avoir une géométrie intermédiaire si la mise en place des filons est contrôlée par un champ de contraintes tectonique et une charge ponctuelle (volcan, panache mantellique).

(4) La propagation verticale d'un dyke est principalement contrôlée par la flottabilité du magma. Si la flottabilité du magma est nulle ou négative, les dykes verticaux tendent à se propager horizontalement.

(5) Le rapport épaisseur / longueur des filons basaltiques est proche de 10^{-4}. Pour les magmas plus acides, les filons sont plus épais et le rapport épaisseur / longueur est plus élevé.

(6) La pression nécessaire à la propagation d'un dyke est plus élevée dans un régime tectonique compressif que dans un régime tectonique extensif.

(7) La formation d'échelons est une conséquence de la rotation du champ de contraintes au niveau de la terminaison d'un dyke.

(8) La morphologie de la surface influence la mise en place des intrusions. Une pente de surface peut contrôler la propagation horizontale des dykes. De plus, la présence d'une surface libre modifie le champ de contraintes autour d'un réservoir magmatique et induit la formation de cone-sheets. De même, la formation des laccolites par doming est en grande partie due à la présence d'une surface libre.

(9) La déformation tectonique de l'encaissant peut favoriser la mise en place des laccolites.

5.2 Les questions en suspend …

La synthèse précédente permet d'avoir un aperçu assez large des connaissances actuelles sur les processus de mise en place des magmas dans la croûte supérieure. La plupart des travaux présentés concernent la mise en place des dykes, en adoptant des approches théorique et expérimentale. Les mécanismes principaux sont parfois bien contraints qualitativement, mais certains paramètres de premier ordre restent encore mal compris :

(1) Le détail des processus intervenant aux terminaisons des dykes n'est pas clairement caractérisé. Pour preuve, aucun consensus n'existe sur la vitesse de propagation d'un dyke par exemple, ce qui est véritablement symptomatique de la non perception des mécanismes dans leur ensemble.

(2) Les mécanismes en terminaison des dykes dépendent des propriétés mécaniques des roches. Ainsi, dans une série sédimentaire hétérogène stratifiée, les mécanismes de propagation des intrusions varient en fonction des formations traversées. Très peu d'études ont été menées sur l'influence d'une stratification sur la mise en place des intrusions magmatiques (par exemple Merle et Vendeville, 1995).

(3) L'essentiel du magmatisme ayant lieu au niveau des limites des plaques tectoniques, les magmas remontent en général à travers une croûte soumise à un régime tectonique actif. Or, l'influence de la tectonique sur la propagation et la mise en place des intrusions magmatiques est souvent mal contrainte. Par exemple, seul l'effet du champ de contraintes sur la mise en place des dykes est pris en compte, alors que les structures associées à la déformation (failles, plis) sont probablement des paramètres de premier ordre.

(4) L'influence de la déformation sur la mise en place des plutons magmatiques semble également très mal connue et mal comprise. En effet, il est généralement admis que la mise en place de nombreux plutons granitiques est contrôlée par la déformation tectonique qui créé l'espace nécessaire pour accumuler les magmas. Or les échelles de temps des processus magmatiques et de la déformation tectonique sont très différentes, et les deux processus ne peuvent pas être directement couplés.

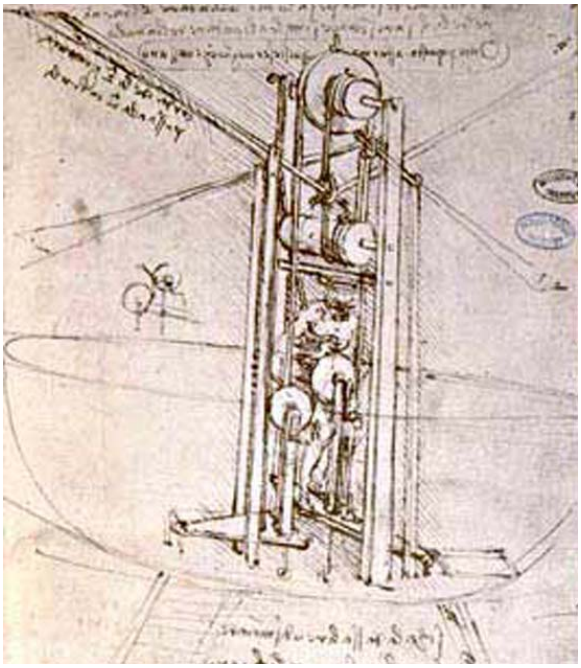
(5) La plupart des auteurs considère que la remontée des magmas ne peut avoir lieu que dans un régime tectonique extensif (par exemple, Hamilton, 1995). Or,

certaines grandes provinces magmatiques sont situées en régime tectonique compressif, par exemple les Andes. Dans de tels contextes, la remontée des magmas reste totalement énigmatique.

Les objectifs de cette étude sont multiples. Dans un premier temps, ce travail vise à apporter une contribution à la compréhension des mécanismes de mise en place des intrusions magmatiques, en particulier des dykes. Dans un deuxième temps, nous souhaitons quantifier l'influence d'un régime de déformation tectonique sur la mise en place des magmas dans une croûte. En particulier, l'accent sera porté sur les régimes compressifs chevauchants.

Plusieurs approches ont été utilisées au cours de ma thèse pour répondre à ces objectifs. L'approche principale est la modélisation analogique. Nous avons élaboré un nouveau protocole expérimental dans lequel un liquide peu visqueux (huile végétale), figeant à température ambiante, est injecté dans un matériau granulaire coulombien et cohésif (poudre de silice cristalline). L'huile est un équivalent de magmas peu visqueux, la poudre de silice est un équivalent de la croûte fragile. Dans certaines expériences, l'intrusion de l'huile dans la poudre de silice est étudiée. Dans d'autres modèles, une déformation est appliquée à la poudre de silice cristalline pendant l'injection du liquide. Les structures obtenues dans les expériences montrent les interactions mécaniques entre l'intrusion et la déformation. Enfin, l'influence d'une stratification sur la mise en place des magmas est également étudiée dans nos expériences en introduisant des hétérogénéités simulant une stratification sédimentaire.

Cette approche expérimentale est complétée et combinée avec une approche de terrain. La zone d'étude est ciblée sur le volcan Tromen, situé dans l'avant pays déformé de la Cordillère des Andes sur la bordure occidentale du bassin de Neuquén. Le Tromen est un volcan situé dans une ceinture chevauchante. L'objectif de cette étude était de caractériser la structure du Tromen, et d'établir une histoire volcano-tectonique afin de comprendre le contexte de mise en place de ce volcan. Les résultats obtenus montrent que l'activité volcanique du Tromen a eu lieu pendant une phase de déformation chevauchante.



Chapitre 3

Méthodologie expérimentale

Ce chapitre présente une nouvelle technique expérimentale développée pour modéliser la mise en place d'intrusions magmatiques dans une croûte fragile. Nous présentons le principe, le dimensionnement et les matériaux utilisés, sous forme d'article soumis à *Earth and Planetary Science Letters*.

Résumé – Ce papier décrit une nouvelle technique de modélisation analogique visant à simuler la mise en place des magmas dans la croûte fragile soumise à une déformation tectonique. Le dimensionnement du modèle nécessite l'utilisation d'un matériau granulaire coulombien cohésif (cohésion C entre 40 et 7500 Pa) pour simuler la croûte fragile, et d'un liquide de faible viscosité (viscosité η entre 4×10^{-9} et 75 Pa·s) pour simuler les magmas.

Les matériaux analogues choisis sont des poudres de silice (cristalline et billes) de granulométrie < 30 µm, simulant la croûte fragile, et l'huile végétale, simulant les magmas. Les propriétés mécaniques de ces poudres ont été déterminées expérimentalement : la poudre de silice cristalline SI-CRYSTAL, cohésive (C ≈ 300 Pa), simule des roches compétentes ; l'angle de friction interne est de près de 45°. La poudre de silice en billes SI-SPHERE, très peu cohésive (C ≈ 10 Pa), simule des roches peu compétentes ; l'angle de friction interne est proche de 25°. L'huile végétale est peu visqueuse ($\eta = 2\times10^{-2}$ Pa·s à 50°C), et se solidifie à température ambiante.

Les résultats d'expériences préliminaires utilisant ces matériaux analogiques nous encouragent à développer l'utilisation de ces matériaux dans des modèles analogiques d'injection magmatique dans une croûte fragile.

Use of vegetable oil and silica powder for scale modelling of magmatic intrusion in a deforming brittle crust

Olivier GALLAND, Peter R. COBBOLD*, Erwan HALLOT, Jean de BREMOND d'ARS

Géosciences Rennes, UMR6118 (CNRS – Université de Rennes1), Campus de Beaulieu, Rennes, France

Abstract

This paper describes a new analogue modelling technique, the aim of which is to model the emplacement of magma in a shortening brittle crust. For proper scaling, a Coulomb material with a cohesion C of 40 to 7500 Pa should represent the brittle crust, and a fluid of low viscosity (between 4×10^{-9} and 75 Pa s) should represent magma.

For the model crust we have used crystalline silica powder (SI-CRYSTAL) and siliceous microspheres (SI-SPHERE) of grain size < 30 µm; for the model magma, a molten vegetable oil. The mechanical properties of the silica powder have been measured by shear and tension-shear tests. The SI-CRYSTAL powder is cohesive ($C \approx 300$ Pa, angle of internal friction $\phi \approx 45°$) and represents competent rock. The SI-SPHERE powder is much less cohesive ($C \approx 10$ Pa, $\phi \approx 25°$) and represents incompetent rock. The viscosity of the vegetable oil has been measured using a rotary viscometer ($\eta = 2 \times 10^{-2}$ Pa s at 50°C). The oil solidifies at room temperature.

Such materials allow us to model tectonic processes, dyke emplacement, and coeval tectonics and emplacement of a magmatic province. Our preliminary results encourage us to develop the use of those new materials in physical models of magma intrusion in a brittle crust.

Keywords: Physical modelling, magma emplacement, brittle tectonics, vegetable oil, silica powder.

* Corresponding author. Fax: +33-2-2323-6780
E-mail address: peter.cobbold@univ-rennes1.fr

1 Introduction

On planet Earth, magmatic activity tends to concentrate near tectonic plate boundaries, where most volcanoes lie along active fault zones. At divergent boundaries or in areas of extensional tectonics, magmatism is often associated with deformation and active normal faults (e.g. [1, 2]). Volcanoes also appear close to active faults at convergent margins, for instance in the Central Andes, where transverse volcanic alignments are associated with crustal strike-slip faults [3, 4]. Moreover, magmatic activity is sometimes associated with thrusting, for example in the Sevier fold-and-thrust belt of Western Montana [5, 6].

However, the geometric relationships between magmatic intrusions and faults are not always clear [7]. Although the mechanics of magmatic intrusion have long been studied, the interactions between magmatic and tectonic processes are not well understood, especially when the magma is of low viscosity. In active tectonic settings, how do low-viscosity magmas interact with tectonic deformation? In particular, could magma propagate along fault zones and, conversely, could the presence of magma control the development of fault zones?

One way of answering such questions is through analogue modelling. [8] was the first to model hydraulic fracturing, by injection of a liquid into a stressed elastic material (gelatine), which failed in axial tension. This technique has been widely used to model dyke emplacement by hydraulic fracturing of homogeneous media [9-16]. Experiments on stratified gelatine also addressed laccolith emplacement [17, 18]. [8] found that hydraulic fractures always form perpendicularly to the mean principal stress. Gelatine experiments were used to model the load induced by a volcanic edifice on dyke distribution [18-20]. Unfortunately, gelatine fails easily in tension but not in shear, so that it is not appropriate for studying faults at the scale of the crust.

In contrast, sand is a Coulomb material, which fails in shear and is therefore suitable for modelling brittle deformation of the upper crust (e.g. [21-23]). For modelling viscous rock, such as the ductile lower crust, evaporites or even magma, silicone putty has proved to be suitable. Sand and silicone have been used to study interactions between magmatic intrusion and associated deformation of host rocks [24, 25], emplacement of laccoliths [26], caldera formation and associated domes (e.g. [27, 28]). The effect of tectonic deformation on magmatic emplacement has been modelled in extension [29] and in strike-slip [30, 31]. Unfortunately, silicone is representative of highly viscous magma (more than 10^{10} Pa s). It

emplaces by ballooning (i.e. by pushing aside the host material). Thus models made of sand and silicone are not suitable for studying the emplacement of low-viscosity magma into a deforming brittle crust.

In order to model mechanical interactions between low-viscosity magma and tectonic deformation, it is convenient to use a Coulomb material, representing a brittle crust, and a low-viscosity liquid, representing low-viscosity magma. To our knowledge, nobody else has done such experiments. The challenge is to find new analogue materials whose physical properties are suitable.

In the first section of this paper, we discuss scaling and practical constraints, which limit the range of suitable model materials. In the second section, we describe the mechanical properties of fine-grained silica powders, representing the brittle upper crust, and a vegetable oil, representing low-viscosity magma. Finally, in the third section, we describe some preliminary experiments, which make use of these materials.

2 Required properties of model materials

In terms of physical properties, model materials should satisfy two sets of conditions. The first set comes from correct scaling of physical parameters. The second set comes from experimental and practical constraints.

2.1 Scaling

For correct scaling, from model to nature, we follow [21, 22]. A scale model should be geometrically, kinematically and dynamically similar to its natural prototype. For geometrical similarity, there is a fixed length ratio between model and nature. For kinematical similarity, a time ratio is necessary. Finally, dynamic similarity requires a set of ratios for forces, stresses, and so on. Correct scaling allows the experimenter to reproduce geological processes at a convenient scale and rate.

Setting the stress scale for brittle crust

In most tectonic processes, motions are very slow and inertial forces are negligible. The main forces to consider are body forces (due to gravity) and surface forces (stresses). The following ratio between body forces and surface forces is dimensionless:

$$\Pi_1 = \frac{\rho \times g \times l}{\sigma} \quad (1)$$

Here ρ is the rock density, g is the acceleration due to gravity, l is the linear dimension and σ is the tectonic stress. Being dimensionless, the ratio Π_1 should be identical in model and in nature. In other words, the ratio Π_1(model) / Π_1(nature) should be unity, so that:

$$\sigma^* \approx \rho^* g^* l^* \quad (2)$$

Here σ^* is the stress ratio, ρ^* is the density ratio, g^* is the gravity ratio and l^* is the length ratio between model and nature.

For experiments in the Earth's field of gravity, the gravity ratio is unity. The density of sedimentary rocks ranges between 2.0 and 2.7 g cm^{-3} and the density of common granular model materials ranges between 1 and 1.5 g cm^{-3}. Thus the density ratio is between 0.4 and 0.75 (Table 1). In the laboratory, we would like to reproduce kilometre-scale structures (such as dykes, laccoliths or faults) in a model a few centimetres thick, so that the length ratio l^* is between 10^{-5} (1 cm represents 1000 m) and 10^{-4} (1 cm represents 100 m). This implies that the stress ratio σ^* ranges between 4×10^{-6} and 7.5×10^{-5} (Table 1), so the model needs to be about 250,000 to 13,000 times weaker than its geological equivalent.

We assume that brittle sedimentary rocks fail according to a linear Mohr – Coulomb criterion [32], where the parameters are the cohesion C and the angle of internal friction, ϕ. As the cohesion has the dimension of stress, the ratio for cohesion C^* is in the same range as σ^*. For competent rocks, the cohesion ranges from about 10^7 Pa for a limestone to about 10^8 Pa for a marble [23, 32] and references therein; Table 2). Thus the cohesion of the model material should be between 40 Pa and 7500 Pa (Table 2). However, for incompetent rocks, the cohesion can be two orders of magnitude smaller [33]. If so, it should be between 0 and about 10^2 Pa.

For a sedimentary rock, the angle of internal friction, which is dimensionless, ranges between 26° and 45° ([23] and references therein). Thus the angle of internal friction of model materials should also range between 26° and 45°.

Granular materials such as sand have been widely used in experiments to model the brittle upper crust (e.g. [21, 34, 35]). Such materials are easy to handle and are suitable for modelling Coulomb behaviour of the brittle crust.

Setting the viscosity scale for magma

The stress ratio defined in equation (3.2) must be valid at all points, whether the stress is of tectonic or magmatic origin. If the magma is a Newtonian fluid, $\sigma' = 2\dot{e} \cdot \eta$, where σ' is the deviatoric stress, η is the viscosity of the fluid and $\dot{e}$ is the rate of shear. Thus:

$$e^* \eta^* \approx \sigma^* \tag{3}$$

where e^* is the strain rate ratio, η^* is the viscosity ratio and σ^* is the stress ratio. The strain rate ratio can be expressed as the ratio between the velocity ratio, V^*, and the length ratio, l^*. Hence (3.3) becomes:

$$\eta^* = \frac{\sigma^* l^*}{V^*} \tag{4}$$

We have already chosen a length ratio l^* between 10^{-5} (1 cm represents 1000 m) and 10^{-4} (1 cm represents 100 m) (Table 1). The stress ratio σ^* is in the range between 4×10^{-6} and 7.5×10^{-5}. This leaves the viscosity and velocity ratios to be defined.

For magma velocities, geophysical observations and theoretical studies have shown that the propagation velocity of basaltic dykes is about 0.1 to 1 m s^{-1} [36-38]. For magma of rhyolitic or granitic composition, and therefore of higher viscosity, smaller velocities of about 10^{-2} m s^{-1} have been estimated [39, 40]. Thus magma velocity in nature ranges from 10^{-2} to 1 m s^{-1} (Table 2). In experiments, it is convenient to use an injection rate of a few tens of ml per min, or about 10^{-7} m^3 s^{-1} [41]. Also, for a low-viscosity liquid, thin injection pipes of about 1 cm in diameter are useful. Thus the average liquid velocity in the experiments is about 10^{-3} m s^{-1}, and the model ratio of velocity V^* ranges between 10^{-3} and 10^{-1}. Therefore, from equation (3.4), the viscosity ratio ranges between 4×10^{-10} and 7.5×10^{-6} (Table 1).

In nature, magma viscosity depends on temperature, water content, volume fraction of crystals, and chemical composition. It can vary widely, from 10 Pa s for basalts, to 10^{18} Pa s for partially crystallised granitic magma [25, 39, 42]. In this paper, we consider low-viscosity

magma of basaltic to rhyolitic composition. The viscosity can range, from 10 Pa s for a fluid basic magma with a high water content and a low crystal fraction, to about 10^7 Pa s for a more acidic nearly dry magma, containing crystals [39, 43-45] (Table 2). Thus, from the values of η^*, we calculate a range of viscosity for the model magma, between 4×10^{-9} Pa s for low-viscosity magma, and 75 Pa s for high-viscosity magma (Table 2).

2.2 Experimental constraints

Finding a fluid that solidifies

Models that are made of sand and silicone are not transparent. One way of observing the structures that result from deformation is to section the models at the end of each experiment. This is feasible because the silicone has a relatively high viscosity ($\approx 10^4$ Pa s) and does not flow appreciably during the interval of observation.

In contrast, for our experiments, the viscosity of the model magma should be small (< 75 Pa·s, see 2.1). This means that the fluid flows very quickly in a normal field of gravity – too quickly for the models to be sectioned. An alternative is to use a fluid that is solid at room temperature but molten at moderate temperature (less than 50°C). It can then be injected as a low-viscosity fluid, which freezes late in the experiment, conserving the structures in the model. Thus, the model can be cut into observable cross sections.

Preventing the percolation of model magma

Magma in nature intrudes its host rock by moving along fractures, rather than through pore space. We wish to ensure the same mechanism of fluid transport in our models. However, many of the granular materials that have been used in analogue models are susceptible to percolation by fluids of low viscosity.

One way of preventing percolation in granular materials is to reduce the pore size. This is because the permeability is proportional to the square of the grain size. Another way of preventing percolation is to use materials that are not very wettable by the fluid in question. Thus, the fluid should be chemically and physically incompatible with the granular material. Finding such a pair of materials may be a matter of trial and error.

2.3 Summary: required properties of model materials

Experiments on magmatic injection in a brittle crust will be properly scaled if the model materials have the following physical properties.

(1) The model crust should have a Coulomb failure envelope. Granular materials have the requisite properties.

(2) The cohesion of the model crust should be between 40 Pa and 7500 Pa, and its angle of internal friction should be between 26° and 45°.

(3) The viscosity of the model magma should be between 4×10^{-9} Pa s and 75 Pa s.

For practical reasons, we add the following requirements.

(4) The model magma should solidify at room temperature.

(5) The host material should be a fine-grained, to prevent percolation.

(6) Magma and host should be chemically and physically incompatible.

3 Description of model materials

3.1 Fine-grained silica powder for the brittle crust

3.1.1 Basic properties

We have investigated the properties of two classes of silica powder (Table 3), a crystalline silica (SI-CRYSTAL), and empty microspheres (SI-SPHERE), produced by Verre Industrie.

SI-CRYSTAL has a grain size of about 10 – 20 μm (Figure 1). The grains are angular (Figure 2) and have a tendency to interlock. Macroscopically, SI-CRYSTAL powder is cohesive, so that a free vertical face up to 15 cm high does not collapse under its own weight.

SI-SPHERE powder has a grain size of about 30 μm (Figure 1). The grains are spherical and very smooth (Figure 2). Macroscopically, SI-SPHERE powder is mechanically similar to sand and collapses under its own weight, forming a cone with a critical surface slope.

For both silica powders, the density and porosity depend strongly on the amount of compaction. The density of compacted and non-compacted SI-CRYSTAL powder and SI-SPHERE powder has been determined to the nearest 0.01 g, by weighing various known

volumes of material. The calculated density is 1.331 ± 0.011 g cm^{-3} for compacted SI-CRYSTAL and 1.557 ± 0.012 g cm^{-3} for SI-SPHERE (Figure 3). Because the plots of mass versus density are almost perfectly linear, there is no evidence that the materials compact under their own weights.

For the range of stresses acting in our experiments, we assume that the granular model materials have a linear Coulomb failure envelope [46]:

$$\tau = C + \mu\sigma_n \tag{5}$$

where σ_n and τ are the normal and shear stresses on the fracture surface, C is the cohesion of the material and $\mu = \tan\phi$, where ϕ is the angle of internal friction.

3.1.2 Apparatus for failure tests

Shear box.

We tested the powdered materials using a shear box similar to that of [47], as modified by [48]. Such an apparatus has been used by many authors to measure the mechanical properties of sands, glass microspheres or sugar [23, 48-52]. The apparatus consists of two cylinders, which contain a sample of material (Figure 4). The upper cylinder hangs from four strings above a fixed lower cylinder, and it moves laterally under the traction exerted by a mass M hanging over a pulley (Figure 4). A gap between both cylinders controls the location of the shear fracture and avoids friction between the two cylinders (Figure 4).

The height H of material above the gap determines the normal load $\sigma_n = \rho \times g \times H$ on the shear plane, where ρ is the density of the material and g is the acceleration of gravity. Before each test, the upper cylinder (which is in two halves) is temporarily opened, to suppress friction between the granular material and the cylinder wall. Such friction may significantly decrease the vertical load σ_n on the fracture plane (the silo effect; [53]. This step is possible only because SI-CRYSTAL powder is cohesive.

During the test, sand is poured into a container hanging from a pulley until failure occurs (Figure 4). The known mass M, divided by the cross-sectional area of the cylinder, provides a measure of the shear stress that leads to fracturing.

Frictional resistance to motion in the apparatus has been estimated by measuring the mass that is required to displace the upper empty cylinder a few millimetres. The

corresponding shear stress is two to three orders of magnitude smaller than the shear stresses measured on a test sample.

Tension-shear box

In cohesive materials, such as compacted SI-CRYSTAL powder, open fractures occur when normal stresses σ_n are tensile. We have set up a simple apparatus to measure the stresses on surfaces that fail in tension and shear simultaneously (Figure 5).

One half of a split cylinder is fixed to a rectangular plate (Figure 5). The other half is on a mobile semicircular plate. The assembled cylinder (of diameter *D*) is filled with compacted model material to a known height *H*. The vertical gap between the two plates and the two half-cylinders controls the location of the fracture surface (hachured in Figure 5). As for the shear box, a container is filled with sand until failure occurs. The container pulls a string at an angle α to the fracture surface (Figure 5). For $\alpha = 90°$, the fracture is in tension; for $\alpha = 0°$ it is in shear; and for intermediate angles, it is in both tension and shear.

The components of tensile and shear stress acting on the fracture surface are:

$$\begin{cases} \sigma_n = \sigma \sin\alpha = \dfrac{M \sin\alpha}{H \times D} \\ \\ \tau = \sigma \cos\alpha = \dfrac{M \cos\alpha}{H \times D} \end{cases} \quad (6)$$

When $\alpha = 0°$, $\sigma_n = 0$ Pa and the rupture stress equals the true cohesion *C* of the material. When $\alpha = 90°$, $\tau = 0$ Pa and the rupture stress equals the tensile strength *T* of the material.

Frictional resistance to motion in the apparatus has been estimated by measuring the mass that is required to displace the empty mobile cylinder by a few millimetres. The corresponding shear stress is one to two orders of magnitude smaller than the shear stresses measured on a sample.

3.1.3 Results of failure tests

Compacted SI-CRYSTAL powder

The Mohr envelope for compacted SI-CRYSTAL powder has been obtained using both the shear box (full circles, Figure 6) and the tension-shear box (open circles and triangles, Figure 6). Shear tests have been done for several values of σ_n, between 100 and 1200 Pa. The best linear fit to the data for shear fractures (full and open circles in Figure 6) gives an extrapolated cohesion of C' = 288 ± 26 Pa, somewhat smaller than the measured value of 374 ± 40 Pa (open circles in Figure 6). The slope of the straight line provides the angle of internal friction of the material ϕ = 40°, with an error of about ± 5 % (Table 3).

The tension-shear data (white triangles) prolong the shear test results, and fit a parabolic Griffith failure criterion (Figure 6). The tensile strength of the compacted SI-CRYSTAL powder has been measured at T = 88 ± 17 Pa (Table 3).

Uncompacted SI-CRYSTAL powder

We measured the failure stresses for nominally uncompacted SI-CRYSTAL powder using the tension-shear box, in which the vertical load is small. This avoided unwanted compaction. The measured cohesion is $C \approx 100$ Pa (compared with $C \approx 300$ Pa for the compacted powder), and the tensile strength is $T \approx 50$ Pa (compared with $T \approx 100$ Pa; Figure 7). Our results show that uncompacted SI-CRYSTAL powder is weaker than the compacted variety. Compaction is therefore a critical parameter in the mechanical behaviour of SI-CRYSTAL powder.

SI-SPHERE powder

[54] have determined the mechanical properties of a fine-grained material, which has the same specifications as our SI-SPHERE powder. We assume that the cohesion and angle of internal friction of both materials are identical (C = 1.5 Pa, ϕ = 24°, Table 3).

3.2 Vegetable oil for low-viscosity magma

The vegetable oil that we have tested is produced by ASTRA under the trademark Vegetaline and is commonly used in cooking. It is solid at room temperature and melts to low-viscosity oil when the temperature exceeds ≈ 31°C (Figure 8). The density of the oil, measured using the same method as for granular materials, was found to be 0.89 g cm^{-3} at around 50°C, with an error of 0.45 % (Figure 3). As the oil solidifies, its volume decreases by less than 4%, which is negligible.

Curves of stress as a function of strain rate have been obtained for various temperatures (Figure 8), using a commercially available rotary viscometer (Rheo, model RV8). The viscometer measures the stress σ for a constant imposed strain rate $\dot{\gamma}$. The resulting curves are almost perfectly linear, showing that the vegetable oil is a Newtonian fluid. The slope gives the viscosity η with an error of less than ± 0.5 % (Figure 8). We have measured the viscosity for several temperatures in the range from 30°C to 75°C, for which the material is totally molten (Figure 8). For temperatures T < 31°C, the material is partially solidified and the viscosity increases strongly. In what follows, we consider viscosities only for temperatures T > 31°C (Figure 8).

The data fit the relationship of Arrhenius:

$$\eta = A \times \exp\left({}^{E_a}\!\!\diagup\!\!{}_{R\theta} \right) \tag{7}$$

Here A is a constant, E_a is the activation energy, R is the universal gas constant and θ is the temperature (in degrees Kelvin). The best-fit values are $A = (2.3 \pm 0.8) \times 10^{-7}$ and $E_a = 30380 \pm 850$ J (Figure 8). Between 31°C and 75°C, the viscosity decreases from 4×10^{-2} Pa s to 10^{-2} Pa s. At 50°C, the viscosity is $\eta \approx 2 \times 10^{-2}$ Pa s.

3.3 Conclusions

Because SI-CRYSTAL and SI-SPHERE have Mohr-Coulomb failure envelopes, they are both suitable for modelling the upper brittle crust [21, 22, 46].

The cohesion of SI-CRYSTAL powder ($C \approx 300$ Pa) is in the required range for correct scaling and is much higher than that of the granular model materials that have been used in most previous studies [23, 49, 50, 54]. In contrast, the cohesion of SI-SPHERE powder is very small. The ratio is similar to that between a competent rock (such as limestone or sandstone) and an incompetent rock (such as shale) [33].

The viscosity of the vegetable oil (h $\approx 2 \times 10^{-2}$ Pa s at 50°C) is also in the required range for correct scaling. It is much lower than that of the stiff silicones that have been used in previous studies.

4 Preliminary experiments on intrusion and deformation

4.1 Experimental technique

We have done two sets of preliminary experiments, to test the suitability of fine-grained silica powder and low viscosity vegetable oil for experiments on magmatic injection in a brittle crust. The apparatus (Figure 9) is an improved version of that of [41]. A pack of silica powder, representing brittle crust, lies in a rectangular box, 60 cm long, 40 cm wide and 20 cm deep. At one end of the box, a steadily moving piston causes deformation within the silica pack. Independently, a pump steadily injects molten vegetable oil through an orifice at the base of the silica pack.

We describe two experiments (A and B, Figure 10), involving multilayered models. These were constructed in successive layers. Each layer was built to a pre-selected volume and thickness, by weighing a batch of silica powder of known density, pouring it into a sieve, and shaking it through. Once the layer was in place, we flattened the surface, by scraping it down to a datum level. The lowermost layer was of SI-CRYSTAL, 1.13 cm thick. The next was of SI-SPHERE, 0.33 cm thick. This procedure was repeated 3 times. Finally, we added an uppermost layer of SI-CRYSTAL, 1.13 cm thick, and compacted the multilayer using a compressed-air vibrator. The total thickness of the multilayer was then 5.5 cm (Figure 10).

In Experiment A, the model shortened, but there was no injection; whereas, in Experiment B, there was injection, but no shortening (Table 4).

At the end of each experiment, the model was wet in order to make the SI-SPHERE powder cohesive. After that, the models were cut into longitudinal cross-sections, revealing the internal structures (Figure 10). The wetting resulted in a set of small-scale vertical tensile fractures, which formed within the layers of SI-CRYSTAL powder (Figure 10). These unwanted artefacts did not modify the overall shapes of the layers or major structures.

4.2 Experiment A: deformation only

In experiment A, deformation resulted in thrust faults and folds (Figure 10). A first fore-thrust initiated at the base of the piston. Activity then transferred to a second and third fore-thrust. The horizontal spacing between fore-thrusts was 5 to 6 cm and their dips were about 30°. Against the piston, thickening was accommodated by a broad anticline (Figure 10).

The final geometry was that of a nearly triangular wedge with an average surface slope of about 20°.

These experimental results are similar to those obtained with quartz sand [34, 55]. According to theoretical studies, the apical angle of a thrust wedge in a Coulomb material depends on the angle of internal friction, on the cohesion and on the frictional properties at the base [56]. The internal structures of a deformed thrust wedge also depend on whether the model is stratified or not. In sandbox models, as in our experiments, the deformation results in folds as well as faults [54, 57].

4.3 Experiment B: intrusion only

In experiment B, vegetable oil was injected through a central orifice of 5 mm diameter at the base of the model. The oil formed an almost axisymmetric intrusion about the injection point (Figure 10). After 410 s of injection, the oil reached the surface (not seen in Figure 10). Percolation was limited to a few millimetres of adjacent host material. The intrusion consisted of a basal sill, which branched upward and outward into a cone sheet. Above the injection point, the silica powder was jacked up, forming a smooth dome. Differential uplift at the periphery of the dome induced vertical annular shear [41]. Such features are typical of cone sheets in nature [58, 59]. Similarly, theoretical studies predict that the internal pressure in a magma chamber results in an uplifted dome with a cone sheet at its edge [59-61].

In Experiment B, the dip and thickness of the cone sheet changed from one layer to the next (Figure 10). Across the SI-CRYSTAL layers, the intrusion was thick and flat-lying, whereas across the SI-SPHERE layers it was thin and steep, sharply offsetting the layering. Across the cohesive SI-CRYSTAL layers, we infer that the intrusion propagated as a series of open hydraulic fractures [41]. In contrast, across the non-cohesive SI-SPHERE layers, we suspect that the intrusion propagated along vertical shear fractures at the periphery of the uplifting dome. Similarly, in experimental models of extension within a multilayered model of flour and sugar, open fractures developed in the cohesive flour and shear faults in the less cohesive sugar [62]. In nature as well, sheeted intrusions have variable dips, probably as a result of mechanical stratification in the host rocks [63, 64].

4.4 Experiment C: coeval deformation and injection

In Experiment C, deformation began before injection. A first fore-thrust (M1) initiated at the base of the piston and a second fore-thrust (M2) followed, as in Experiment A (Figure 10). Injection began 190 s after the start of the experiment and it resulted in a thin sill, which propagated by hydraulic fracturing [41]. After 230 s of injection, a third fore-thrust (M3) formed at the external tip of the sill (Figure 10). The horizontal spacing was 5 - 6 cm between M1 and M2 and about 15 cm between M2 and M3. A plateau formed above the sill. Against the piston, deformation resulted in a faulted anticline. The apical angle of the fold and thrust belt was about 10°. The intrusion consisted of a basal sill, about 1 cm to 2 cm thick above the injection point, which propagated along fore-thrust M3, as far as the base of the lowest layer of SI-SPHERE.

In Experiment C, the horizontal spacing between fore-thrusts M2 and M3 was larger than that between fore-thrusts M1 and M2, and the apical angle of the fold and thrust belt was smaller than that in Experiment A. The configuration was similar to that obtained for experimental models of oil injection into homogeneous silica powder [41]. We infer a low frictional resistance at the base of the model [56]. In this interpretation, the oil reduced the resistance to basal sliding, and so helped deformation to propagate far from the piston. In other words, the intrusion acted as a detachment, which transferred the deformation to its leading edge [65, 66].

In this experiment, the intrusion was thicker than that obtained for Experiment B. We infer that initially the intrusion was a thin sill, similar to that of Experiment B, and that it propagated laterally by hydraulic fracturing [41]. When the fore-thrust M3 developed, the hanging wall rose, uplifting the roof of the thickening sill [41]. Both active thrusting and magmatic pressure may have contributed to the uplift.

5 Discussion

5.1 Percolation of oil within silica powder

We have seen that proper scaling in an experiment on injection requires a fluid of low viscosity. However, we wish to avoid percolation into the host material. A fine-grained granular material has small pores and therefore a small intrinsic permeability. The SI-CRYSTAL and SI-SPHERE powders that we used have grain sizes of 10 to 20 μm and 30

μm, respectively. Their intrinsic permeabilities are therefore small enough to limit percolation. However, they have additional properties, which make them especially suitable. In particular, SI-type powders are strongly hydrophilic. This makes them resistant to wetting by oils and greases.

5.2 Modelling tectonic processes

A multilayer of alternating SI-SPHERE and SI-CRYSTAL layers may correctly model a stratified sedimentary sequence. In nature, deformation of such a multilayer results in faults and folds. Similar structures have been obtained in experimentally deformed multilayers, in which cohesion was small [54]. Thus SI-CRYSTAL and SI-SPHERE powders are suitable for modelling tectonic processes in the brittle upper crust.

In Experiment A about 20% of shortening accumulated in little more than 10 minutes (Table 4). In the Sub-Andean Ranges of Bolivia, 20% shortening accumulated in about 10 Ma (e.g. [67, 68]). Thus the time ratio between model and nature is about 2×10^{-12} (1 min ≅ 1 Ma).

During Experiment A, the piston moved steadily. In nature, deformation may be steady on average, over long periods of time, but it accumulates episodically during earthquakes. The experiment clearly did not represent such seismic activity.

5.3 Modelling dyke emplacement

In Experiment B the oil appeared to have intruded by hydraulic fracturing of the silica powder. The strong cohesion of SI-CRYSTAL powder allows fractures (such as hydraulic fractures) to open, without collapsing. Injection of a low-viscosity fluid therefore results in sheeted intrusions (Figure 10), including dykes, sills or laccoliths, as in nature. In this sense, models made of SI-CRYSTAL and vegetable oil appear to be more realistic than those made of stiff silicone and cohesion-less sand, in which the fluid emplaces by inflation ("ballooning"), forming rounded plutons.

In contrast, SI-SPHERE powder is not cohesive enough for open fractures to form. This explains why, in Experiment B, fractures within the layers of SI-SPHERE powder were mainly shear fractures, whereas those in the SI-CRYSTAL layers were mainly tensile (Figure 10).

In nature, hot magma intrudes into a cooler host rock and tends to freeze if injection is not fast enough (e.g. [69, 70]). Similarly, in our experiments molten vegetable oil intruded a cold host material. In both nature and experiment, if the rate of heat loss by conduction is less than the rate of heat gain by advection, an intrusion will not freeze. Conversely, if the former is greater than the latter, the intrusion will solidify. A measure of the ratio between the gain and loss of heat is the Péclet number, $\mathscr{P}_e$:

$$\mathscr{P}_e = \frac{w \times V \times C_p \times \rho}{k} \tag{3.8}$$

Here C_p is the heat capacity and k is the thermal conductivity of the magma. If $\mathscr{P}_e > 1$, the rate of heat gain by advection is higher than the rate of heat loss by conduction.

We have estimated the Péclet number of a single intrusion in both nature and experiment (Table 5). It ranges from 4×10^4 to 4×10^9 in nature, and from 33.8 to 338 in our experiments. Even if $\mathscr{P}_e$ was smaller in the experiment than it is in nature, both values are less than unity. Under these conditions and if the flow is steady, magma does not solidify.

Emplacement of a dyke appears to happen over a period of days to months. For larger intrusions, such as large sills or laccoliths, emplacement happens over a period of years (e.g. [71]) to tens of thousands years (e.g. [72, 73]). Thus the time scale of emplacement of a single intrusion is much shorter than that of tectonic processes (1 Ma).

5.4 Modelling coeval intrusion and deformation

In Experiment C, tectonic deformation and magma injection were coeval. As the tectonic time scale is several million years, Experiment C was representative of long-term processes. Does such an experiment correctly model magmatic processes, for which time scales are shorter?

Let us distinguish between the time scale for an entire igneous province and that for emplacement of a single intrusive body, such as a dyke, sill, laccolith or pluton. For a dyke up to several metres wide, the time of emplacement is of the order of days or weeks [74]. For a laccolith, it is of months [71] to tens of thousands of years [72].

In contrast, the time scale for a large batholith or for a composite volcano or pluton, may be of the order of 1 Ma or even 10 Ma [6, 75]. Multiple and composite intrusions may

result from many small and short magmatic episodes. A notable example is the Peruvian Coastal Batholith [75]. Laccolithic complexes also tend to be composite. The time-scale of emplacement of a whole complex is probably about 1 Ma, each pulse being much shorter than that [76]. All these examples show that the time scale of a magmatic complex (10^6 - 10^7 Ma for volcanoes and batholiths) is much longer than that of an individual magmatic episode (years for dykes, 10^3 – 10^4 years for magma pulses). The time scale for the emplacement of an igneous province or for a large composite volcano is in the same range as that for tectonic processes. Thus, Experiment C could model both tectonic processes and the emplacement of a large magmatic complex.

In Experiment C, intrusion and deformation were steady. For magma intrusion, such an assumption may not be reasonable. The construction of large magmatic bodies, such as batholiths or polygenic volcanoes, is probably dominated by long periods of inactivity, between magmatic pulses for which time scales are several thousand years [77]. For tectonic processes also, deformation in the brittle crust is typically episodic and controlled by seismic processes. However, deformation of the brittle crust has been modelled as a steady process in analogue models (e.g. [35, 57]), so that the episodes have been smoothed. In our experiments also, discontinuous magmatic and tectonic processes have been averaged. Thus Experiment C was representative of long-term processes (over a few Ma). Short magmatic episodes, such as dyke emplacement, were not taken into account.

Rates of shortening and injection are nevertheless independent in our experimental apparatus, so that episodic magmatic injection can be taken into account. In experiment D (Table 4, Figure 11), we used an additional mobile basal plate to localize a thrust fault above the basal orifice. After a shortening of 9%, oil was injected rapidly for a short time interval of 20 seconds. It formed a thin intrusion, including a basal sill and a splay along the thrust fault. The time-scale of injection in Experiment D was much shorter than that of deformation. Thus the experiment represented the emplacement of a single intrusion in a deforming upper crust.

6 Conclusions

We have developed a new experimental method for modelling the intrusion of low-viscosity magma into a deforming brittle crust. It requires the use of new model materials, rather than sand, stiff silicone, or gelatine.

The first part of this paper dealt with the governing equations of magmatic intrusion into a tectonically deforming brittle crust and with scaling. It resulted in a list of required physical properties for the model materials.

1. The model crust should have a Coulomb failure envelope.
2. The cohesion of the model crust should be between 40 Pa and 7500 Pa, and its angle of internal friction should be between 26° and 45°.
3. The viscosity of the model magma should be between 4×10^{-9} Pa s and 75 Pa s.

For practical reasons, we add the following requirements.

1. The model magma should solidify at room temperature.
2. The host material should be fine-grained, to prevent percolation.
3. Magma and host should be chemically and physically incompatible.

On this basis, we have chosen fine-grained silica powders (SI-CRYSTAL and SI-SPHERE), to model the brittle crust, and a vegetable oil, to represent low-viscosity magma. The cohesion of SI-CRYSTAL powder is about 300 Pa and that of SI-SPHERE powder is negligibly small. The vegetable oil has a viscosity of about 2×10^{-2} Pa s at 50°C. In addition, it solidifies at room temperature, preserving the shapes of intrusive bodies. Finally, the vegetable oil percolates very little (no more than a few mm) into the fine-grained silica powder.

We developed new experimental apparatus, in which a mobile piston deforms the model and a volumetric pump injects oil through a basal orifice. The rates of shortening and injection can vary independently.

In a series of preliminary experiments, we have modelled (1) crustal thickening without injection, (2) injection without accompanying deformation, and (3) coeval deformation and injection. Crustal thickening without injection resulted in a typical fold-and-thrust belt. Injection without accompanying deformation resulted in an axisymmetric intrusion. Coeval deformation and injection resulted in a basal sill, which splayed up along thrust faults.

Where deformation and injection were coeval and steady, they modelled the emplacement of a whole magmatic complex, such as a volcano or a batholith, rather than a single intrusion, such as a dyke. Conversely, where injection occurred alone, or over a short time interval, it modelled the emplacement of a single magmatic intrusion.

In general, the fine-grained silica powder and vegetable oil are suitable materials for modelling the injection of low-viscosity magma into a deforming brittle crust.

References

[1] T. Forslund, A. Gudmundsson, Crustal spreading due to dikes and faults in southwest Iceland, J. Struct. Geol. 13 (1991) 443-457.

[2] V. Acocella, F. Rossetti, The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: an example from Tuscany (Italy), Tectonophysics 354 (2002) 71-83.

[3] N. Boudesseul, Relations entre volcanisme et tectonique dans une chaîne de subduction active : la Cordillère des Andes, DEA Géosciences, Université de Rennes1, 1997.

[4] M. Matteini, R. Mazzuoli, R. Omarini, R. Cas, R. Maas, Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt, J. Volcanol. Geotherm. Res. 118 (2002) 205-228.

[5] D.R. Lageson, J.G. Schmitt, B.K. Horton, T.J. Kalakay, B.R. Burton, Influence of Late Cretaceous magmatism on the Sevier orogenic wedge, western Montana, Geol. Soc. Amer. Bull. 29 (2001) 723-726.

[6] T.J. Kalakay, B.E. John, D.R. Lageson, Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southern Montana, J. Struct. Geol. 23 (2001) 1151-1165.

[7] S.R. Paterson, K.L. Schmidt, Is there a close relationship between faults and plutons?, J. Struct. Geol. 21 (1999) 1131-1142.

[8] M.K. Hubbert, D.G. Willis, Mechanics of hydraulic fracturing, in: M.K. Hubbert, (Ed.), Structural Geology, Hafner Publishing Company, New York, 1957, pp. 175-190.

[9] P. McLeod, S. Tait, The growth of dykes from magma chambers, J. Volcanol. Geotherm. Res. 92 (1999) 231-245.

[10] A. Takada, Experimental study on propagation of liquid-filled crack in gelatin: shape and velocity in hydrostatic stress condition, J. Geophys. Res. 95 (1990) 8471-8481.

[11] A. Takada, Development of a subvlocanic structure by the interaction of liquid-filled cracks, J. Volc. geothermal Res. 62 (1994) 207-224.

[12] A. Takada, Accumulation of magma in space and time by crack interaction, in: M.P. Ryan, (Ed), Magmatic Systems, Academic Press, San Diego, 1994, pp. 241-257.

[13] T. Menand, Transport de magma par fracturation hydraulique à travers la lithosphère terrestre, Université de Paris 7, 2000.

[14] S. Maaloe, The generation and shape of feeder dykes from mantle sources., Contrib. Mineral. Petrol. 96 (1987) 47-55.

[15] S. Maaloe, Shape of ascending feeder dikes, and ascent modes of magma, J. Volcanol. Geotherm. Res. 81 (1998) 207-214.

[16] M. Heimpel, P. Olson, Buoyancy-Driven Fracture and magma transport through the lithosphere: models and experiments, in: M.P. Ryan, (Ed), Magmatic systems, Internal Geophysics Series 57, Academic Press, London, 1994, pp. 223-240.

[17] A.M. Johnson, D.D. Pollard, Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma, Tectonophysics 18 (1973) 261-309.

[18] D.W. Hyndman, D. Alt, Radial dikes, lacolliths, and gelatin models, J. Geol. 95 (1987) 763-774.

[19] J.R. Muller, G. Ito, S.J. Martel, Effects of volcano loading on propagation in an elastic half-space, J. Geophys. Res. 106 (2001) 11101-11113.

[20] T. Watanabe, T. Masuyama, N. Nagaoka, T. Tahara, Analog experiments on magma-filled cracks: Competition between external stresses and internal pressure, Earth Planets Space 54 (2002) 1247-1261.

[21] M.K. Hubbert, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, Geol. Soc. Amer. Bull. 48 (1937) 1459-1520.

[22] H. Ramberg, Gravity, deformation and the Earth's crust, Academic Press, New York, 1981, 452 pp.

[23] W.P. Schellart, Shear test results for cohesion and friction coefficients for different materials: scaling implications for their usage in analogue modelling, Tectonophysics 324 (2000) 1-16.

[24] O. Merle, B. Vendeville, Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques, C. R. Acad. Sci. Paris 315 (1992) 1541-1547.

[25] O. Merle, B. Vendeville, Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions, Bull. Volcanol. 57 (1995) 33-43.

[26] T. Román-Berdiel, D. Gapais, J.-P. Brun, Analogue models of laccolith formation, J. Struct. Geol. 17 (1995) 1337-1346.

[27] V. Acocella, F. Cifelli, R. Funiciello, The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models, J. Volcanol. Geotherm. Res. 111 (2001) 137-153.

[28] V. Acocella, G. Mulugeta, Experiments simulating surface deformation induced by pluton emplacement, Tectonophysics 352 (2002) 275-293.

[29] T. Román-Berdiel, Geometry of granite emplacement in the upper crust: contribution of analogue modelling, in: A. Castro, C. Fernández, J.L. Vigneresse, (Eds), Understanding granites: integrating new and classical techniques 174, Geol. Soc. London Spec. pub., London, 1999, pp. 77-94.

[30] T. Román-Berdiel, D. Gapais, J.-P. Brun, Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature, Am. J. Sci. 297 (1997) 651-678.

[31] K. Benn, F. Odonne, M. de Saint Blanquat, Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analogue experiments, Geology 26 (1998) 1079-1082.

[32] J. Byerlee, Friction of rocks, Pure Appl. Geophys. 116 (1978) 615-626.

[33] E. Hoek, P. Marinos, M. Benissi, Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation, Bull. Eng. Geol. Environ. 57 (1998) 151-160.

[34] J. Malavieille, Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, Bull. Soc. Géol. France XXVI (1984) 129-138.

[35] L. Huiqi, K.R. McClay, D. Powell, Physical models of thrust wedges, in: K.R. McClay, (Ed), Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, 1992, pp. 71-81.

[36] D.A. Spence, D.L. Turcotte, Magma-driven propagation of cracks, J. Geophys. Res. 90 (1985) 575-580.

[37] J. Battaglia, P. Bachelery, Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, J. Volcanol. Geotherm. Res. 120 (2003) 289-310.

[38] D.C. Roman, J.A. Power, S.C. Moran, K.V. Cashman, M.P. Doukas, C.A. Neal, T.M. Gerlach, Evidence for dike emplacement beneath Iliamna Volcano, Alaska in 1996, J. Volcanol. Geotherm. Res. 130 (2004) 265-284.

[39] N. Petford, R.C. Kerr, J.R. Lister, Dike transport of granitoid magmas, Geology 21 (1993) 845-848.

[40] J.D. Clemens, C.K. Mawer, Granitic magma transport by fracture propagation, Tectonophysics 204 (1992) 339-360.

[41] O. Galland, J. de Bremond d'Ars, P.R. Cobbold, E. Hallot, Physical models of magmatic intrusion during thrusting, Terra Nova 15 (2003) 405-409.

[42] F.J. Spera, Aspects of magma transport, in: R.B. Hargraves, (Ed), Physics of magmatic processes, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1980, pp. 265-323.

[43] C. Romano, D. Giordano, P. Papale, V. Mincione, D.B. Dingwell, M. Rosi, The dry and hydrous viscosities of alkaline melts from Vesuvius and Phlegrean Fields, Chem. Geol. 202 (2003) 23-38.

[44] M. Polacci, P. Papale, D. Del Seppia, D. Giordano, C. Romano, Dynamics of magma ascent and fragmentation in trachytic versus rhyolitic eruptions, J. Volcanol. Geotherm. Res. 131 (2004) 93-108.

[45] D.B. Dingwell, N.S. Bagdassarov, G.Y. Bussov, S.L. Webb, Magma rheology, in: R.W. Luth, (Ed), Short Course Handbook on Experiments at high pressure and applications to the Earth's mantle 21, 1993, pp. 131-196.

[46] C.A. Coulomb, Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statistique, relatifs à l'architecture, Acad. R. Sci. Paris Mem. Math. Phys. 7 (1773) 343-382.

[47] M.K. Hubbert, Mechanical basis for certain familiar geologic structures, Geol. Soc. Amer. Bull. 62 (1951) 355-372.

[48] R.W. Krantz, Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures, Tectonophysics 188 (1991) 203-207.

[49] R. Mourgues, P.R. Cobbold, Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling, Tectonophysics 376 (2003) 75-97.

[50] P.R. Cobbold, L. Castro, Fluid pressure and effective stress in sandbox models, Tectonophysics 301 (1999) 1-19.

[51] P.R. Cobbold, S. Durand, R. Mourgues, Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments, Tectonophysics 334 (2001) 245-258.

[52] R. Mourgues, P.R. Cobbold, Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling, Tectonophysics 376 (2003) 75-97.

[53] H.A. Jansen, Versuche über Getreidedruck in Silozellen, Z.d.V. Deutscher Ingenieure 39 (1895) 1045– 1049.

[54] D. Rossi, F. Storti, New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres, J. Struct. Geol. 25 (2003) 1893-1899.

[55] D. Davis, J. Suppe, F.A. Dahlen, Mechanics of thrust-and-fold belts and accretionary prisms, J. Geophys. Res. 88 (1983) 1153-1172.

[56] F.A. Dahlen, Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 18 (1990) 55-90.

[57] F. Storti, F. Salvani, K. McClay, Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges, J. Struct. Geol. 19 (1997) 583-602.

[58] C. Moreau, D. Ohnenstetter, H. Diot, D. Demaiffe, W.L. Brown, Emplacement of the Meugueur-Meugueur cone-sheet (Niger, West Africa), one of the world's largest igneous ring-structures, in: G. Baer, A. Heimann, (Eds), Physics and chemistry of dykes, A.A. Balkema, Rotterdam, 1995, pp. 41-49.

[59] E. Ancochea, J.L. Brandle, M.J. Huertas, C.R. Cubas, F. Hernan, The felsic dikes of La Gomera (Canary Islands): identification of cone sheet and radial dike swarms, J. Volcanol. Geotherm. Res. 120 (2003) 197-206.

[60] E.M. Anderson, The dynamics of the formation of cone sheets, ring dykes and cauldron subsidences, Proc. Royal Soc. Edinburgh 56 (1936) 128-163.

[61] W.J. Phillips, The dynamic emplacement of cone sheets, Tectonophysics 24 (1974) 69-84.

[62] L.G. Mastin, D.D. Pollard, Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo craters, Long Valley, California, J. Geophys. Res. 93 (1988) 13221-13235.

[63] A. Gudmundsson, Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res. 116 (2002) 279-298.

[64] A. Gudmundsson, S.L. Brenner, How hydrofractures become arrested?, Terra Nova 13 (2001) 456-462.

[65] J.-F. Ballard, J.-P. Brun, J. Van den Driessche, P. Allemand, Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux, C. R. Acad. Sci. Paris t. 305 (1987) 1249-1253.

[66] J.H.W. Smit, J.-P. Brun, D. Sokoutis, Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature, J. Geophys. Res. 108 (2003) ETG 9.

[67] P. Baby, G. Hérail, R. Salinas, T. Sempere, Geometric and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: example from the

foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone, Tectonics 11 (1992) 523-536.

[68] J. Kley, C.R. Monaldi, Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?, Geology 26 (1998) 723-726.

[69] P.M. Bruce, H.E. Huppert, Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma, in: M.P. Ryan, (Ed), Magma transport and storage, Wiley, Chichester, UK, 1990, pp. 87-102.

[70] P.M. Bruce, H.E. Huppert, Thermal control of basaltic fissure eruptions, Nature 342 (1989) 665-667.

[71] T. Minakami, T. Ishikawa, K. Yagi, The 1944 eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan, Bull. Volcanol., series 2 11 (1951) 5-157.

[72] Y. Fialko, M. Simons, Evidence for on-going inflation of the Socorro magma body, New Mexico, from interferometric synthétic aperture radar imaging, Geophys. Res. Lett. 28 (2001) 3549-3552.

[73] Y. Fialko, M. Simons, Y. Khazan, Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California, Geophys. J. Int. 146 (2001) 191-200.

[74] H. Sigurdsson, Dyke injection in Iceland: a review, in: H.C. Halls, W.F. Fahrig, (Eds), Mafic dyke swarms 34, Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1987, pp. 55-64.

[75] M. Haederle, M.P. Atherton, Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru, Tectonophysics 345 (2002) 17-28.

[76] C.E. Corry, Laccoliths; mechanisms of emplacement and growth, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 220 (1988) 110 pp.

[77] N. Petford, Dykes or diapirs?, Proc. Royal Soc. Edinburgh 87 (1996) 105-114.

[78] R. Büttner, B. Zimanowski, J. Blumm, L. Hagemann, Thermal conductivity of a volcanic rock material (olivine-melilite) in the temperature range between 288 and 1470 K, J. Volcanol. Geotherm. Res. 80 (1998) 293-302.

[79] X.-Q. Guo, C.-Y. Sun, S.-X. Rong, T.-M. Guo, Equation of state analog correlations for the viscosity and thermal conductivity of hydrocarbons and reservoir fluids, J. petrol. Sci. Eng. 30 (2001) 15-27.

Figure Captions

Figure 1. Histograms showing grain size distributions of granular materials. Data were obtained by a laser method. A. Results for 4 samples from separate bags of SI-CRYSTAL material (see text). Modal grain size is between 10 and 20 μm. Properties are consistent from batch to batch. B. Results for one sample of SI-SPHERE material. Modal grain size is about 30 μm.

Figure 2. Scanning electron micrographs of silica powder. A. Image of SI-CRYSTAL material. (1.3 cm ≅ 10 μm). Note angular grains. B. Image of SI-SPHERE material (1.3 cm ≅ 10 μm). Note that grains are highly spherical and smooth. They were produced by crystallization of a siliceous smoke.

Figure 3. Plots of mass versus volume for three model materials. Slopes of fitted lines (where A is regression coefficient) provide best estimates of densities. A. Compacted SI-CRYSTAL, density $\rho = 1.33$ g cm^{-3}. B. Compacted SI-SPHERE, $\rho = 1.56$ g cm^{-3}. C. Molten vegetable oil, $\rho = 0.89$ g cm^{-3}.

Figure 4. Schematic view of shear box. Model material (SI-CRYSTAL) occupies both upper and lower cylinders of diameter *D*. Lower cylinder is fixed to basal plate. Upper cylinder hangs from four strings. Model material fills upper cylinder to height *H*. Material applies vertical stress σ_n on shearing plane (hachured surface). Sand is poured into container *M* until resulting shear stress τ overcomes shear resistance of material.

Figure 5. Schematic view of tension-shear box for cohesive granular materials. Rectangular plate (grey) and one half of split cylinder (of diameter D) are stationary. Semicircular plate (white) and other half of split cylinder are mobile. Model material fills split cylinder to height *H*. Sand is poured into container *M* until resulting stress overcomes resistance of material within failure plane (hachured). Failure may occur in shear, tension or mixed mode, depending on angle (α) between string and failure plane.

Figure 6. Mohr envelope for failure of SI-CRYSTAL material. Data points are from shear box (full black circles) and tension-shear box (open triangles and circles). For straight part of Mohr envelope, best-fit slope has been calculated from relevant data (full and open circles).

Figure 7. Effect of compaction on tensional part of failure envelope for SI-CRYSTAL material. Data are from tension-shear box only. For compacted powder of higher density (d = 1.3 g cm^{-3}) failure stresses (open triangles) are relatively high (cohesion $C \approx 300$ Pa and tensile strength $T \approx 100$ Pa; Fig. 7). For uncompacted powder of lower density ($d \approx 1$ g cm^{-3}), failure stresses (full black triangles) are much smaller ($C \approx 100$ Pa, $T \approx 50$ Pa).

Figure 8. Rheology of vegetable oil. Data are from a rotary viscometer. A. Plot of stress versus strain-rate for three different temperatures. Linear relationship shows that vegetable oil is Newtonian. Slope is a measure of viscosity. B. Inferred viscosity versus temperature. Arrhenius relationship (top right) provides good fit to data points above 31°C. Inferred activation energy (E_a) is about 30 kJ mol^{-1}.

Figure 9. Schematic diagram of experimental apparatus. A mobile piston deforms silica powder (white). Deformation within powder is accommodated by faults (black lines). During deformation, liquid (grey) is injected at constant flow rate by volumetric pump.

Figure 10. Cross sections of models in three experiments. Sections were cut after wetting the models. Photographs show layering and vertical tension cracks resulting from wetting. Line drawings show layering, interpreted faults (dashed lines), and intrusions (black). Key (top left) indicates composition of layers. In Experiment A, model was subjected to shortening, but no intrusion. Notice large offsets of layers across faults. In Experiment B, model was subjected to intrusion, but no shortening. Injection point (black arrow) was near centre of model. Intrusion was axisymmetric cone sheet above basal sill. In experiment C, model was subjected to both intrusion and shortening.

Figure 11. Cross section of Experiment D. Legend is similar to that in fig. 10. Deformation was accommodated by thin basal plate, resulting in velocity discontinuity controlling location of thrusts. Injection was only short pulse during shortening.

Tables

ρ^*	l^*	σ^*	V^*	η^*
0.3	10^{-5}	4×10^{-6}	10^{-3}	4×10^{-10}
0.75	10^{-4}	7.5×10^{-5}	10^{-1}	7.5×10^{-6}

Table 1. Chosen model ratios. Values are lower bounds (top row) and upper bounds (bottom row) on model ratios of density, length, stress, magma velocity, and magma viscosity.

	ρ / g cm^{-3}	l / m	σ / Pa	V / m s^{-1}	η / Pa s
Nature	2 – 2.7	100 – 1000	10^7 – 10^8 Pa	10^{-2} – 1	10 – 10^7
Experiment	0.89 – 1.55	10^{-2}	40 – 7500 Pa	10^{-3}	4×10^{-9} – 75

Table 2. Characteristic values of density (ρ), length (l), stress (σ), magma velocity (V) and magma viscosity (η) in nature and experiment. Values in nature are after [39, 42, 45]). Experimental values come from scaling (Table 1).

Material	Roughness	d / µm	ρ / g cm^{-3}	ϕ	C' / Pa	T / Pa
SI-CRYSTAL	Rough	10 – 20	1.33 ± 0.2 %	40 ± 5 %	288 ± 26	88 ± 17
SI-SPHERE	Smooth	30	1.56 ± 0.18 %	~ 24	1.5	Unknown

Table 3. Physical properties of fine-grained materials used in experiments. Parameters are grain size (d), density (ρ), angle of internal friction (ϕ), extrapolated cohesion (C'), and tensile strength (T).

	v_p / mm s^{-1}	D / ml s^{-1}	t / s	e / %	v_0 / ml
Experiment A	0.19	0	720	-23	0
Experiment B	0	0.17	420	0	73
Experiment C	0.16	0.35	600	-17	143
Experiment D	0.04	1.22	1225	-9	30

Table 4. Experimental parameters. Values are for piston speed (v_p), rate of injection (D), duration (t), extension (e) and volume injected (v_0).

	w / m	V / m s^{-1}	ρ / kg m^{-3}	Cp / J kg^{-1} K^{-1}	k / W m^{-1} K^{-1}	$\mathscr{P}_e$
Nature	$1 – 10^3$	$10^{-2} – 1$	2900	1410	≈1	$4\times10^4 – 4\times10^9$
Experiment	$10^{-3} – 10^{-2}$	5×10^{-3}	900	1500	0.2	33.8 – 338

Table 5. Thermal parameters in nature and experiment. Values are for intrusion thickness (***w***), magma velocity (***V***), magma density (***ρ***), heat capacity (***C$_p$***), thermal conductivity (***k***), and Peclet number ($\mathscr{P}_e$). Values in nature are after [42, 78, 79]). Value of ***C$_p$*** for vegetable oil was determined with calorimeter.

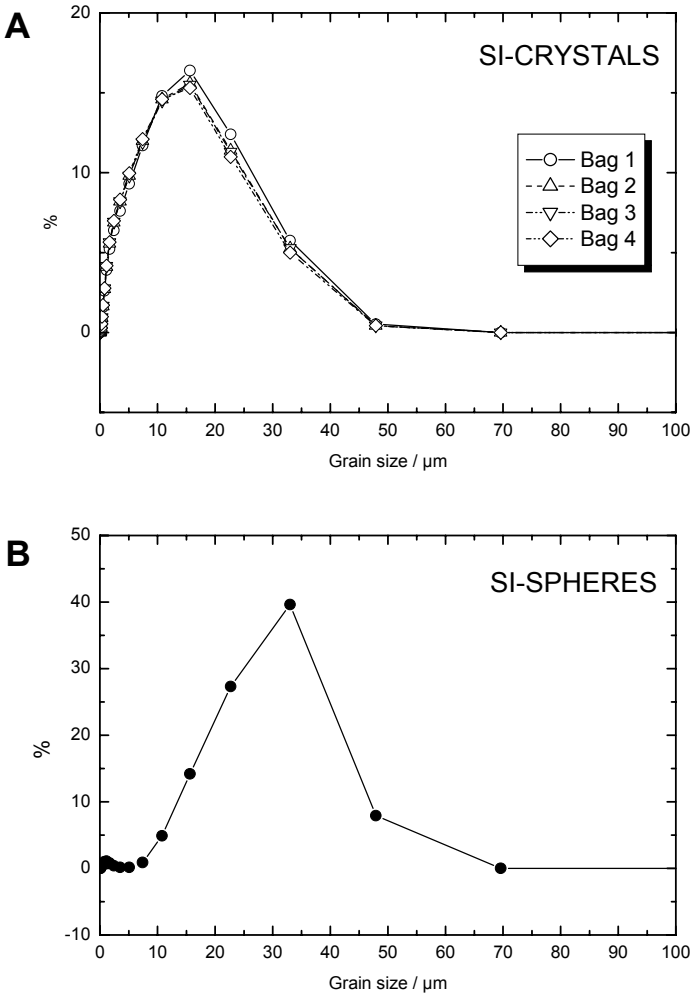

A
SI-CRYSTALS
Bag 1
Bag 2
Bag 3
Bag 4
%
Grain size / µm
B
SI-SPHERES
%
Grain size / µm

Figure 1

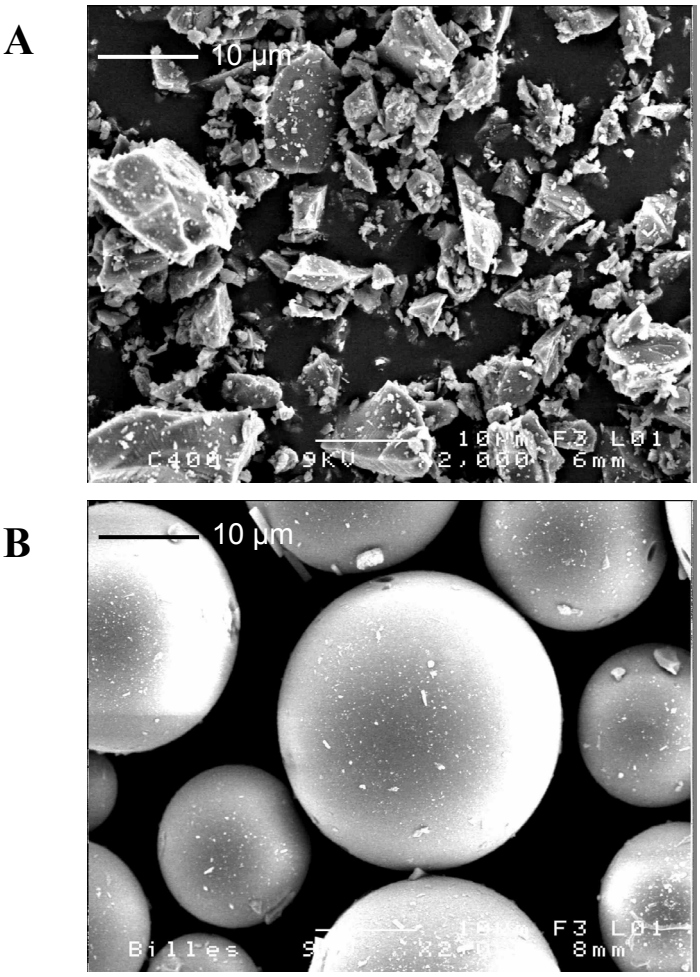


Figure 2

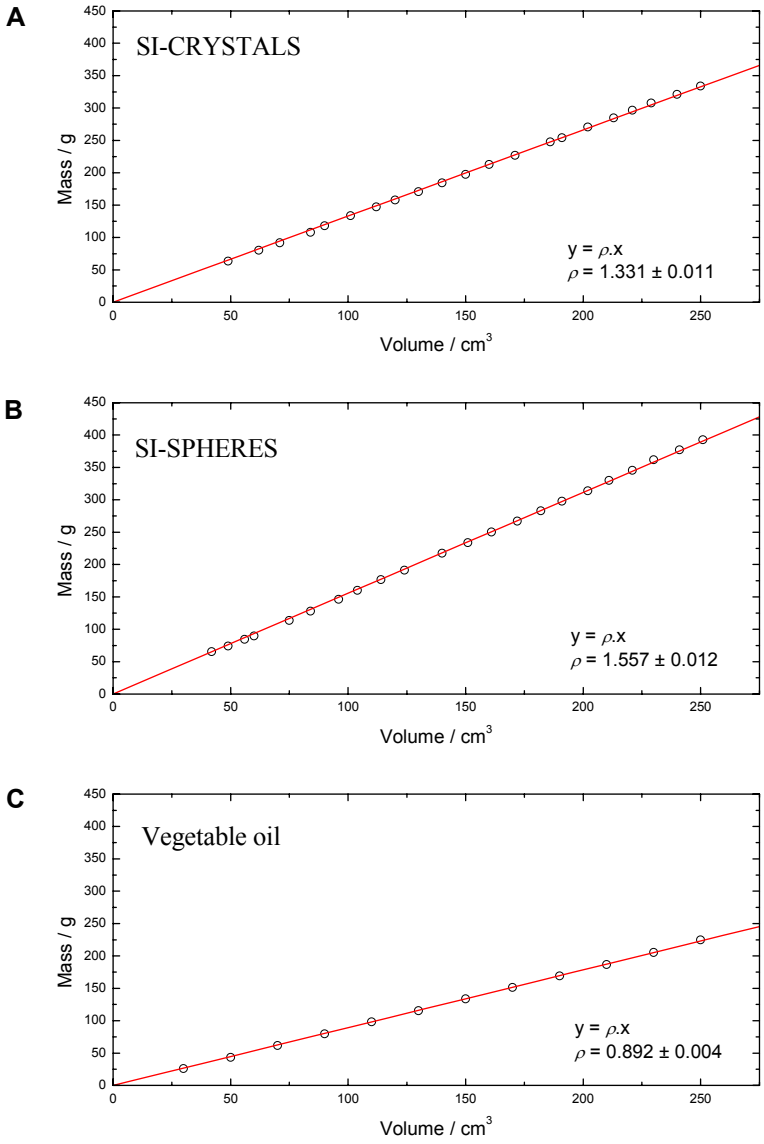

A
SI-CRYSTALS
Mass / g
Volume / cm3
y = ρ.x
ρ = 1.331 ± 0.011
B
SI-SPHERES
Mass / g
Volume / cm3
y = ρ.x
ρ = 1.557 ± 0.012
C
Vegetable oil
Mass / g
Volume / cm3
y = ρ.x
ρ = 0.892 ± 0.004

Figure 3

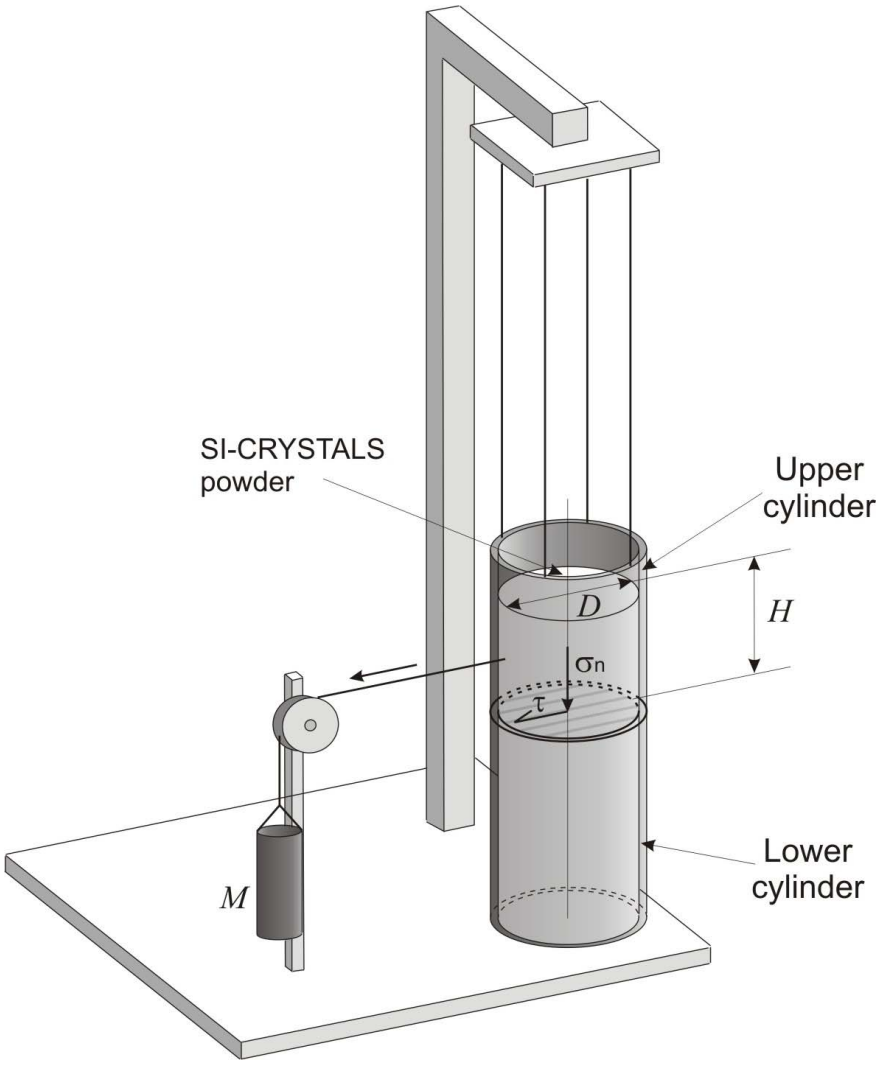


Figure 4

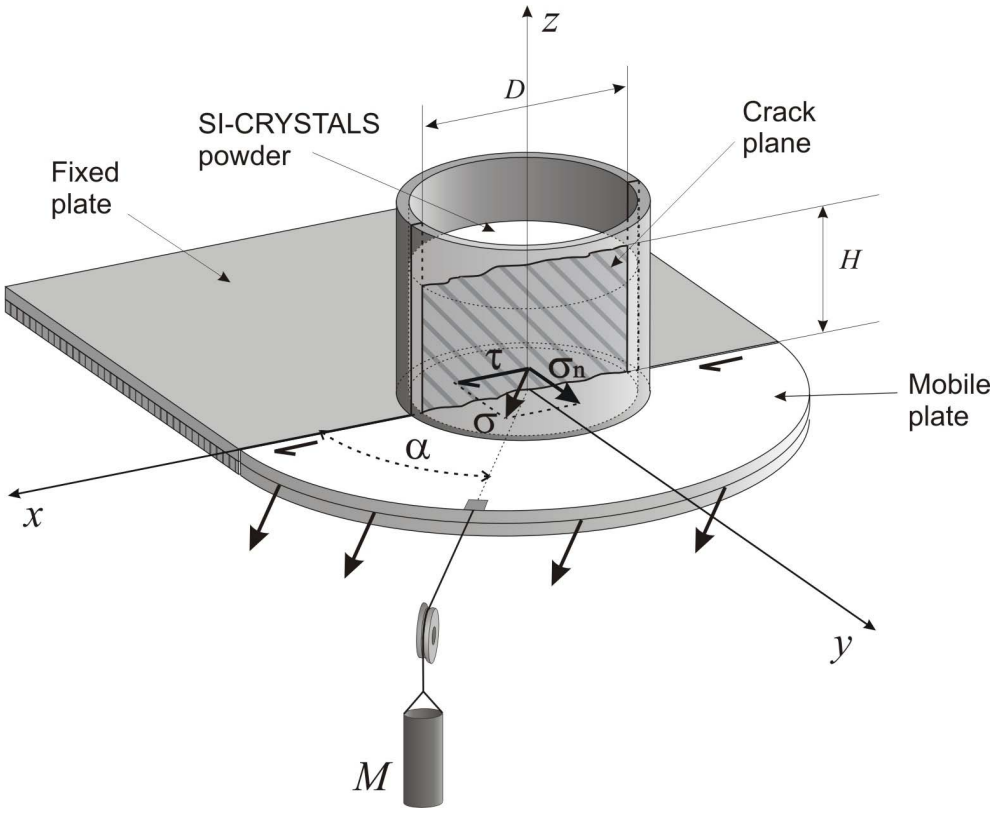

z
D
SI-CRYSTALS
powder
Crack
plane
Fixed
plate
H
τ
σn
σ
Mobile
plate
α
x
y
M

Figure 5

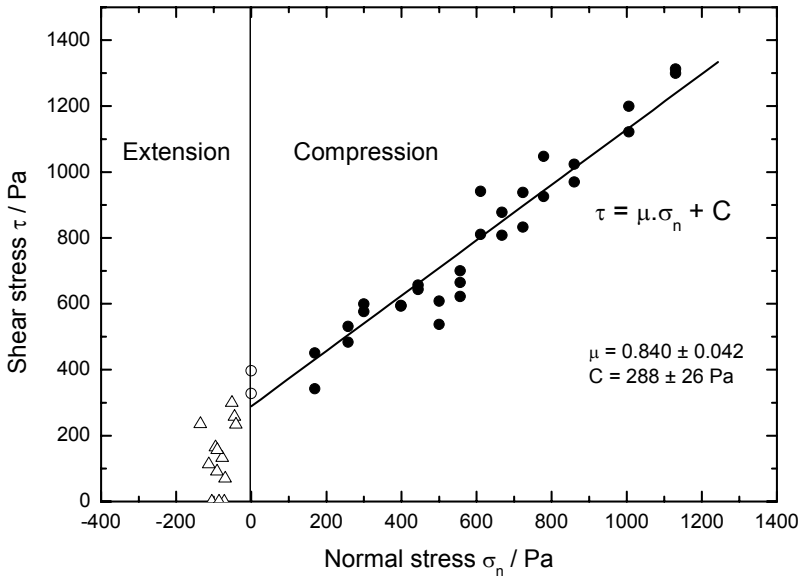


Figure 6

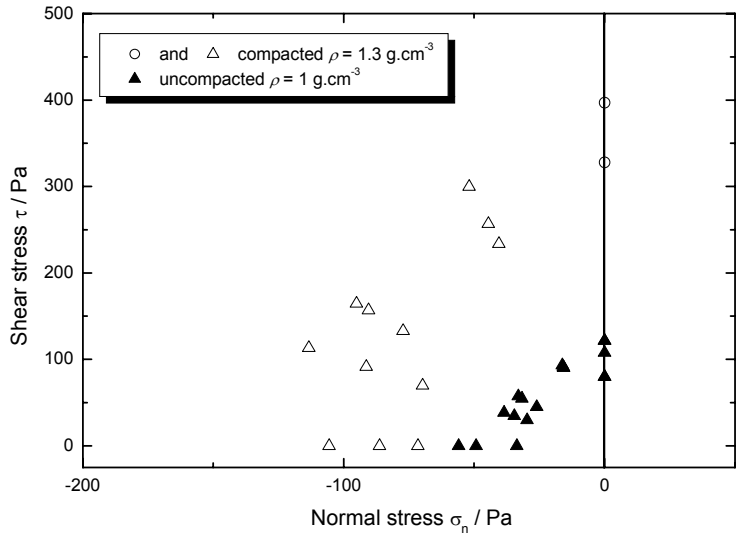


Figure 7

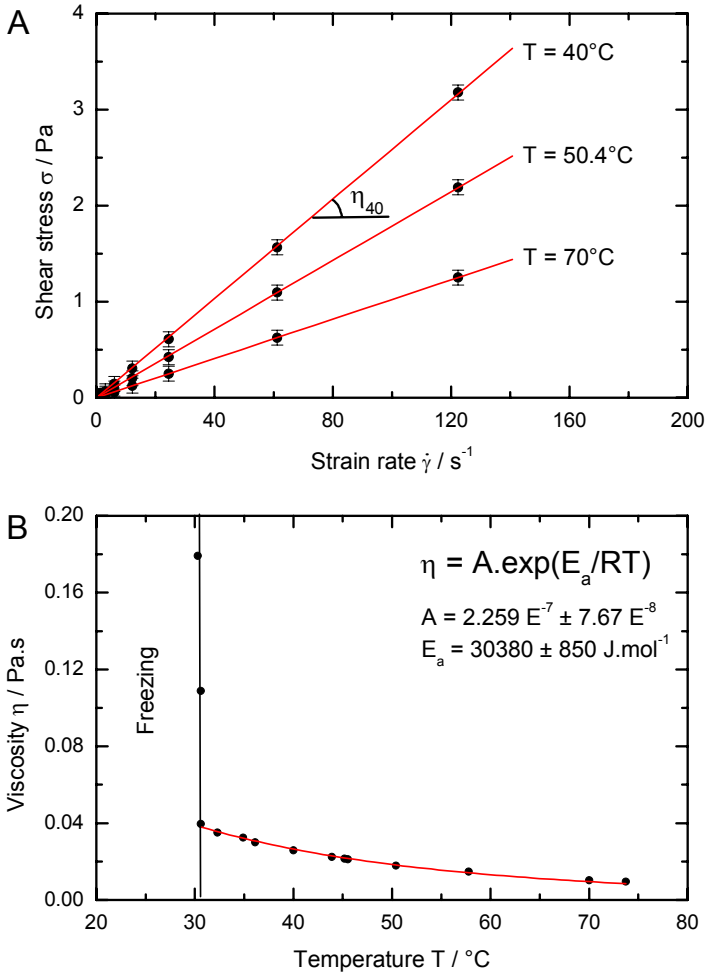

A
Shear stress σ / Pa
Strain rate γ̇ / s-1
T = 40°C
T = 50.4°C
T = 70°C
η40
B
Viscosity η / Pa.s
Temperature T / °C
Freezing
η = A.exp(Ea/RT)
A = 2.259 E-7 ± 7.67 E-8
Ea = 30380 ± 850 J.mol-1

Figure 8

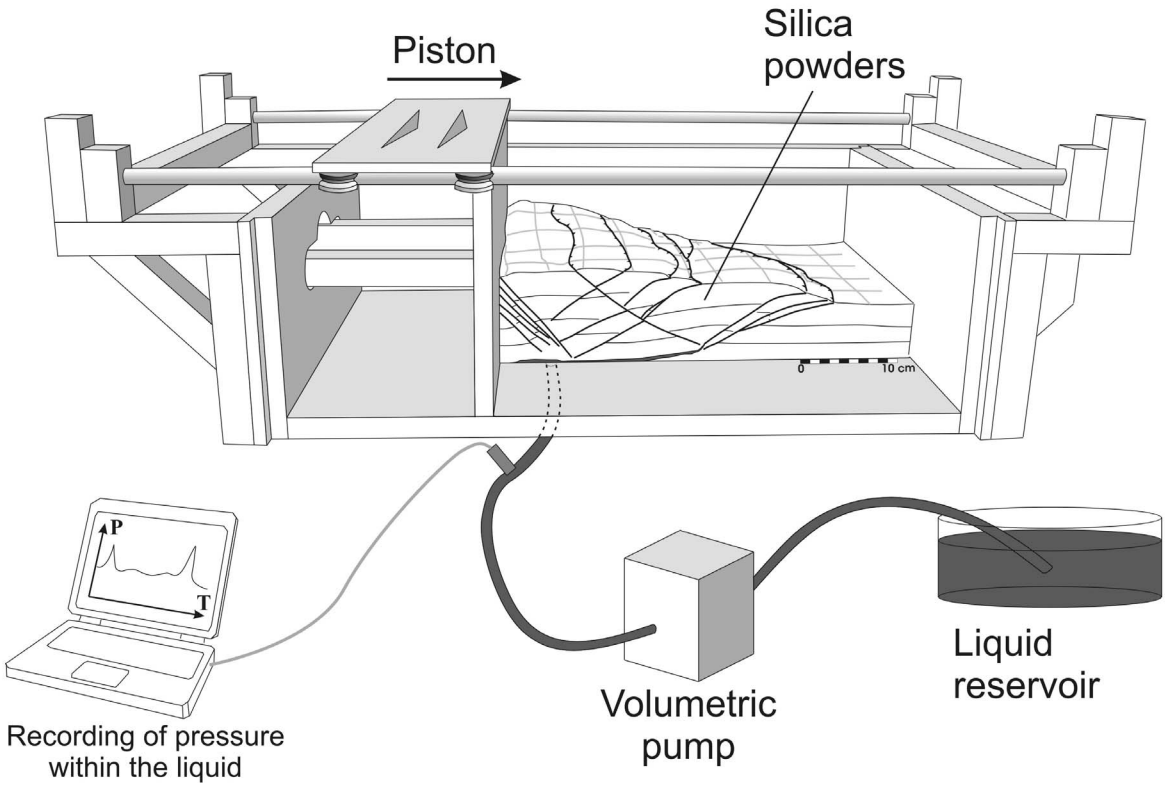

Piston
Silica
powders
0
10 cm
P
T
Recording of pressure
within the liquid
Volumetric
pump
Liquid
reservoir

Figure 9

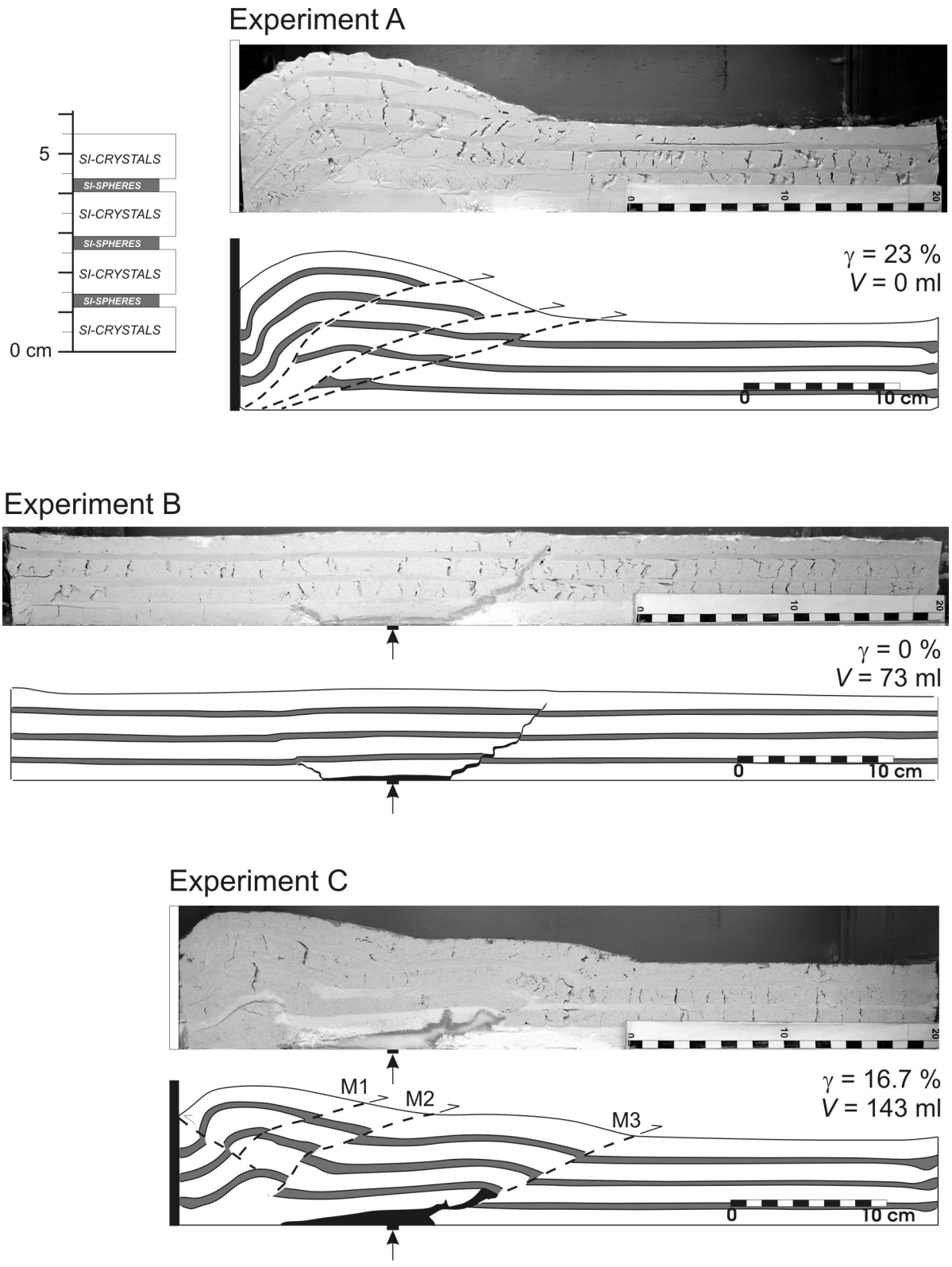

Experiment A
5
SI-CRYSTALS
SI-SPHERES
SI-CRYSTALS
SI-SPHERES
SI-CRYSTALS
SI-SPHERES
SI-CRYSTALS
0 cm
γ = 23 %
V = 0 ml
0
10 cm
Experiment B
γ = 0 %
V = 73 ml
0
10 cm
Experiment C
M1
M2
M3
γ = 16.7 %
V = 143 ml
0
10 cm

Figure 10

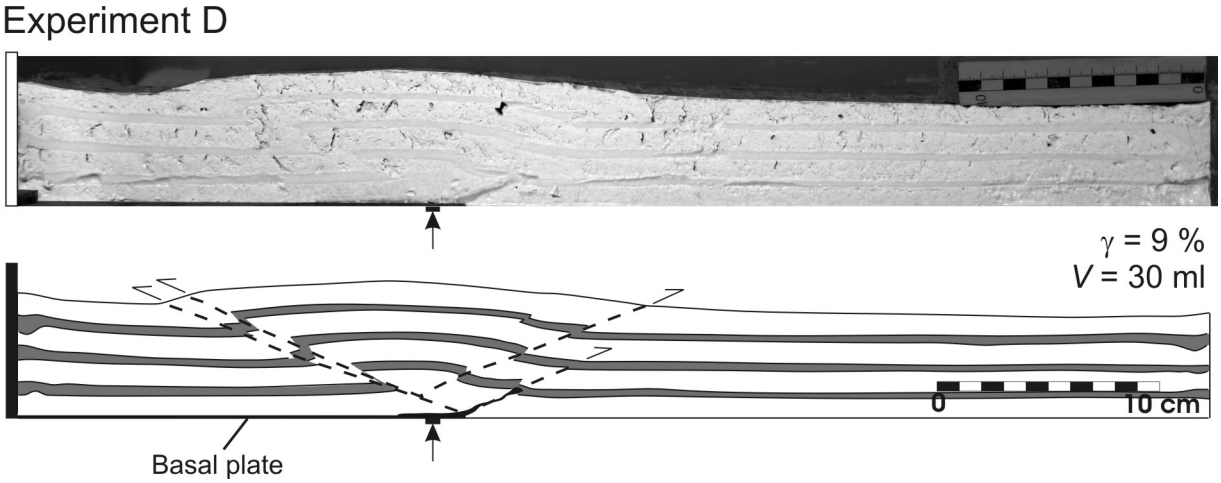


Figure 11

Chapitre 4

Expériences analogiques : injection de magma dans une croûte fragile homogène en contexte tectonique chevauchant

1 Introduction

Cette partie présente plusieurs séries d'expériences dans lesquelles l'huile végétale est injectée dans des modèles constitués de poudre de silice cristalline (SI-CRYSTAL du Chapitre 3) homogène. Pendant l'injection de l'huile, la poudre de silice cristalline est déformée à l'aide d'un piston mobile (voir chapitre 3). Les objectifs de cette partie sont de comprendre :

(1) les mécanismes de mise en place des magmas dans la croûte fragile ;
(2) l'influence de la déformation sur la mise en place des magmas ;
(3) l'influence de l'injection magmatique sur la déformation.

Les résultats de nos expériences montrent que les magmas peuvent se propager et remonter le long de chevauchements pendant un raccourcissement tectonique. Ils mettent également en évidence l'influence de la déformation sur la mise en place des magmas, et *vice versa*.

1.1 Dispositif et protocole expérimentaux

Le dispositif expérimental est décrit en détail dans le chapitre 3. Il consiste en une boite de plexiglas rectangulaire de dimensions 60 cm × 40 cm × 20 cm, d'un piston mobile se déplaçant à vitesse constante v_p, d'un réservoir d'huile végétale chauffée connecté à une pompe qui injecte l'huile à la base du modèle à débit constant D (Figure 4.1). La vitesse du piston et le débit de l'injection sont deux paramètres indépendants.

Dans les expériences présentées dans cette partie, les modèles sont homogènes et constitués uniquement de poudre de silice cristalline compactée, de densité $d \approx 1.33$. Les expériences sont préparées en saupoudrant plusieurs couches de masse connue de poudre de silice cristalline. La première couche est disposée au fond du dispositif, puis aplanie. Une fine couche de sable coloré en bleu est saupoudrée à la surface de la silice. Cette succession est répétée une seconde fois. Une dernière couche de poudre de silice cristalline est saupoudrée au-dessus des précédentes, puis aplanie.

Dans cet empilement, les niveaux de sable constituent des marqueurs internes de la déformation. Le modèle est donc constitué de trois couches de poudre de silice séparées par des fins lisérés de sable bleu. L'épaisseur de ces lisérés étant très faible, nous pouvons raisonnablement considérer que le modèle est homogène. Cet empilement est ensuite

compacté à l'aide d'un pistolet vibreur. Les vibrations induisent une réduction de la taille des pores dans la poudre de silice, donc une diminution de son volume et de son épaisseur. Les vibrations sont arrêtées lorsque l'épaisseur de poudre de silice souhaitée est atteinte. La suite du protocole est décrite dans le chapitre 3.

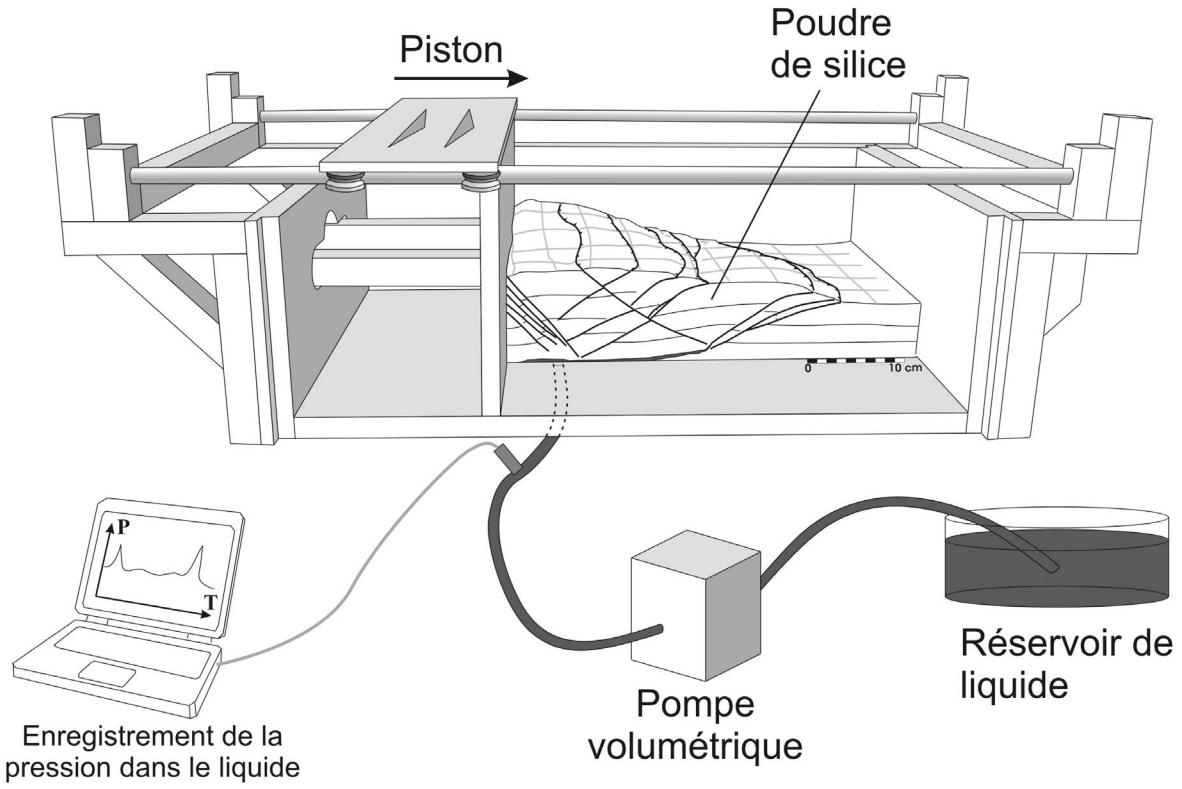


Figure 4.1. Schéma du dispositif expérimental.

1.2 Stratégie expérimentale

L'objectif de la modélisation expérimentale est de mettre en évidence des processus en comparant des expériences dans lesquelles un paramètre est variable. Dans nos séries d'expériences, la vitesse du piston (v_p), le débit de l'injection (D) et la quantité de déformation accumulée avant le début de l'injection (γ_i) sont variables. Les expériences présentées sont organisées en séries. La première série regroupe les expériences témoin dans lesquelles un seul processus est actif (déformation ou injection). Dans toutes les autres expériences, la déformation et l'injection de liquide sont actifs de manière synchrone. Ces dernières expériences sont regroupées en 3 séries principales :

(1) **série C** (Chronologique, voir § 2.2). Dans cette série, tous les paramètres sont identiques d'une expérience à l'autre, seule la quantité de déformation est variable. Cette série permet de connaître l'évolution dans le temps des structures à l'intérieur des modèles ;

(2) **série G** (variation de γ_i, voir § 2.3). Dans cette série, seule la position du point d'injection par rapport au piston est variable. Une variation de la position du point d'injection correspond à une variation de la quantité de raccourcissement γ_i accumulé dans la poudre de silice avant le début de l'injection ;

(3) **série A** (voir § 2.4). Dans cette série, γ_i est fixée et la vitesse du piston v_p et le débit de l'injection D sont variables. Cette série est organisée en sous-séries A1, A2 et A3 dans lesquelles un des deux paramètres est fixe ;

Tableau 1. Notations et unités des paramètres utilisés dans ce travail.

b	Exposant de la régression de L_i et de L_p en fonction de R	
D	Débit de l'injection du liquide	$m^3\ s^{-1}$, ml min^{-1}
L_0	Longueur initiale du modèle	m, cm
L_i	Longueur de l'intrusion	m, cm
L_p	Longueur du plateau non déformé	m, cm
P	Pression dans le liquide	Pa
P_i	Pression calculée au niveau du point d'injection	Pa
P_l	Pression lithostatique	Pa
R	Rapport sans dimension de la vitesse de déformation par le débit de l'injection	
S_p	Surface du plateau non déformé	m^2, cm^2
t	Temps pendant une expérience	s
t_{CS3}	Temps d'apparition du premier chevauchement arqué CS3	s
T_{CS3}*	Temps adimensionnel d'apparition du premier chevauchement arqué CS3	
t_{exp}	Durée de l'expérience	s
t_r	Intervalle de temps pris en compte dans les régressions des données de pression	s
t_{inj}	Durée de l'injection	s
V	Volume de liquide injecté au cours d'une expérience	m^3, ml
V_0	Volume injecté lors de l'apparition du chevauchement CS3	m^3, ml
V_i	Volume de liquide injecté	m^3, ml
V_m	Volume initial du modèle	m^3, ml
v_p	Vitesse du piston	m s^{-1}, cm min^{-1}
w	Epaisseur de l'intrusion	m, cm
γ	Raccourcissement accumulé à la fin de l'expérience	
γ_{CS3}	Raccourcissement accumulé lors de l'apparition de CS3	
γ_i	Raccourcissement acquis avant le début de l'injection	
σ_n	Contrainte normale au plan de fracture	Pa

Expériences	*Type*	V_p / cm min^{-1}	D / ml min^{-1}	R	γ	γ_i	V_i / ml	t_{exp} / s	t_{inj} / s
T1	Injection seule	0	15.7	0	0	0	47	180	180
T2	Déformation seule	0.96	0.0	∞	24.7	24.7	0	900	0
T3	Diachronisme	1.21	20.9	0 puis ∞	22.8	22.8	230	1320	660
C1	Chronologie	1.03	10.4	21.8	5.3	5.3	0	180	0
C2		1.05	10.4	22.1	9.6	5.3	24	320	140
C3		1.05	10.4	22.1	15.6	5.3	59	520	340
C4		1.06	10.4	22.3	21.8	5.3	94	720	540
G1	Variation de γ_i	0.41	15.7	5.7	15.8	5.3	230	1360	880
G2		0.41	15.7	5.8	16.2	9.4	146	1380	560
G3		0.41	15.7	5.7	18.4	13.7	94	1560	360
G4		0.41	15.7	5.7	26.6	18	188	2280	720
A1.1	Débit D fixe Vitesse du piston v_p variable	0.41	15.7	5.7	15.8	5.3	230	1360	880
A1.2		0.73	15.7	10.2	24.2	5.3	235	1160	900
A1.3		1.12	15.7	15.7	23.0	5.3	141	720	540
A1.3 bis		1.13	15.7	13.3	14.0	5.3	86	520	330
A1.4		1.60	15.7	22.5	27.5	5.3	125	600	480
A1.5		2.01	15.7	28.3	25.9	5.3	94	450	360
A2.1	Débit D fixe Vitesse du piston v_p variable	0.41	47.0	1.9	9.8	5.3	298	840	380
A2.1 bis		0.41	47.0	1.9	11.9	5.3	423	1020	540
A2.2		0.48	47.0	2.2	12.4	5.3	407	900	520
A2.3		0.73	47.0	3.4	19.9	5.3	548	960	700
A2.4		1.13	47.0	5.3	15.5	5.3	243	480	310
A2.5		1.60	47.0	7.5	24.7	5.3	329	540	420
A3.1 (=A1.3)	Débit D variable Vitesse du piston v_p fixe	1.12	15.7	15.7	23.0	5.3	141	720	540
A3.1 bis (=A1.3 bis)		1.13	15.7	13.3	14.0	5.3	86	520	330
A3.2		1.13	31.3	7.9	23.2	5.3	287	720	550
A3.3		1.13	47.0	5.3	15.5	5.3	243	480	310
A3.4		1.16	62.7	4.1	9.3	5.3	115	280	110

Tableau 2. Tableau des valeurs des paramètres expérimentaux (voir le texte pour explication). Les expériences sont organisées en séries. Les définitions des paramètres expérimentaux sont répertoriées dans le Tableau 1.

2 Résultats expérimentaux

2.1 Expériences témoin

2.1.1 Expérience T1 : injection sans déformation

Dans cette expérience, le piston est immobile et l'injection s'effectue dans un champ de contraintes lithostatique. L'intrusion est de forme étroite et allongée (« sheet-like intrusions ») et son épaisseur est de l'ordre de 1 à 3 mm (Figure 4.2). L'intrusion comprend

une partie horizontale située à la base de la poudre de silice (sill basal) et une partie redressée qui prolonge le sill basal (dykes). Cette structure est axisymétrique dans l'espace et présente une forme de bol. La symétrie axiale reflète la symétrie du champ de contrainte qui n'est pas contrôlée par le piston. A la fin de l'expérience, le liquide a atteint la surface après 180 s d'injection (point d'éruption non visible sur la Figure 4.2) (Tableau 2).

L'évolution de la pression du liquide mesurée au cours de l'expérience T1 est représentée dans la Figure 4.3. Quelques secondes après la mise en route de la pompe, à $t = 0$, la pression dépasse la valeur de saturation du capteur (~ 11000 Pa) pendant plusieurs secondes, ce qui se traduit par un plateau horizontal (Figure 4.3). Rapidement, la pression diminue de manière régulière en suivant une courbe de forme hyperbolique. Après 30 s d'injection, la décroissance de la pression accélère, ce qui se traduit par un point d'inflexion (Figure 4.3). Après cette inflexion, la pression du liquide diminue de nouveau en suivant une courbe de forme hyperbolique jusqu'à la fin de l'expérience.

Pendant l'expérience, la pression interne de l'huile a poussé verticalement la poudre de silice sus-jacente en formant un léger bombement en dôme à la surface du modèle (Figure 4.4). Les bords du dôme sont le siège d'un cisaillement vertical du fait du gradient latéral de surrection (Figure 4.4, § 3.1.3.4 du Chapitre 2). Ce cisaillement induit la mise en place d'un champ de contraintes local où les contraintes principales sont probablement obliques par rapport au plan de cisaillement.

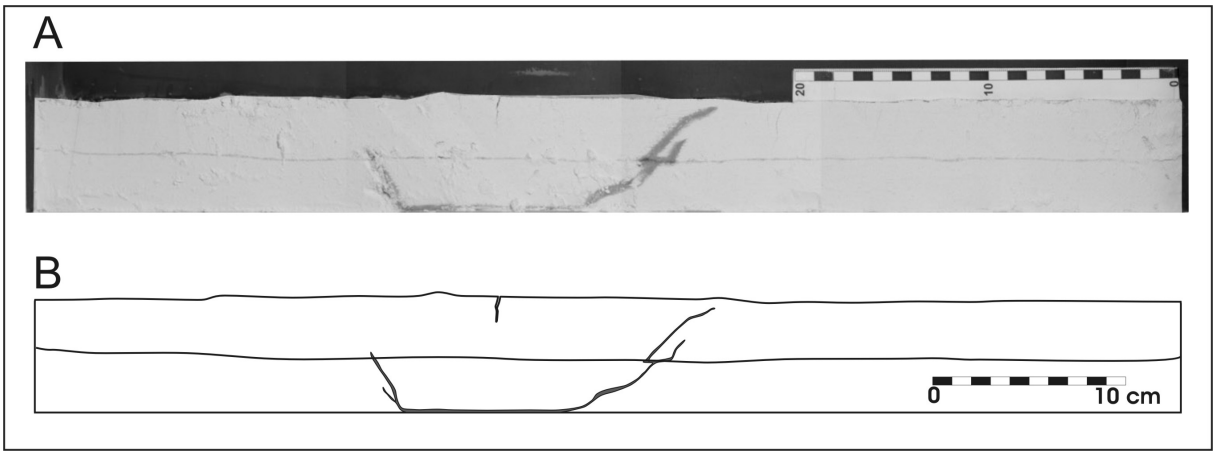


Figure 4.2. Coupes longitudinales de l'expérience T1. **A**. Photographie de la coupe longitudinale passant par le point d'injection de l'expérience témoin T1. **B**. Dessin schématique de la coupe ci-dessus. Dans le schéma, l'auréole de percolation du liquide n'est pas représentée.

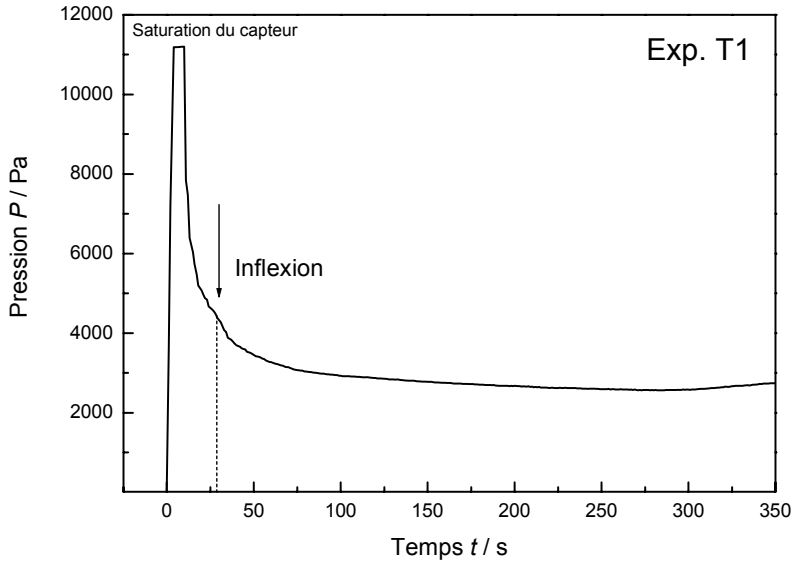


Figure 4.3. Pression de l'huile végétale en fonction du temps. La pression a été mesurée au cours de l'expérience T1. Après 30 s d'injection, la pression marque un point d'inflexion.

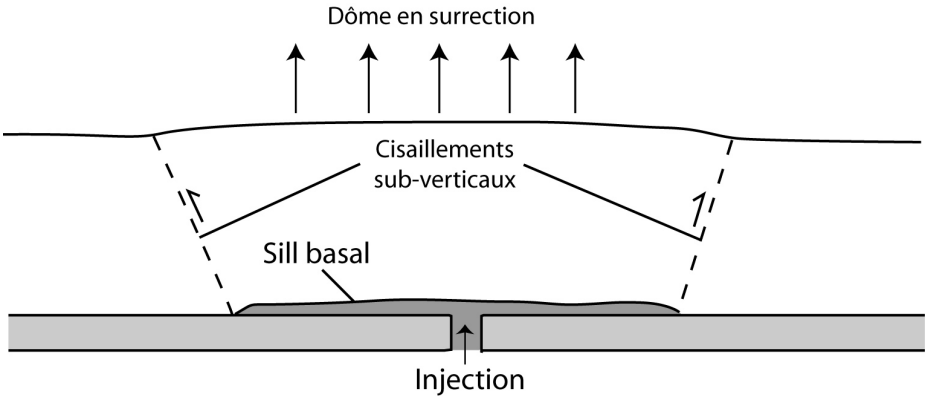


Figure 4.4. Figure schématique de la géométrie des structures dans l'expérience T1. L'intrusion basale (sill en gris foncé) pousse verticalement son encaissant en dôme. Le différentiel de surrection induit des cisaillements sub-verticaux sur les bords du dôme.

2.1.2 Expérience T2 : déformation sans injection

Dans cette expérience, il n'y a pas d'injection de liquide. Le piston est mobile et induit un raccourcissement dans la poudre de silice. Après 100 s de raccourcissement (3 % de déformation), un premier chevauchement synthétique du mouvement du piston s'est initié à la base du piston (Figure 4.5). Le raccourcissement se poursuivant, la déformation s'arrête sur le premier chevauchement, et la déformation est transférée au niveau d'un deuxième

chevauchement en position externe (Figure 4.5). Après 300 s (8 % de déformation), trois chevauchements se sont formés. Ensuite, au fur et à mesure que le raccourcissement se poursuit, une série de chevauchements se forme à la suite des deux premiers (Figure 4.5). Après 900 s, la déformation est stoppée et la géométrie finale du modèle correspond à un prisme d'accrétion (Figure 4.6).

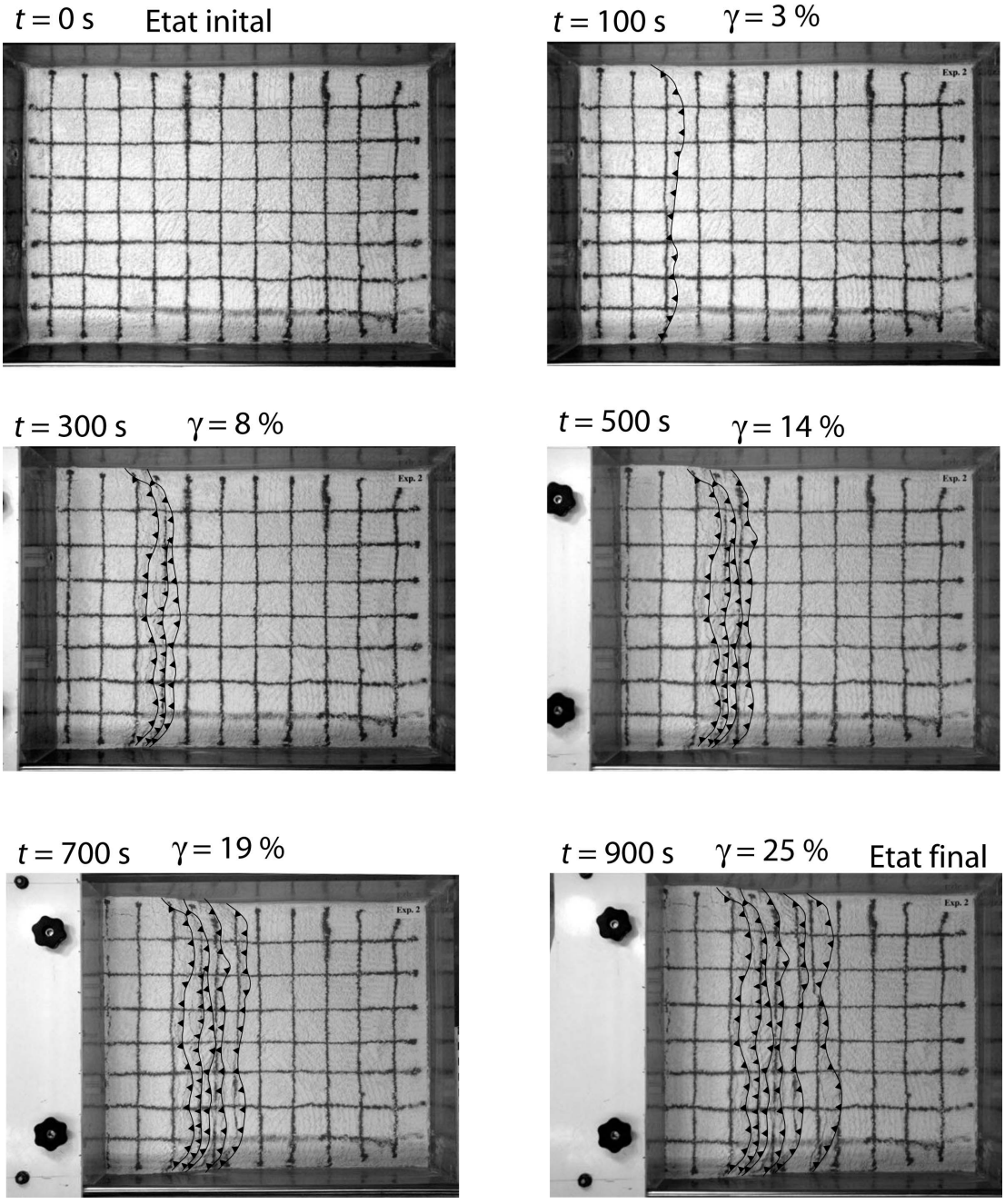


Figure 4.5. Vues de surface de l'expérience T2. Chaque vue correspond à un temps *t* après le début de l'expérience. Le piston est à gauche et se déplace vers la droite. Le quadrillage est constitué de sable et correspond à des marqueurs de la déformation. Les chevauchements qui apparaissent au cours de l'expérience sont redessinés.

Après la fin de l'expérience, le modèle est découpé en coupes longitudinales verticales (Figure 4.6). La géométrie profonde des chevauchements synthétiques du mouvement du piston est observable sur ces coupes. La pente de ces structures est régulière de l'ordre de 30 à 40° (Figure 4.6). L'espacement entre les chevauchements synthétiques est régulier, de l'ordre de 3 à 5 cm. Les rejets verticaux sont relativement constants entre 1 et 2 cm. Contre le piston, l'épaississement est accommodé par une série de rétro-chevauchements (Figure 4.6). La pente des rétro-chevauchements est de l'ordre de 40 à 50°. La pente du prisme est de l'ordre de ~ 20° (Figure 4.6).

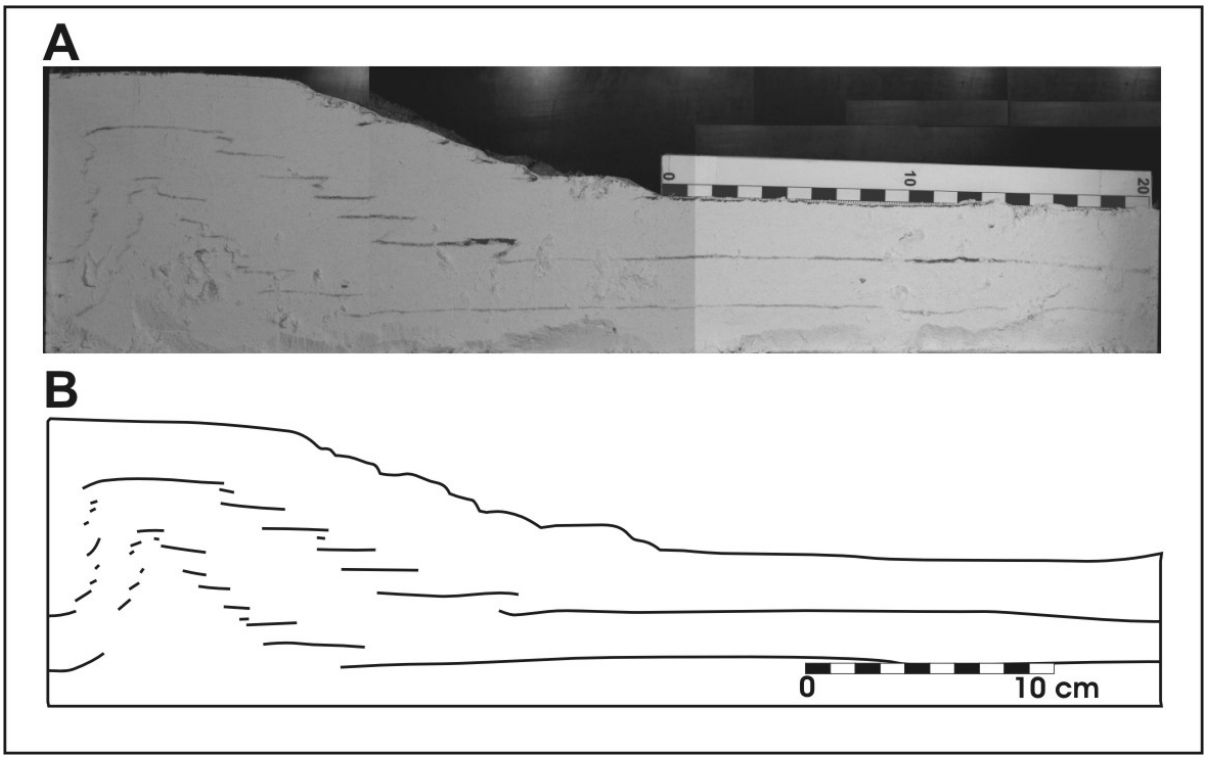


Figure 4.6. Coupes longitudinales de l'expérience T2. **A**. Photographie de la coupe longitudinale passant par le milieu de la boite de l'expérience témoin T2. **B**. Dessin schématique de la coupe ci-dessus. La géométrie finale du modèle est similaire aux prismes d'accrétion obtenus dans des modèles de sable (Huiqi et al., 1992).

2.1.3 Expérience T3 : injection après la déformation

Dans cette expérience, la déformation et l'injection d'huile ne sont pas simultanées. Dans un premier temps, la poudre de silice cristalline est raccourcie de près de 23 %, induisant la formation d'un prisme chevauchant similaire à celui obtenu dans l'expérience T2 (Figure 4.7). Après la fin du raccourcissement, l'huile végétale est injectée dans le modèle à débit constant D = 20 ml min^{-1}. L'expérience est arrêtée après 660 s d'injection, avant que le liquide n'atteigne la surface du modèle.

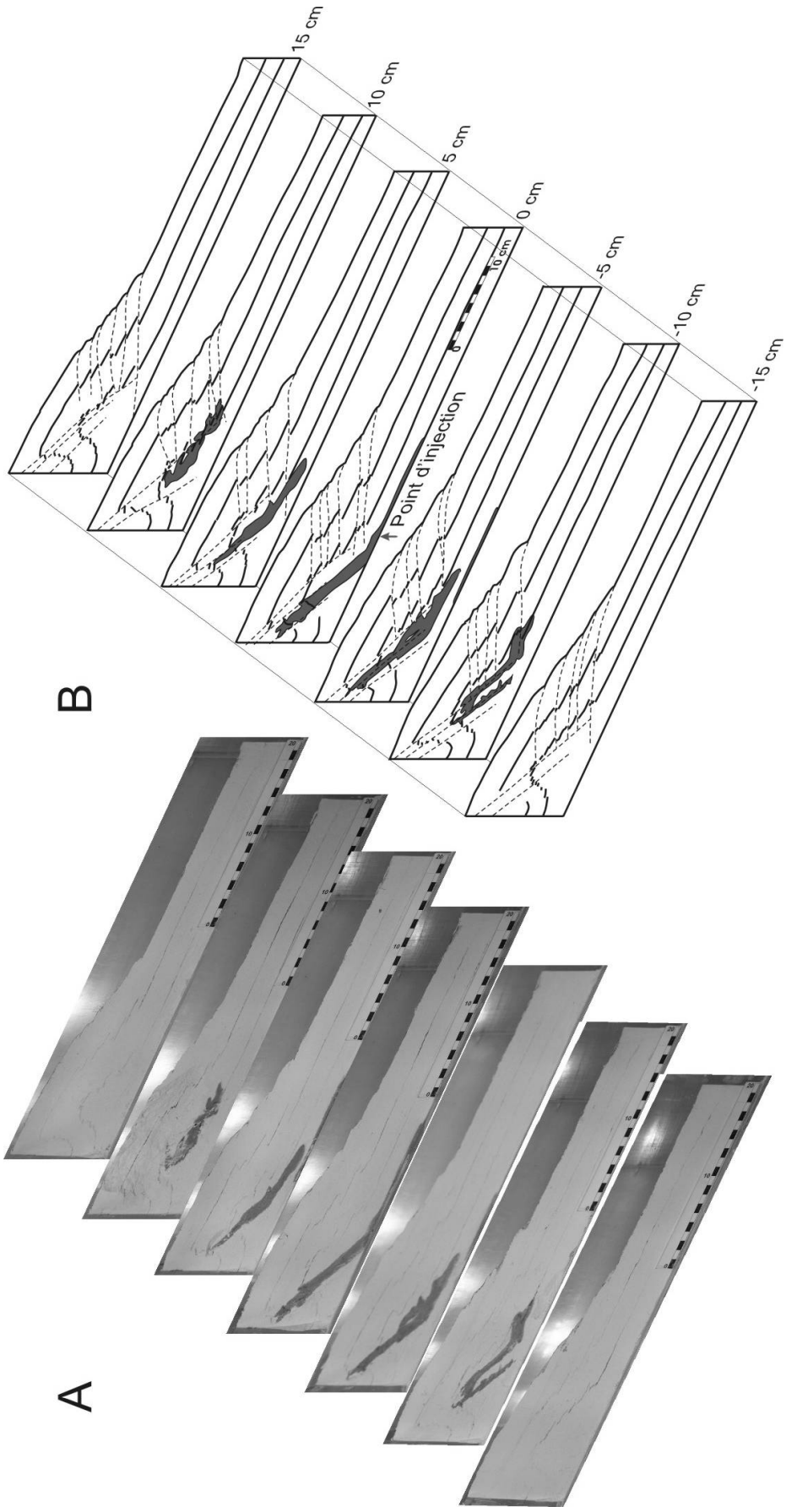


Figure 4.7. Géométrie 3D de l'expérience T3. **A**. Images photographiques ; **B**. Figures redessinées correspondantes. Les failles sont tracées en pointillés, l'intrusion correspond aux zones grisées. La coupe à 0 cm se situe au niveau du point d'injection ; les coupes -5 à -10 cm sont les coupes en avant du point d'injection, les autres sont situées en arrière du point d'injection.

A la fin de l'expérience, le modèle est découpé en coupes sériées espacées de 5 cm. (Figure 4.7). Sur ces coupes, les failles sont tracées en pointillés et l'intrusion de liquide correspond aux zones grisées. Une partie de l'intrusion est située à la base de la poudre de silice (sill basal). Puis l'intrusion remonte parallèlement aux rétro-chevauchements en direction du piston. Sur la coupe à -10 cm du point d'injection, l'intrusion est constituée de deux lames, chacune superposée à un rétro-chevauchement (Figure 4.7). A partir de ces lames, un certain nombre de petites langues de liquide remontent vers la droite, et se prolongent vers la surface en suivant des chevauchements synthétiques (Figure 4.7).

Contrairement à l'expérience T1, l'intrusion de l'expérience T3 ne présente pas une forme de bol. Sur toutes les coupes, il existe des similitudes géométriques fortes entre les failles et l'intrusion. Ceci suggère que les failles peuvent contrôler la mise en place du liquide. On note dans cette expérience que l'huile remonte préférentiellement dans les rétro-chevauchements.

La forme de la courbe de pression mesurée dans l'expérience T3 et similaire à celle de l'expérience T1 (Figure 4.8). On retrouve l'augmentation rapide de la pression dès le début de l'injection, puis la décroissance suivant une forme hyperbolique. On note également un point d'inflexion à $t \approx 10$ s, moins marqué que dans l'expérience T1.

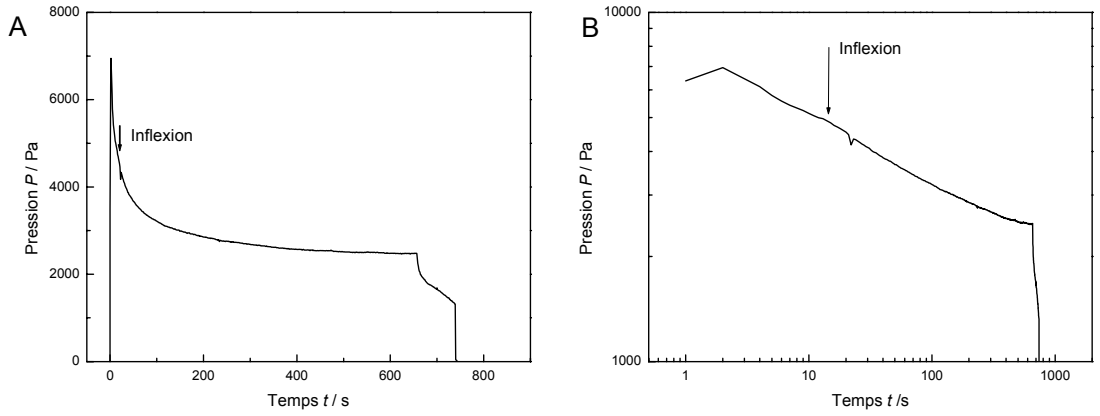


Figure 4.8. Pression de l'huile végétale en fonction du temps. La pression a été mesurée au cours de l'expérience T3. Après 10 s d'injection, la pression marque un point d'inflexion. **A**. En représentation normale. **B**. En représentation log – log. La chute de pression après 650 s correspond à la fin de l'injection et de l'expérience.

2.2 Série d'expériences chronologiques : série C

Au cours du déroulement d'une expérience, nous n'avons pu observer les structures internes du modèle. Les seules données disponibles en temps réel sont les données de pression et les données de surface fournies par les traces cartographiques des chevauchements. Afin de connaître l'évolution des structures internes d'un modèle au cours du temps, une série d'expériences réalisées dans les mêmes conditions expérimentales a été effectuée (série C) (Figure 4.9). La quantité de déformation (γ) est croissante de l'expérience C1 (γ = 5.3 %) à l'expérience C4 (γ = 21.6 %). Toutes ces expérience mises bout à bout montrent l'évolution des structures dans les expériences au cours du temps (Figure 4.9). Cette succession permet de reconstruire l'évolution suivante :

(1) le stade initial correspond à une couche de silice cristalline horizontale, d'épaisseur homogène. Les marqueurs en surface sont linéaires. Les marqueurs internes sont horizontaux (Figure 4.9). La déformation débute, sans injection ;

(2) après ~ 5 % de raccourcissement (γ_i) sans injection (expérience C1), un premier chevauchement synthétique du mouvement du piston CS1, à vergence vers la droite, apparaît à la base du piston (Figure 4.9). On note également la présence d'un deuxième chevauchement synthétique CS2. L'espacement entre CS1 et CS2 est de 2 à 4 cm. L'épaississement occasionné par le raccourcissement est accommodé contre le piston par une série de rétro-chevauchements. L'injection de liquide débute à ce stade ;

(3) après ~ 10 % de raccourcissement (expérience C2), le raccourcissement est accommodé au niveau de CS2. Pendant la déformation, le liquide injecté se met en place à la base de la poudre de silice cristalline sous la forme d'une intrusion horizontale fine de quelques millimètres d'épaisseur (Figure 4.9). L'intrusion occasionne un léger bombement en surface de la poudre de silice. A droite de l'intrusion, les marqueurs horizontaux à l'intérieur de la poudre de silice sont légèrement décalés. Ce décalage marque l'initiation d'un nouveau chevauchement (CS3) dont la trace cartographique en surface est arquée ;

(4) après ~ 15 % de raccourcissement (expérience C3), la déformation devient inactive sur les chevauchements CS1 et CS2 et est entièrement transférée sur le chevauchement arqué CS3. Sur la vue de surface, ce chevauchement apparaît courbe. En coupe, le chevauchement CS3 s'enracine à la terminaison externe de l'intrusion (Figure 4.9). Le bloc non déformé de poudre de silice situé entre les chevauchements CS2 et CS3 représente un plateau de ~14 cm de longueur. En 3D, l'intrusion n'est plus

axisymétrique par rapport à un axe vertical passant par le point d'injection, mais elle est symétrique par rapport à un plan vertical parallèle à la direction de raccourcissement, passant par le point d'injection. Par rapport à l'étape précédente, l'intrusion s'est épaissie et peu élargie (Figure 4.9) ;

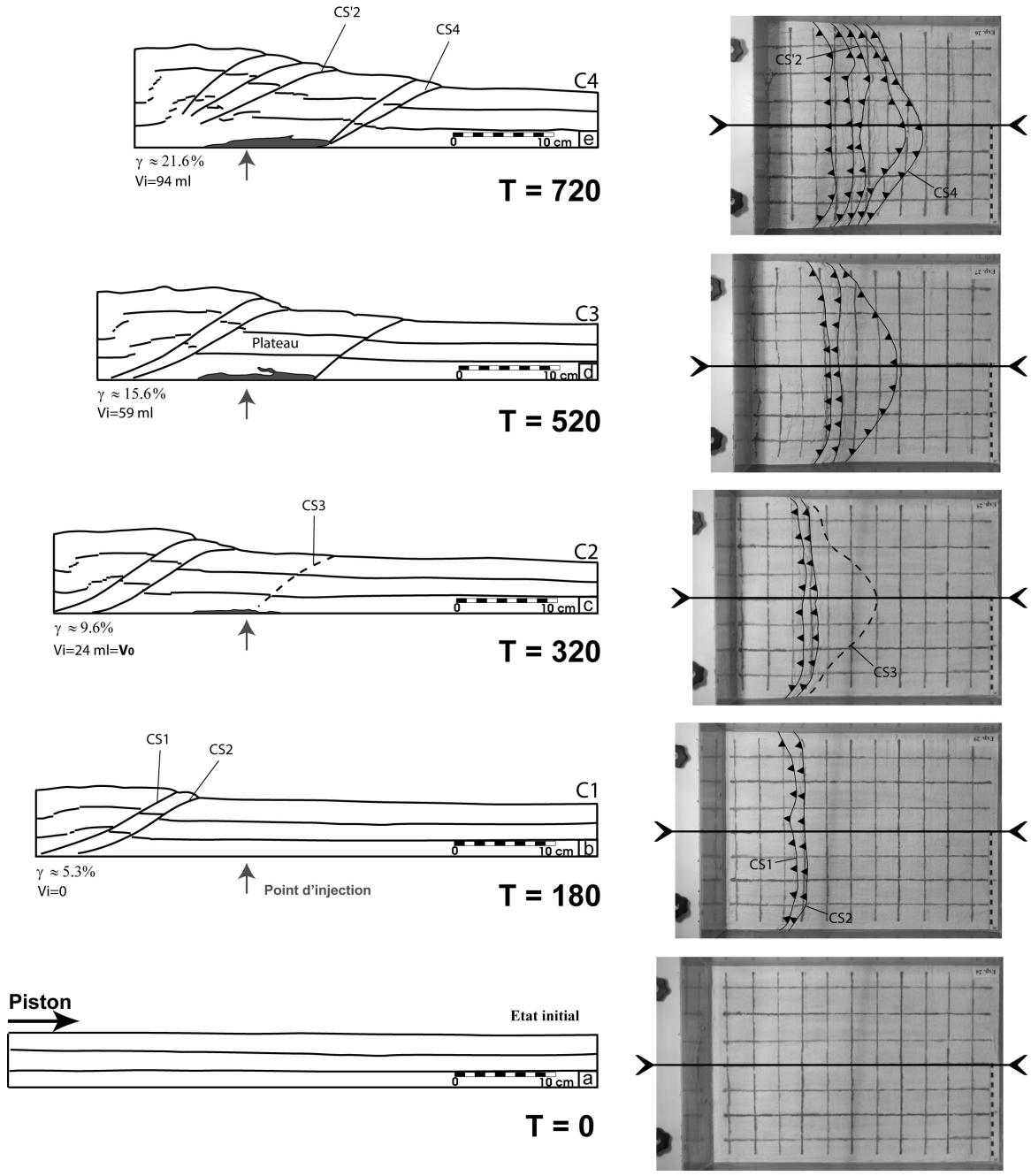


Figure 4.9. Coupes longitudinales (gauche) et vues de surface correspondantes (droite) de la série d'expériences C (Tableau 2). Sur les coupes, le point d'injection est matérialisé par une flèche. Pour chaque expérience, la durée de l'expérience (T), la quantité de déformation (γ) et le volume injecté (V_i) sont indiqués. Les traits noirs localisent les coupes.

(5) Après plus de 20 % de raccourcissement (expérience C4), la déformation est entièrement accommodée par des structures situées à droite de l'intrusion. Un nouveau chevauchement arqué (CS4) enraciné au niveau de la terminaison de l'intrusion accommode la déformation. Par rapport à l'étape précédente, l'intrusion horizontale s'est épaissie (1.5 – 2 cm d'épaisseur) mais pas élargie (Figure 4.9). Le plateau non déformé est remonté par le jeu du système chevauchant CS3 – CS4. La pente générale du prisme d'accrétion obtenu dans cette expérience est de l'ordre de 10°.

L'évolution des structures dans les modèles de la série d'expériences C se résume comme suit :

- apparition des chevauchements rectilignes CS1 et CS2 avant le début de l'injection ;
- début de l'injection, croissance d'un sill basal ;
- formation d'un chevauchement arqué CS3, enraciné sur le sill basal, individualisation d'un plateau non déformé ;
- déformation accommodée par le (ou les) chevauchement(s) arqué(s), épaississement de l'intrusion qui garde une longueur fixe.

Cette évolution montre que la longueur de la base de l'intrusion à l'état final est représentative de la taille du sill basal lors de la formation du chevauchement arqué. A partir de la géométrie finale de l'intrusion, il est donc possible de remonter à la géométrie du sill basal au moment où le chevauchement arqué CS3 apparaissait.

L'évolution des structures obtenues dans cette série d'expériences peut être généralisée à toutes les expériences du même type. Par la suite, nous utiliserons les mêmes termes de sill basal et CS1 à CS3 pour nommer les structures obtenues dans nos expériences.

2.2.1 Quantification des résultats

Les résultats obtenus dans la série d'expériences C sont, entre autre, d'ordre géométrique. Le plateau non déformé est caractérisé par sa longueur (L_p) et sa surface (S_p) (Figure 4.10). L'intrusion de liquide est, quant à elle, caractérisée par sa longueur à la base (L_i, Figure 4.10).

La série d'expérience C montre que lors de l'apparition du chevauchement CS3, la longueur du plateau non déformé ne varie plus (Figure 4.9). La longueur L_p du plateau non déformé mesuré sur les coupes longitudinales finales reflète donc la longueur du plateau lors de sa formation. La série C montre également que la base de l'intrusion ne grandit plus après

l'apparition du chevauchement arqué CS3. Ainsi, la longueur L_i de la base de l'intrusion sur les coupes longitudinales finales des modèles correspond à la longueur de la base de l'intrusion lors de l'apparition de CS3.

La surface du plateau S_p non déformé peut s'estimer à partir des vues de surface. Nous n'avons pas estimé la surface du plateau sur les vues de surface de l'état final, car la surface peut avoir subi une déformation ayant modifié la surface apparente du plateau. Nous avons utilisé les images de surface correspondant au moment où le chevauchement CS3, donc le plateau, apparaît. A ce moment précis, le plateau est parfaitement horizontal, et l'estimation de sa surface n'est pas biaisée par une déformation quelconque.

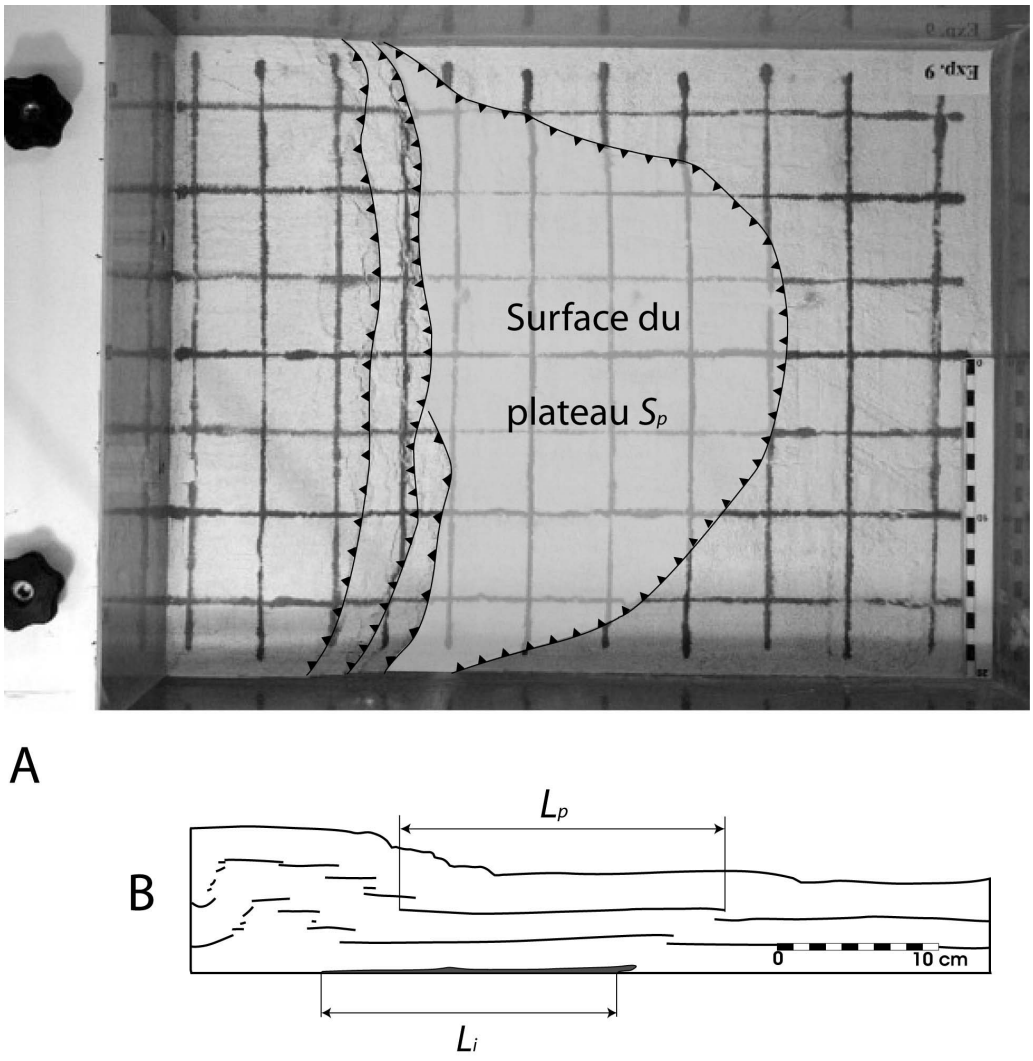


Figure 4.10. Définitions et quantification des résultats expérimentaux. Illustrés sur une vue de surface et une coupe longitudinale de l'expérience A1.1 (voir § 2.4.1). **A**. Vue de surface lors de l'apparition du chevauchement CS3. La surface de la zone grisée fournit la valeur de S_p. **B**. Coupe longitudinale de l'état final. La longueur de la base de l'intrusion fournit la valeur de L_i, et la longueur L_p du plateau non déformé se déduit de la distance entre deux failles dans la poudre de silice.

2.3 Série d'expériences G

Dans la série d'expériences G, l'influence de la quantité de déformation γ_i accumulée avant le début de l'injection est testée. Dans toutes les expériences de cette série, la vitesse de déplacement du piston v_p et le débit de l'injection D sont fixes.

L'évolution des paramètres expérimentaux au cours des expériences de cette série peut être illustrée en représentant le volume injecté V en fonction de la quantité de raccourcissement cumulé γ (Figure 4.11A). Dans ce graphique, la partie horizontale de la courbe correspond à la première étape de raccourcissement sans injection. Après un raccourcissement γ_i, l'injection est mise en route pendant que la déformation se poursuit. Cette deuxième étape correspond à la portion de droite dont la pente est égale au rapport D / v_p (Figure 4.11). Cette portion de droite rend compte de la vitesse relative de l'injection par rapport à la déformation.

Les géométries des structures des expériences G1, G2 et G3 sont similaires. On y retrouve une série de chevauchements enracinés à la base du piston (Figure 4.11). Ces chevauchements correspondent aux chevauchements rectilignes CS1 et CS2 de la série d'expériences C. Le compartiment inférieur de ces chevauchements est constitué par un plateau non déformé, à l'aplomb d'une intrusion plane horizontale située à la base du modèle (sill basal) (Figure 4.11). La bordure externe du plateau non déformé est un chevauchement enraciné au niveau de la terminaison externe du sill basal. Ce chevauchement correspond au chevauchement arqué CS3 de la série C.

Dans l'expérience G4, on retrouve les chevauchements rectilignes et un sill basal horizontal (Figure 4.11). En revanche, il est impossible de définir un plateau non déformé. En effet, la zone située entre le chevauchement frontal externe et les chevauchements CS1 et CS2 est parcourue par une série de fractures qui décalent les marqueurs horizontaux de quelques millimètres (Figure 4.11). Sur les vues de surface, le premier de ces chevauchements apparaît peu de temps après le début de l'injection. Les autres chevauchements apparaissent ensuite en position de plus en plus externe environ toutes les minutes, jusqu'à la mise en place du chevauchement frontal sur lequel tout le raccourcissement est accommodé à la fin de l'expérience.

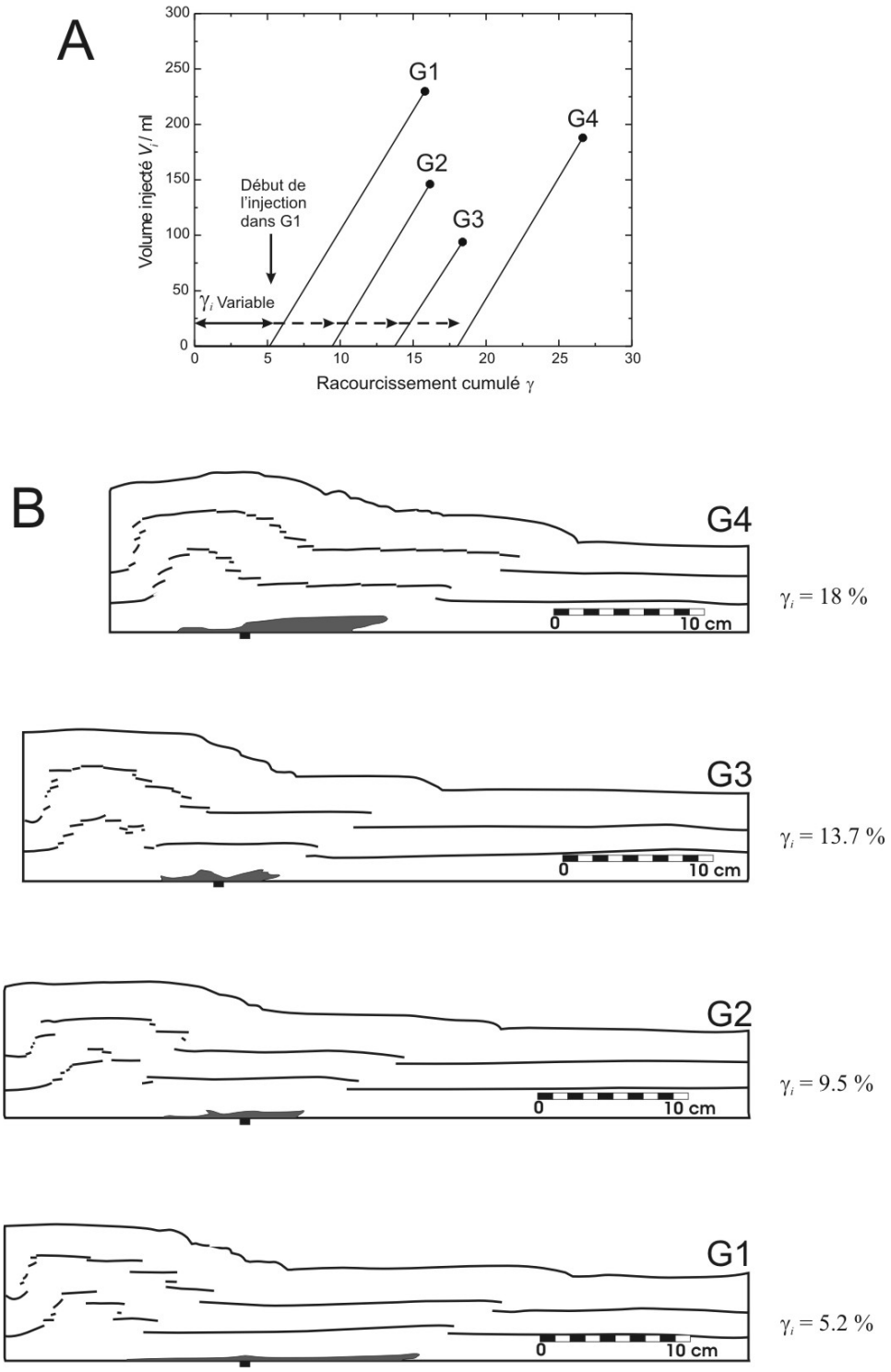


Figure 4.11. Série d'expériences G. **A**. Volume injecté en fonction de la quantité de raccourcissement accumulé. **B**. Coupes longitudinales des expériences de la série G. Les coupes passent toutes par le point d'injection. Les décalages des marqueurs horizontaux marquent la position des chevauchements. Les carrés noirs sous les coupes localisent le point d'injection.

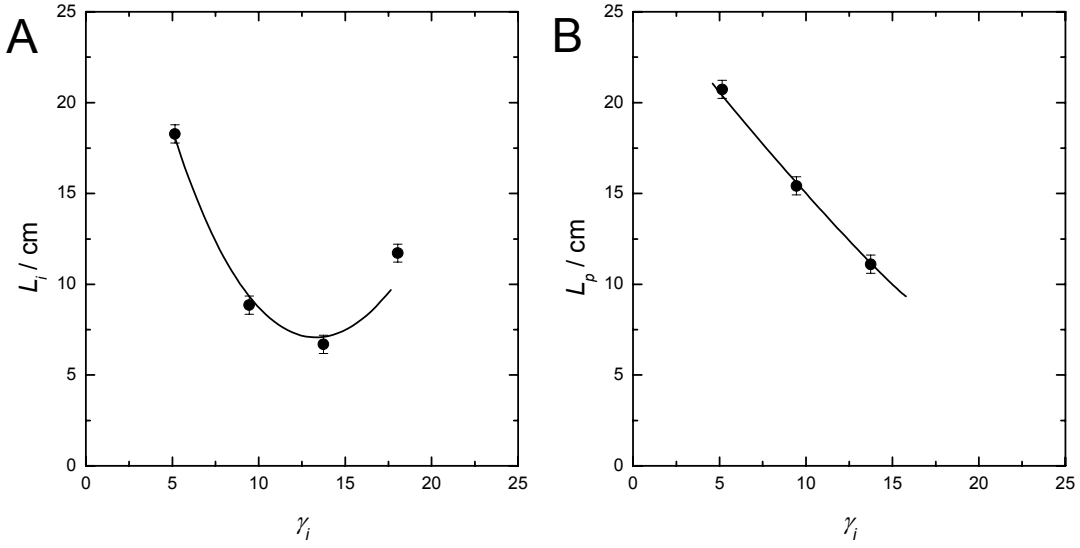


Figure 4.12. Résultats de la série G. **A**. Longueur de l'intrusion L_i en fonction de γ_i. **B**. Longueur du plateau non déformé L_p en fonction de γ_i.

Dans les expériences G1 à G3, les dimensions des structures sont variables en fonction de γ_i. La longueur de l'intrusion L_i diminue de 18 cm dans l'expérience G1 à près de 6 cm dans l'expérience G3 (Figure 4.12). Dans l'expérience G4, L_i augmente à plus de 11 cm (Figure 4.12). La longueur du plateau non déformé (L_p) diminue de ~ 20 cm à ~ 10 cm dans les expériences G1 à G3.

Les différences constatées entre l'expérience G4 et les autres expériences suggèrent que les processus observés dans G4 sont différents de ceux observés dans les autres expériences. Une variation du raccourcissement γ_i accumulé avant le début de l'injection induit un changement de mode d'intrusion du liquide et de déformation dans le modèle. Afin de s'affranchir de l'effet de γ_i dans les expériences présentées par la suite, ce paramètre est fixé. La valeur retenue est γ_i = 5.3 %, car les structures obtenues dans l'expérience G1 sont de grandes dimensions (Figure 4.12).

2.4 Série d'expériences A

Dans la série d'expériences A, le débit d'injection D et la vitesse du piston v_p sont variables d'une expérience à l'autre. Les paramètres expérimentaux utilisés dans cette série d'expériences sont indiqués dans le Tableau 2.

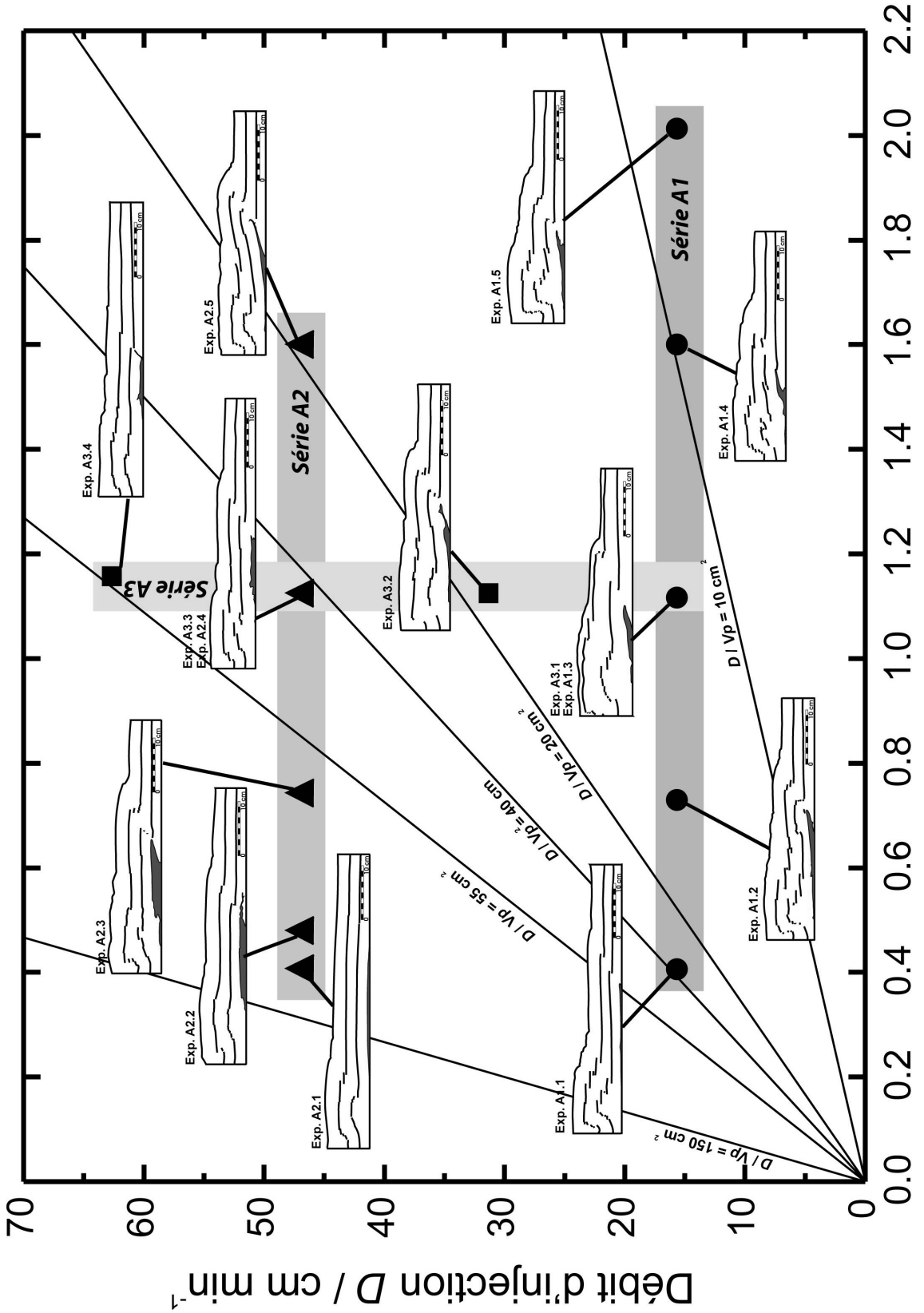


Figure 4.13. Graphique représentant l'ensemble des expériences de la série A dans un champ à deux dimensions D vs. v_p. La position des coupes est fonction des paramètres D et v_p des expériences. Les coupes longitudinales passent toutes par le point d'injection. Les zones grisées montrent l'organisation des expériences en sous-séries (A1, A2 et A3).

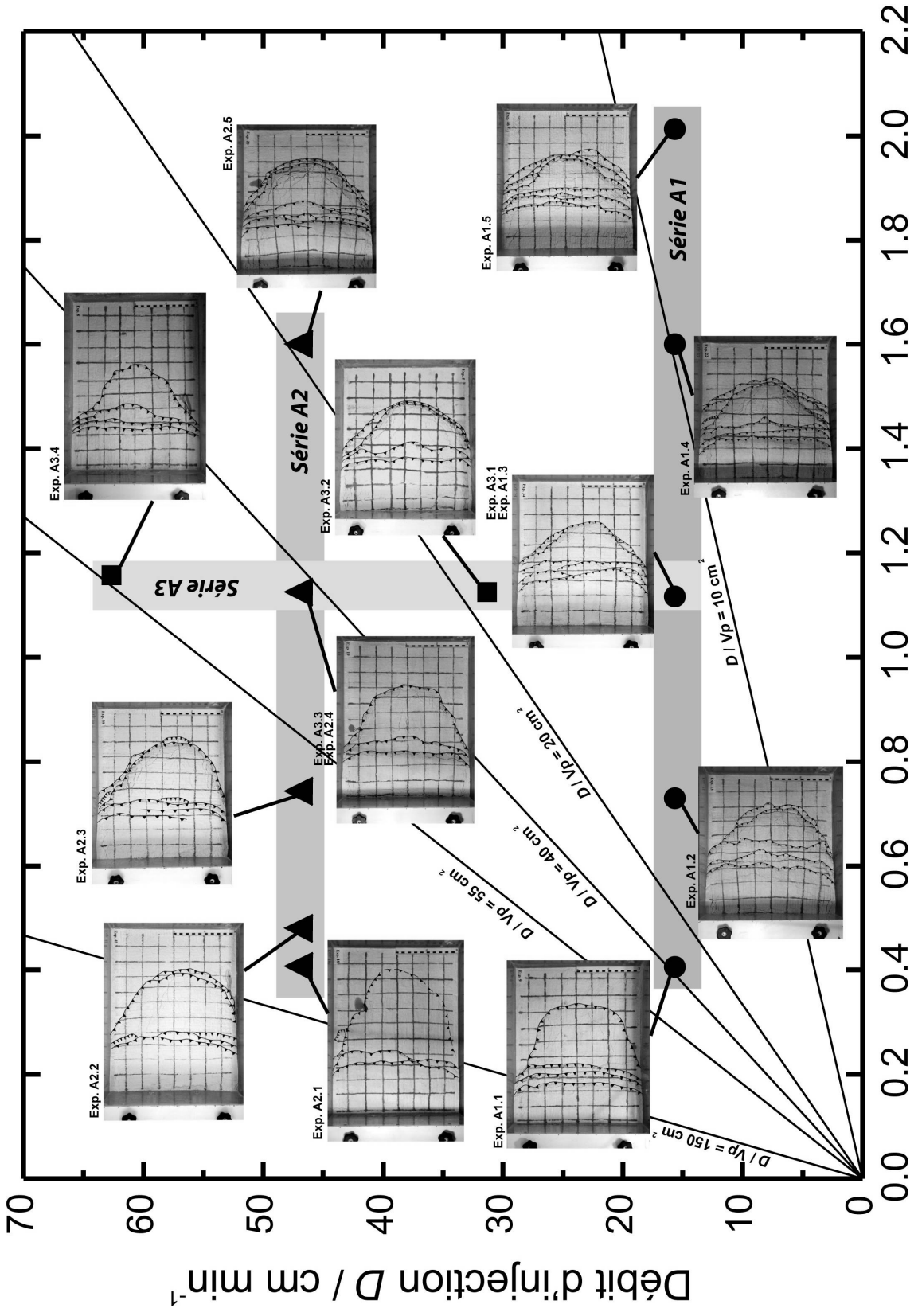


Figure 4.14. Graphique représentant l'ensemble des vues de surface de expériences de la série A. Les vues de surface correspondent toutes à l'état final des expériences. L'organisation est la même que dans la Figure 4.13.

Dans cette série, la vitesse du piston v_p varie entre ~ 0.4 et ~ 2 cm min^{-1} et le débit de l'injection D est variable entre 15.7 et 62.7 ml min^{-1} (Tableau 2, Figure 4.13 et Figure 4.14). Dans toutes les expériences de la série A, le protocole est le même que dans les expériences de la série C : la déformation débute avant le début de l'injection afin que la poudre de silice soit sous contraintes lorsque l'injection de l'huile débute. Le raccourcissement acquis avant le début de l'injection (γ_i) est constant à ~ 5 % pour toutes les expériences (Tableau 2).

Les Figure 4.13 et Figure 4.14 montrent l'organisation des expériences de la série A en fonction du débit de l'injection D et de la vitesse du piston v_p. La série A est organisée en 3 sous-séries d'expériences (A1, A2 et A3). Dans les sous-séries A1 et A2, le débit de l'injection D est constant, et la vitesse du piston v_p est variable (Tableau 2). Ces deux séries correspondent aux triangles et aux cercles noirs alignés horizontalement (Figure 4.13 et Figure 4.14). Dans la sous-série A3, c'est v_p qui est maintenu constante et le paramètre variable est le débit D. Cette série correspond aux points alignés verticalement. Certaines expériences sont communes à deux sous-séries lorsqu'elles se recoupent. Cette stratégie expérimentale permet de mettre en évidence et de quantifier l'effet du paramètre variable dans chacune des sous-séries. Les résultats obtenus dans les expériences de la série A sont indiqués dans le Tableau 3.

2.4.1 Série A1 : débit d'injection fixe D = 15.7 ml min^{-1}

Dans la série d'expériences A1, le débit de l'injection D est fixé à 15.67 ml min^{-1}. La vitesse de raccourcissement est variable entre 0.4 et 2.01 cm min^{-1} (Tableau 2). La Figure 4.15A illustre les vitesses relatives d'injection et de déformation dans chaque expérience de la série A1. Les droites représentent l'évolution au cours d'une expérience du volume injecté en fonction de la quantité de raccourcissement accumulé dans le modèle. Plus la pente des droites D / v_p est élevée, plus l'injection est rapide par rapport à la déformation. De l'expérience A1.1 à l'expérience A1.5, l'importance relative de l'injection par rapport à la déformation diminue (Figure 4.15).

Géométrie des structures

Les expériences de la série A1 sont représentées en coupes dans la Figure 4.15. Chaque expérience est représentée par la coupe longitudinale passant par le point d'injection. La quantité de déformation finie accumulée dans les expériences est d'environ 25 %. Ce n'est

pas le cas pour l'expérience A1.1 où l'arrêt de l'expérience coïncide avec l'éruption du liquide en surface après seulement 15.5 % de raccourcissement.

Sur les vues de surface des expériences de la série A1, plusieurs caractéristiques géométriques sont récurrentes (Figure 4.14). Premièrement, on retrouve trois chevauchements synthétiques du mouvement du piston parallèles entre eux et relativement rectilignes (équivalents de CS1, CS2 et CS'2 de la série C) (Figure 4.15). A droite de ces chevauchements, un plateau non déformé est délimité à sa droite par un ou plusieurs chevauchements synthétiques arqués (équivalents de CS3) (Figure 4.15). Dans les expériences A1.2 à A1.5, le liquide ne parvient pas à la surface. La surface S_p du plateau non déformé diminue de près de 600 cm^2 dans A1.1 à près de 200 cm^2 dans A1.5 (Figure 4.16). Dans l'expérience A1.1, l'éruption du liquide a lieu au niveau d'une rampe latérale du chevauchement arqué (Figure 4.14).

Tableau 3. Résultats expérimentaux obtenus dans les expériences de la série d'expériences A.

Expériences	R	L_i / cm	L_p / cm	V_0 / ml	S_p / cm^2	T_{CS3}*
A1.1	5.70	18.28	20.73	130.57	602.81	0.10
A1.2	10.24	15.98	13.48	99.23	456.11	0.13
A1.3	15.68	9.92	13.11	62.67	290.40	0.13
A1.3 bis	13.30	9.24	9.79	23.50	285.94	0.08
A1.4	22.47	10.31	10.94	39.17	324.86	0.11
A1.5	28.27	10.36	8.98	33.95	214.27	0.12
A2.1	1.91	29.03	28.72	282.02	714.30	0.08
A2.1 bis	1.90	28.76	25.18	313.36	727.47	0.10
A2.2	2.25	16.02	19.30	188.01	547.93	0.08
A2.3	3.39	17.01	19.08	203.68	498.13	0.10
A2.4	5.27	15.30	19.02	109.67	472.23	0.09
A2.5	7.49	13.41	16.89	101.84	390.06	0.11
A3.1	15.68	9.92	13.11	62.67	290.40	0.13
A3.1 bis	13.30	9.24	9.79	23.50	285.94	0.08
A3.2	7.90	12.69	13.13	57.45	312.26	0.09
A3.3	5.27	15.30	19.02	109.67	472.23	0.09
A3.4	4.06	10.71	15.94	31.34	351.67	0.06

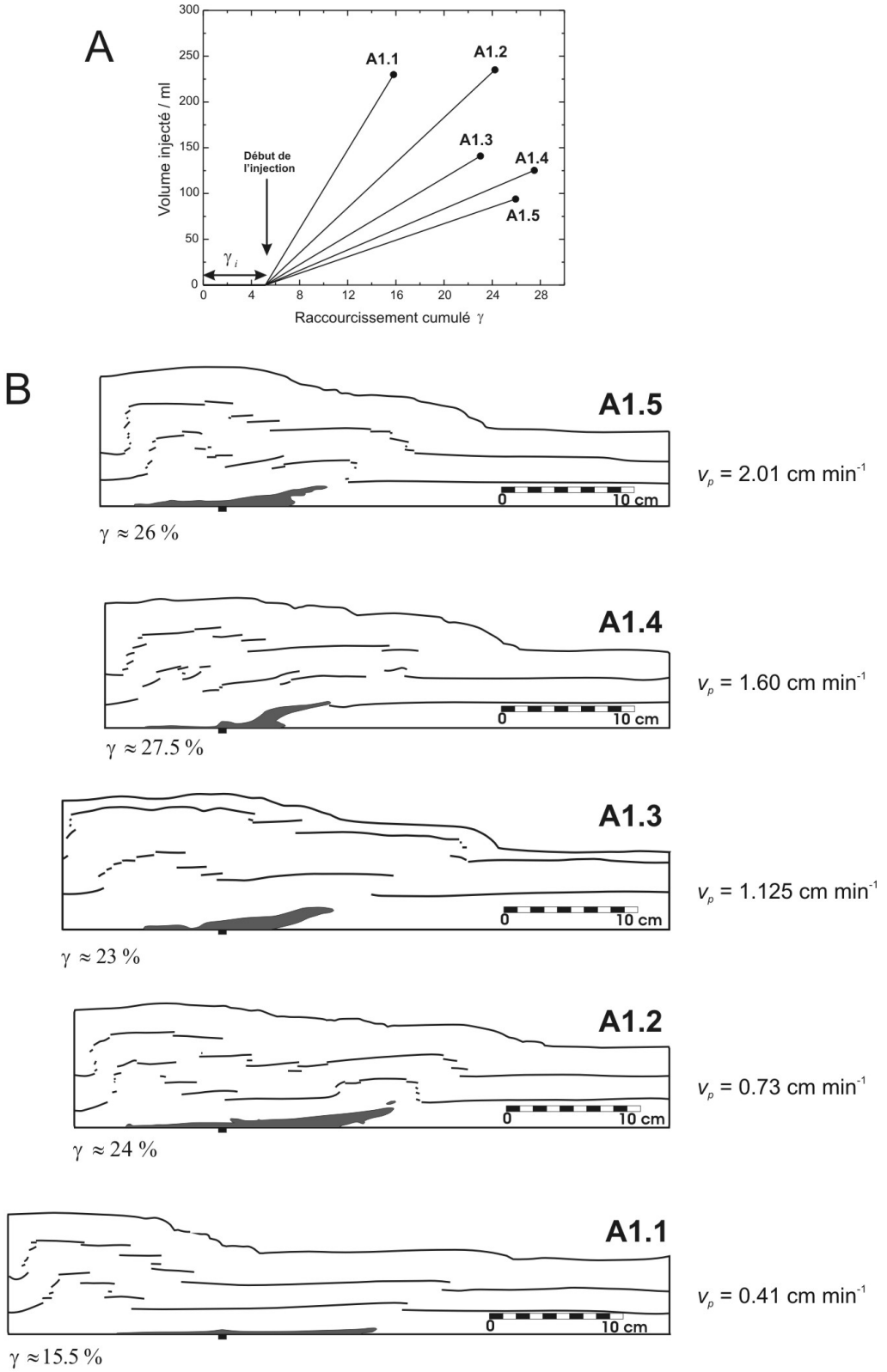


Figure 4.15. Série d'expériences A1. **A.** Volume de liquide injecté en fonction du raccourcissement cumulé. **B**. Coupes longitudinales passant par le point d'injection (carré noir).

Les coupes de la Figure 4.15 présentent des caractéristiques géométriques similaires. On retrouve une série de 2 à 3 chevauchements synthétiques enracinés à la base du piston, ainsi qu'un ou plusieurs chevauchements enracinés sur l'intrusion. Les premiers correspondent aux chevauchements rectilignes en vue de surface (CS1 et CS2), les deuxièmes correspondent aux chevauchements arqués (CS3). L'intrusion est asymétrique par rapport au point d'injection et semble indiquer un transport préférentiel du liquide vers la droite sur les coupes. Le liquide remonte souvent sur plusieurs centimètres le long du chevauchement CS3 (expériences A1.2 à A1.5, Figure 4.15). Un plateau non déformé s'observe au-dessus de l'intrusion.

Malgré les nombreux points communs entre les expériences de la série A1, un certain nombres de différences peuvent être notées. La taille de l'intrusion semble subir des variations d'une expérience à l'autre. Dans l'expérience A1.1, i.e. pour une vitesse de raccourcissement v_p faible (0.4 cm min^{-1}), la longueur de l'intrusion L_i atteint une valeur de 18 cm (Figure 4.16A). Dans les expériences A1.2 et A1.3, la valeur de L_i diminue (~16 puis ~9.5 cm respectivement) quand la vitesse de raccourcissement augmente (0.73 puis 1.125 respectivement). Dans l'expérience A1.4, la valeur de L_i augmente légèrement (~10.3 cm), puis diminue de nouveau dans l'expérience A1.5 (~9.5 cm) pour des valeurs de v_p croissantes. Globalement, la longueur du plateau L_i diminue lorsque la vitesse de raccourcissement augmente.

Des variations de la taille du plateau non déformé semblent également avoir lieu. La longueur du plateau non déformé L_p varie dans le même sens que L_i lorsque la vitesse de raccourcissement augmente (Figure 4.16B). Comme L_i, la valeur de L_p diminue lorsque la vitesse de raccourcissement v_p augmente.

En résumé, plus la vitesse de déformation est élevée, plus les intrusions et les plateaux non déformés sont de dimensions réduites.

Données de pression

La pression dans le liquide a été mesurée dans chacune des expériences de la série A1 (Figure 4.17). Toutes les courbes présentent la même forme. Le laps de temps entre le début de l'expérience (t = 0 s) et le début de l'injection correspond à l'étape de mise sous contrainte de la poudre de silice sans injection. Pendant cette étape, le modèle est raccourci de γ_t ~ 5.3 % et la pression est logiquement nulle (Figure 4.17). Au démarrage de la pompe, la pression augmente brutalement et le capteur de pression atteint la saturation (11000 Pa) dans la plupart

des cas (Figure 4.17). Après quelques secondes, la pression dans le liquide chute brutalement, puis diminue progressivement en suivant une courbe de forme hyperbolique qui tend vers une asymptote horizontale.

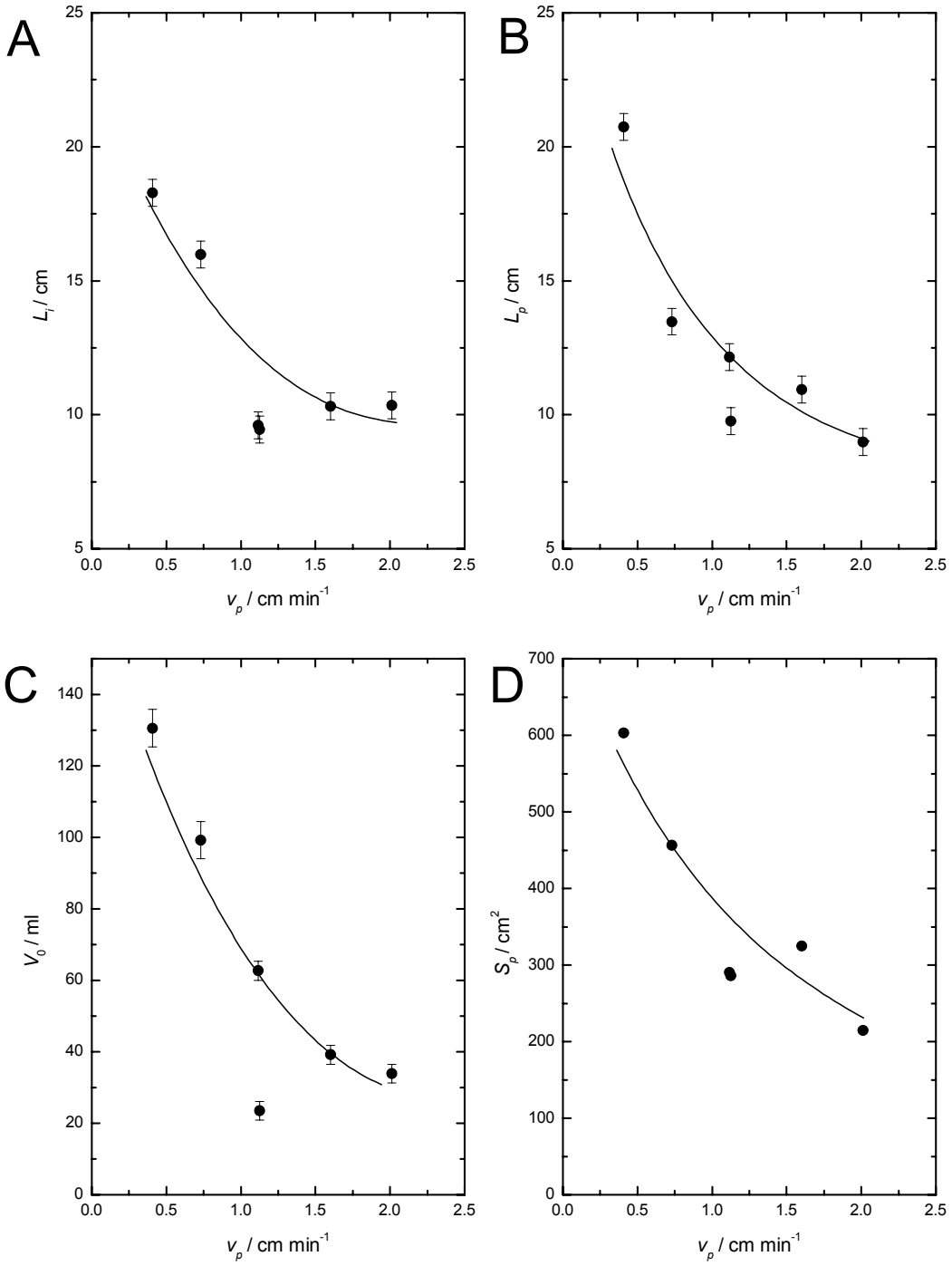


Figure 4.16. Résultats des expériences de la série A1. **A**. L_i en fonction de la vitesse du piston v_p ; **B**. L_p en fonction de v_p ; **C**. V_0 en fonction de v_p ; **D**. S_p en fonction de v_p. Données indiquées dans le Tableau 3.

Le volume de liquide injecté V_0 lors de la formation du plateau non déformé (i.e. lors de l'apparition du premier chevauchement arqué) suit la même tendance que L_p et L_i : V_0 diminue lorsque la vitesse de raccourcissement v_p augmente (Figure 4.16C).

La forme hyperbolique de la courbe de pression semble localement perturbée. Dans l'expérience A1.1, on peut noter une chute plus forte de la pression entre 800 et 1000 s (Figure 4.17). Dans l'expérience A1.2, on note également une chute de pression entre 450 et 600 s. La chute de pression la plus marquée est observée dans l'expérience A1.3 entre 300 et 450 s (Figure 4.17). Après cette chute, la pression se stabilise et tend vers une valeur constante. Dans l'expérience A1.4, il semble que la chute de pression débute rapidement autour de 150 s, soit 30 à 40 s après le début de l'injection. Cette chute de pression est suivie d'une petite augmentation, puis d'une diminution progressive (Figure 4.17). Enfin, dans l'expérience A1.5, la forme hyperbolique de la courbe de pression se perd vers 150 s. Après 200 s, la pression augmente graduellement pour atteindre des valeurs proches de 3500 Pa. Il est à signaler que A1.5 fait partie d'un groupe d'une dizaine d'expériences, rapprochées dans le temps, pour lesquelles l'évolution de la pression est totalement différente de toutes les autres (Figure 4.17), sans que les conditions expérimentales aient changé. L'interprétation des données de pression pour cette expérience ne sera pas prise en compte dans ce travail.

Les segments horizontaux situés sous les courbes de pression correspondent aux laps de temps au cours desquels les chevauchements arqués (CS3) apparaissent en surface (Figure 4.17). Dans l'expérience A1.1, l'apparition de CS3 coïncide temporellement avec la chute de pression enregistrée. Dans les expériences A1.2, A1.3 et A1.4, l'apparition de CS3 en surface coïncide avec la fin de la chute de pression. Dans les expériences A1.1 à A1.3, la pression se stabilise après l'apparition de CS3. Dans l'expérience A1.4, l'augmentation de la pression débute immédiatement après l'apparition du chevauchement CS3. Enfin, dans l'expérience A1.5, l'apparition de CS3 coïncide avec le début de l'augmentation de la pression.

Dans les expériences A1.2 et A1.4, un deuxième chevauchement arqué enraciné sur l'intrusion apparaît en surface. Dans l'expérience A1.2, aucune variation significative correspondante de la pression n'est à noter. En revanche, dans l'expérience A1.4, l'apparition de ce deuxième chevauchement coïncide avec une phase d'augmentation de pression. Dans cette expérience, la pression se stabilise de nouveau après l'apparition de CS3.

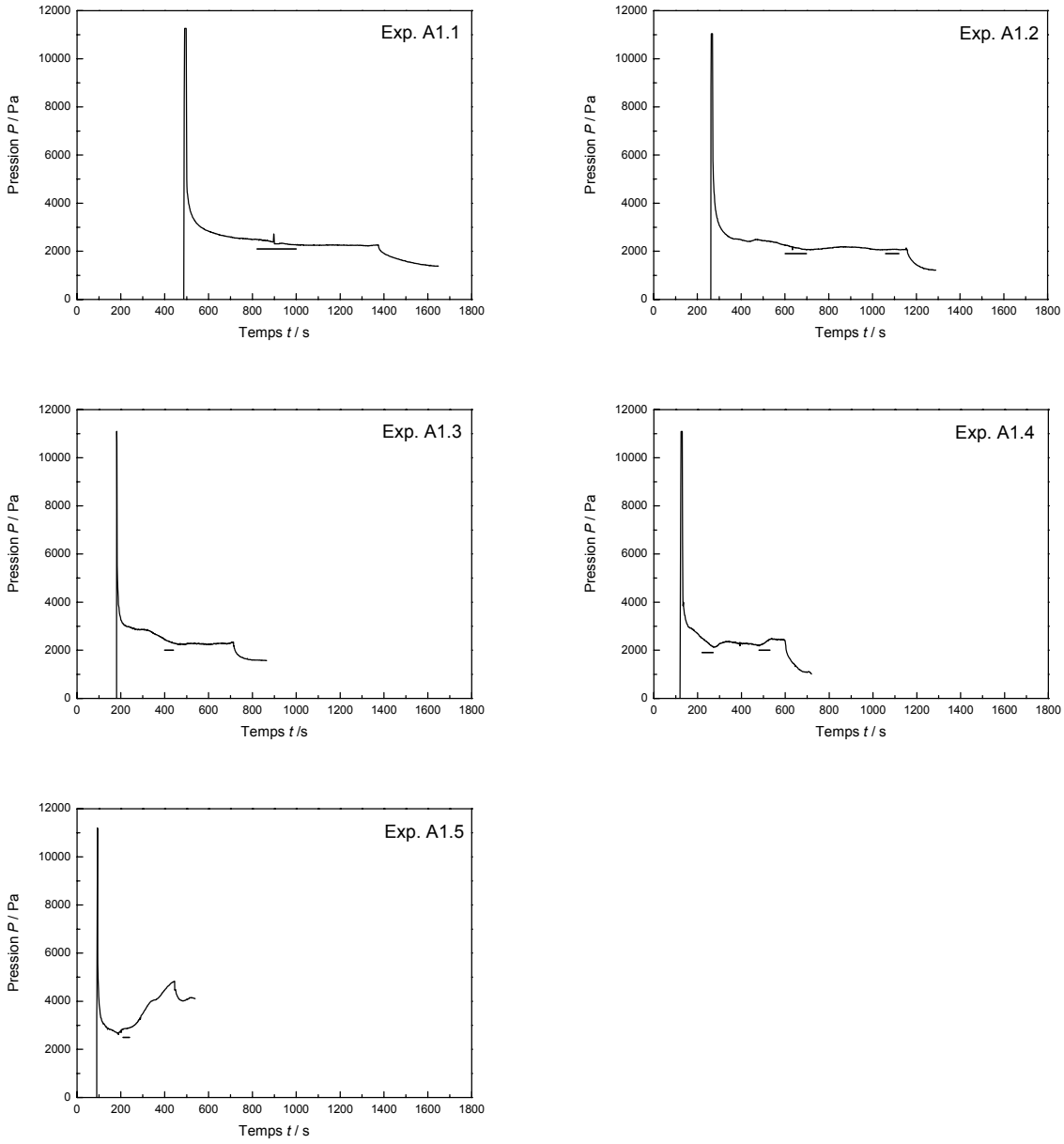


Figure 4.17. Courbes d'évolution de la pression dans le liquide en fonction du temps au cours des expériences de la série A1. Le trait horizontal sous la courbe de pression indique le laps de temps pendant lequel le chevauchement arqué enraciné sur l'intrusion apparaît à la surface du modèle.

2.4.2 Série A2 : débit d'injection fixe $D = 47$ ml min^{-1}

Dans la série d'expériences A2, le débit de l'injection D est fixé à 47 ml min^{-1}. La vitesse de raccourcissement est variable entre 0.41 cm min^{-1} et 1.60 cm min^{-1} (Tableau 2). Comme la série A1, cette série permet de mettre en évidence l'effet de la vitesse de raccourcissement sur la géométrie des modèles pour un débit d'injection supérieur à celui de la série A1.

Les vitesses relatives d'injection et de déformation dans chaque expérience sont illustrées dans la Figure 4.18A. Comme dans la Figure 4.15A, les droites représentent l'évolution du volume injecté V en fonction de la quantité de raccourcissement accumulé γ dans le modèle. Le principe est le même que précédemment : plus la pente des droites est forte, plus l'importance relative de l'injection est forte par rapport à la déformation. Pour la série A2, l'importance relative de l'injection par rapport à la déformation diminue depuis A2.1 à A2.5.

Géométrie des structures

Les expériences de la série A2 sont représentées en coupes longitudinales dans la Figure 4.18. Chaque coupe passe par le point d'injection, marqué par un rectangle noir. Dans toutes les expériences de cette série, la déformation et l'injection ont été stoppées lors de l'éruption du liquide à la surface du modèle, quelle que soit la quantité de déformation finie γ accumulée dans le modèle. C'est pourquoi γ n'est pas constante.

En vues de surface, les expériences de la série A2 présentent les mêmes caractéristiques géométriques que les expériences de la série A1. Dans chacune d'elles, on retrouve 2 à 3 chevauchements synthétiques parallèles entre eux et rectilignes, ainsi qu'un plateau non déformé délimité à droite par un ou plusieurs chevauchements arqués (Figure 4.14). Dans l'expérience A2.1, le chevauchement arqué n'est pas entièrement formé (pointillés sur la Figure 4.14), et le plateau n'est pas entièrement individualisé. Néanmoins, un faible décalage des marqueurs horizontaux en surface permet de tracer la bordure du plateau. Dans cette série, la surface du plateau suit la même tendance que dans la série A1 : la surface du plateau non déformé diminue de près de 750 cm^2 dans l'expérience A2.1 (v_p = 0.41 cm min^{-1}) à près de 400 cm^2 dans l'expérience A2.5 (v_p = 1.6 cm min^{-1}, Figure 4.19). A l'exception de l'expérience A2.3, le liquide atteint la surface dans toutes les expériences de la série A2. Le point d'éruption se situe dans tous les cas au niveau des rampes latérales des chevauchements arqués (Annexe 3 et Figure 4.14).

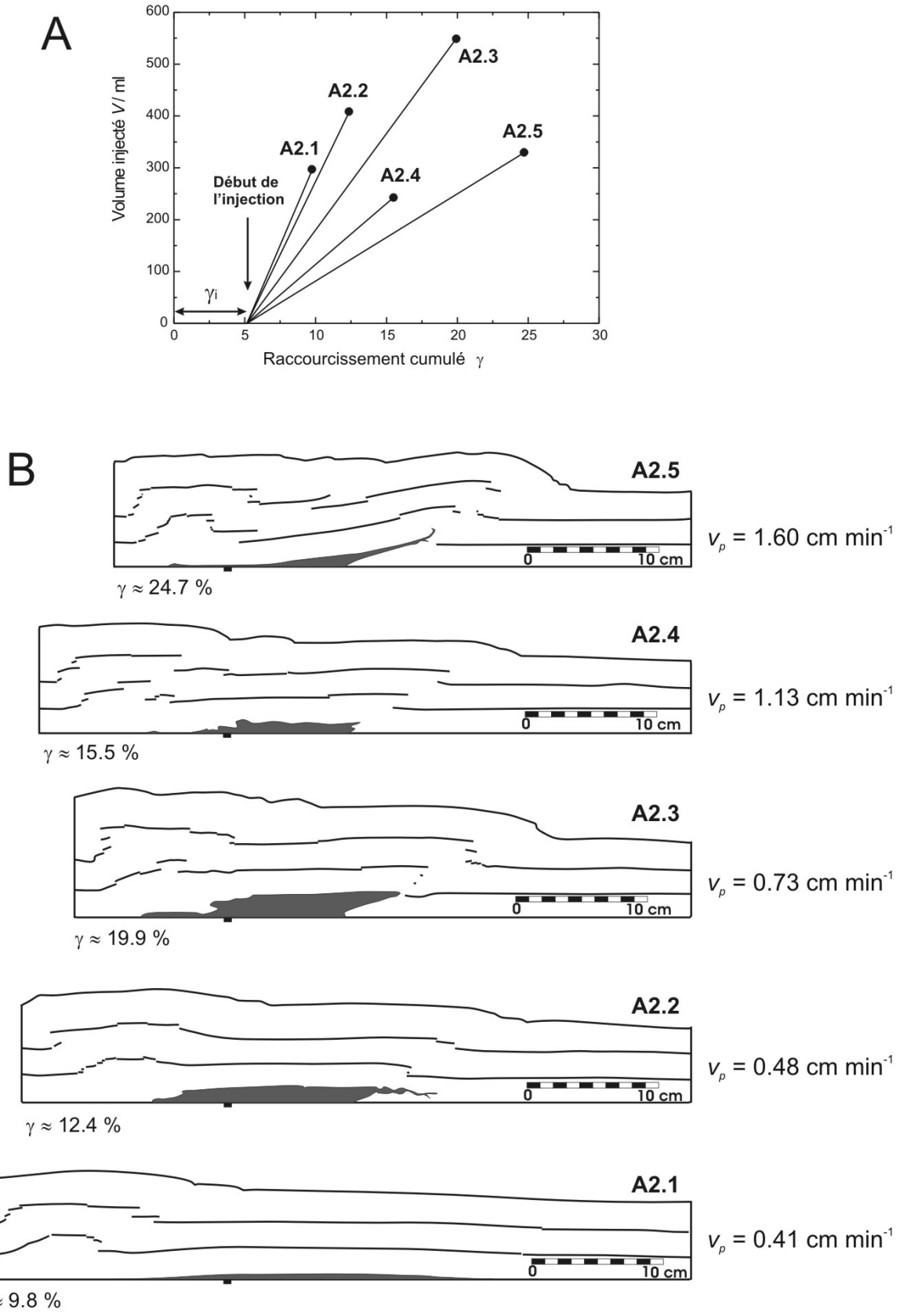


Figure 4.18. Série d'expériences A2. **A.** Volume de liquide injecté en fonction du raccourcissement cumulé. **B**. Coupes longitudinales passant par le point d'injection (carré noir).

Comme dans la série A1, les coupes longitudinales de la série A2 présentent des caractéristiques géométriques récurrentes. On retrouve une série de 2 à 3 chevauchements synthétiques enracinés à la base du piston (CS1 et CS2) et un ou plusieurs chevauchements enracinés sur la terminaison externe de l'intrusion CS3 (Figure 4.18). Dans l'expérience A2.1, CS3 n'est pas entièrement formé, mais des petits décalages des marqueurs horizontaux à l'intérieur de la poudre de silice permettent de le localiser. La base des intrusions est excentrée par rapport au point d'injection et indiquent un transport préférentiel du liquide vers la droite (Figure 4.18). La géométrie des intrusions est asymétrique, sauf dans l'expérience A2.1 où l'intrusion est de forme laccolitique. Dans les expériences A2.3 et A2.5, le liquide remonte de quelques centimètres dans le chevauchement CS3. Un plateau non déformé est toujours présent à l'aplomb de l'intrusion.

Comme dans la série A1, les dimensions de l'intrusion et du plateau non déformé varient avec la vitesse de raccourcissement (Figure 4.19). La longueur de l'intrusion L_i diminue de près de 29 cm dans l'expérience A2.1 (v_p = 0.41 cm min^{-1}) à près de 13 cm dans l'expérience A2.5 (v_p = 1.6 cm min^{-1}).

La longueur du plateau L_p suit la même tendance que la longueur de l'intrusion (Figure 4.19). La longueur L_p dans l'expérience A2.1 peut être mesurée aux alentours de 28 cm. Dans les autres expériences de la série A2, la valeur de L_p diminue progressivement lorsque v_p augmente, pour atteindre près de 17 cm lorsque v_p = 1.60 cm min^{-1} (expérience A2.5).

Comme L_i et L_p, le volume de liquide V_0 injecté lors de la formation du plateau non déformé (i.e. lors de l'apparition du premier chevauchement arqué) décroît lorsque la vitesse de raccourcissement v_p augmente (Figure 4.19). La tendance est la même pour la surface du plateau S_p.

En résumé, pour un débit d'injection D = 47 ml min^{-1}, une augmentation de la vitesse de raccourcissement v_p induit une diminution de la taille de l'intrusion et du plateau non déformé. Ce résultat est compatible avec le résultat obtenu dans la série A1, où le débit d'injection était inférieur (D = 15.7 ml min^{-1}).

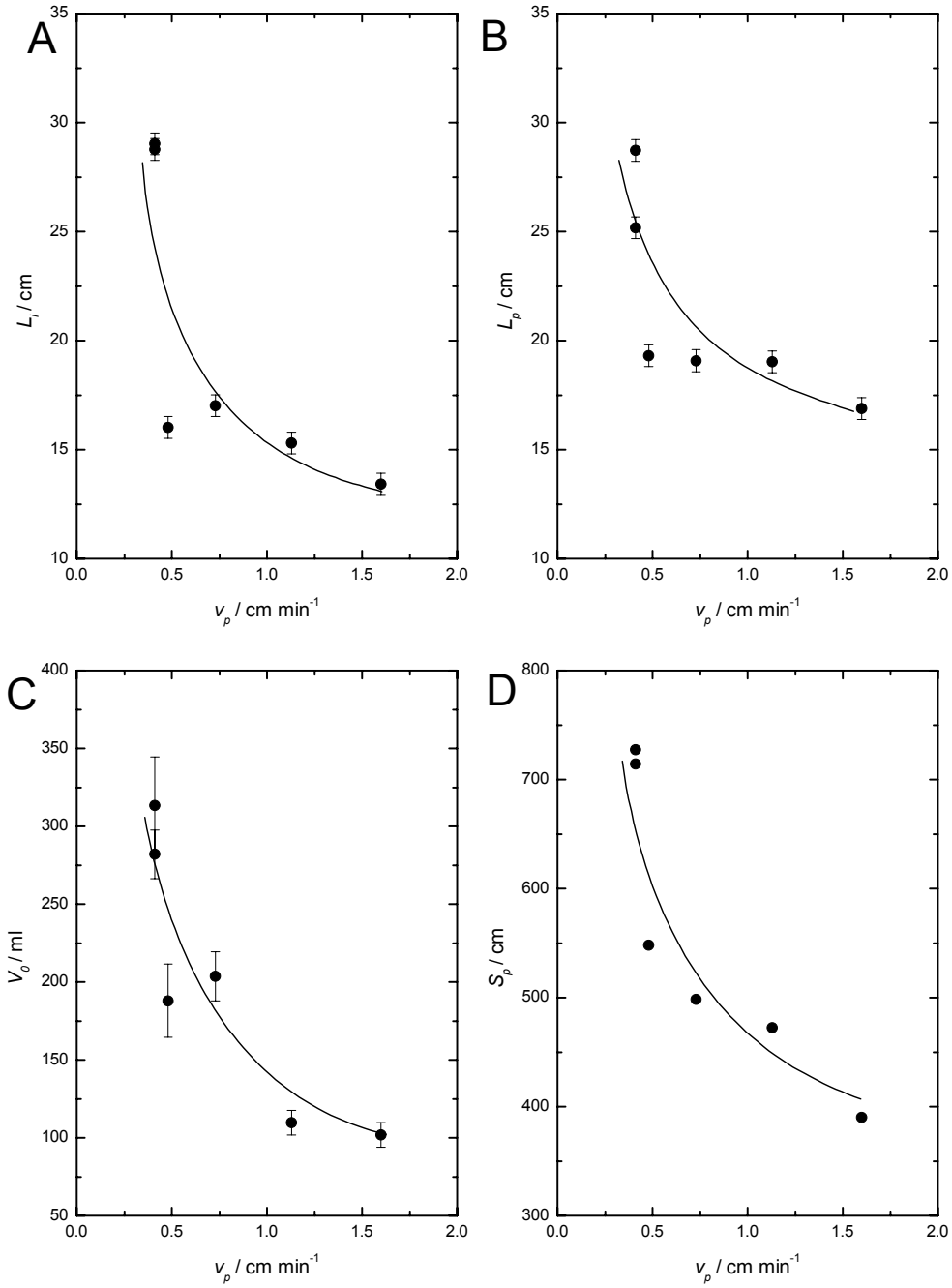


Figure 4.19. Résultats des expériences de la série A2. **A**. L_i en fonction de la vitesse du piston v_p ; **B**. L_p en fonction de v_p ; **C**. V_0 en fonction de v_p ; **D**. S_p en fonction de v_p. Données indiquées dans le Tableau 3.

Données de pression

Les données de pression dans le liquide mesurées dans les expériences de la série A2 sont similaires à celles obtenues dans la série A1 (Figure 4.20). Comme dans la série A1, la période entre le début de l'expérience et le début de l'injection correspond à un raccourcissement de $\gamma_i \sim 5.3$ %. Le démarrage de la pompe induit une augmentation de la pression et la saturation du capteur, ce qui indique que la pression dans le liquide est supérieure à 11000 Pa. Après quelques secondes, la pression chute en suivant une courbe de forme hyperbolique.

Au cours de la décroissance de la pression après le pic de pression, l'évolution de la pression varie d'une expérience à l'autre (Figure 4.20). Dans l'expérience A2.1, la forme hyperbolique de la courbe est maintenue jusqu'à la fin de l'expérience. A la fin de l'expérience, la pression tend vers une asymptote horizontale de valeur $P \approx 2200$ Pa. Dans les expériences A2.2 et A2.3, la chute de pression après le pic ne dure que quelques dizaines de secondes, puis la pression remonte graduellement jusqu'à la fin de l'expérience (Figure 4.20). Dans l'expérience A2.4, la pression diminue de manière hyperbolique jusqu'à environ $t = 250$ s, puis décroît plus rapidement jusqu'à environ $t = 320$ s, après quoi la pression décroît plus lentement et tend vers une asymptote horizontale entre 2000 et 2200 Pa. Enfin, dans l'expérience A2.5, la pression diminue de manière hyperbolique jusqu'à environ $t = 190$ s. A t = 200 s, la pression augmente légèrement, puis diminue progressivement jusqu'à environ $t =$ 300 s. Ensuite, la pression remonte très légèrement, puis diminue brutalement juste avant la fin de l'expérience.

Comme dans la série A1, les variations de pression sont corrélées avec l'apparition des chevauchements arqués (Figure 4.20). Dans l'expérience A2.4, la chute de pression entre $t =$ 250 s et $t = 320$ s est corrélée à l'apparition du chevauchement arqué en surface. Dans l'expérience A2.5, la chute de pression entre $t = 200$ s et $t = 300$ s est également corrélée à l'apparition du chevauchement arqué en surface. En revanche, dans l'expérience A2.1, aucun chevauchement arqué ne se forme clairement pendant l'expérience, et aucune chute de pression ne perturbe la forme hyperbolique de la décroissance de la pression.

Comme l'expérience A1.5, les expériences A2.2 et A2.3 ont été effectuées au cours d'une série d'une dizaine d'expériences au cours desquelles l'évolution de la pression est totalement différente de toutes les autres. Ces expériences ne seront pas prises en compte dans l'interprétation des données de pression.

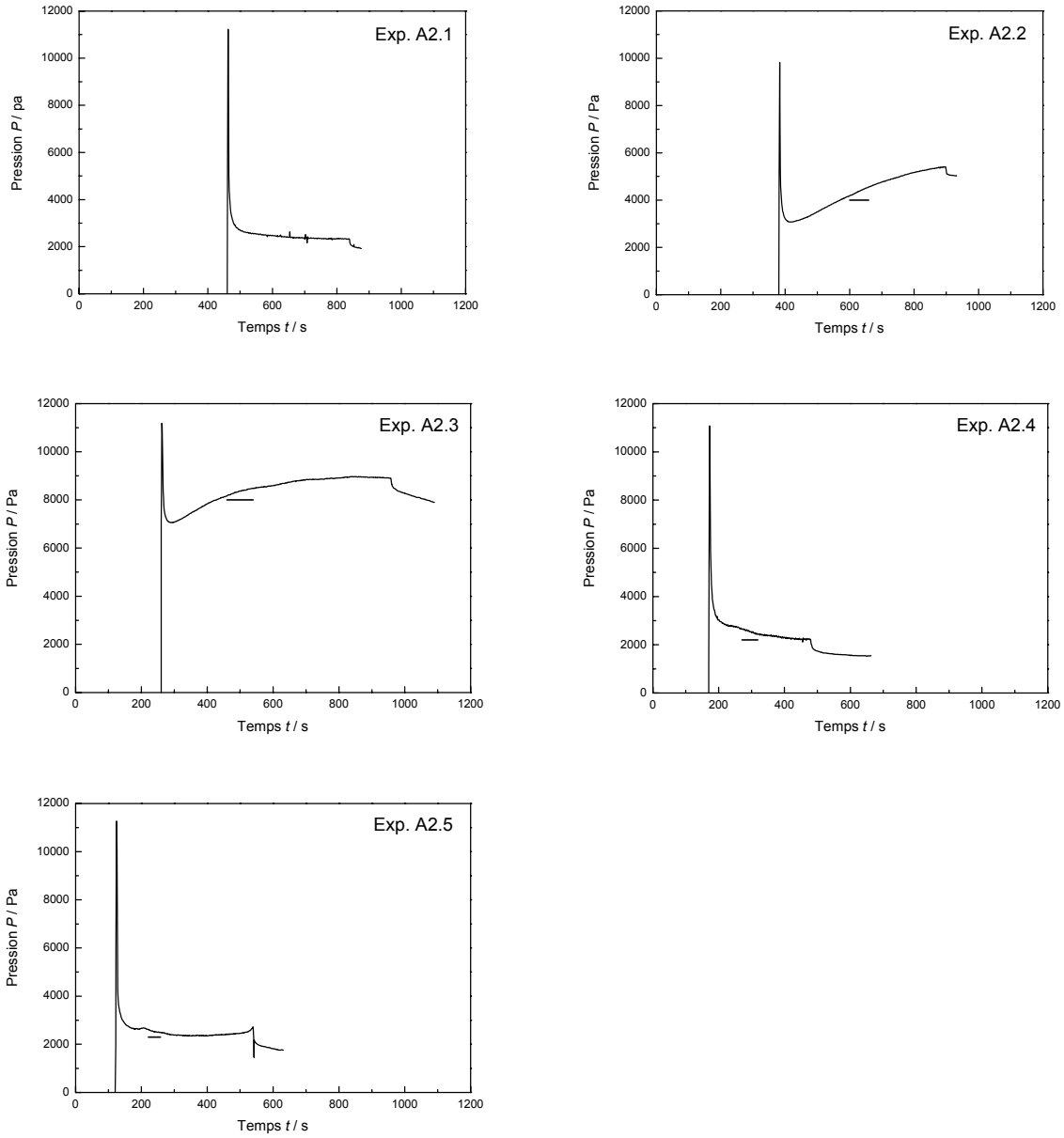


Figure 4.20. Courbes d'évolution de la pression dans le liquide en fonction du temps. Chaque graphique représente une expérience de la série A2.

2.4.3 Série A3 : vitesse du piston fixe v_p = 1.125 cm min^{-1}

La série d'expériences A3 a été réalisée pour mettre en évidence et quantifier l'effet du débit de l'injection D sur la géométrie des structures dans le modèle. Dans cette série, la vitesse du piston est fixée à 1.125 cm min^{-1} et le débit de l'injection D varie entre 15.67 et 62.67 ml min^{-1} (Tableau 2).

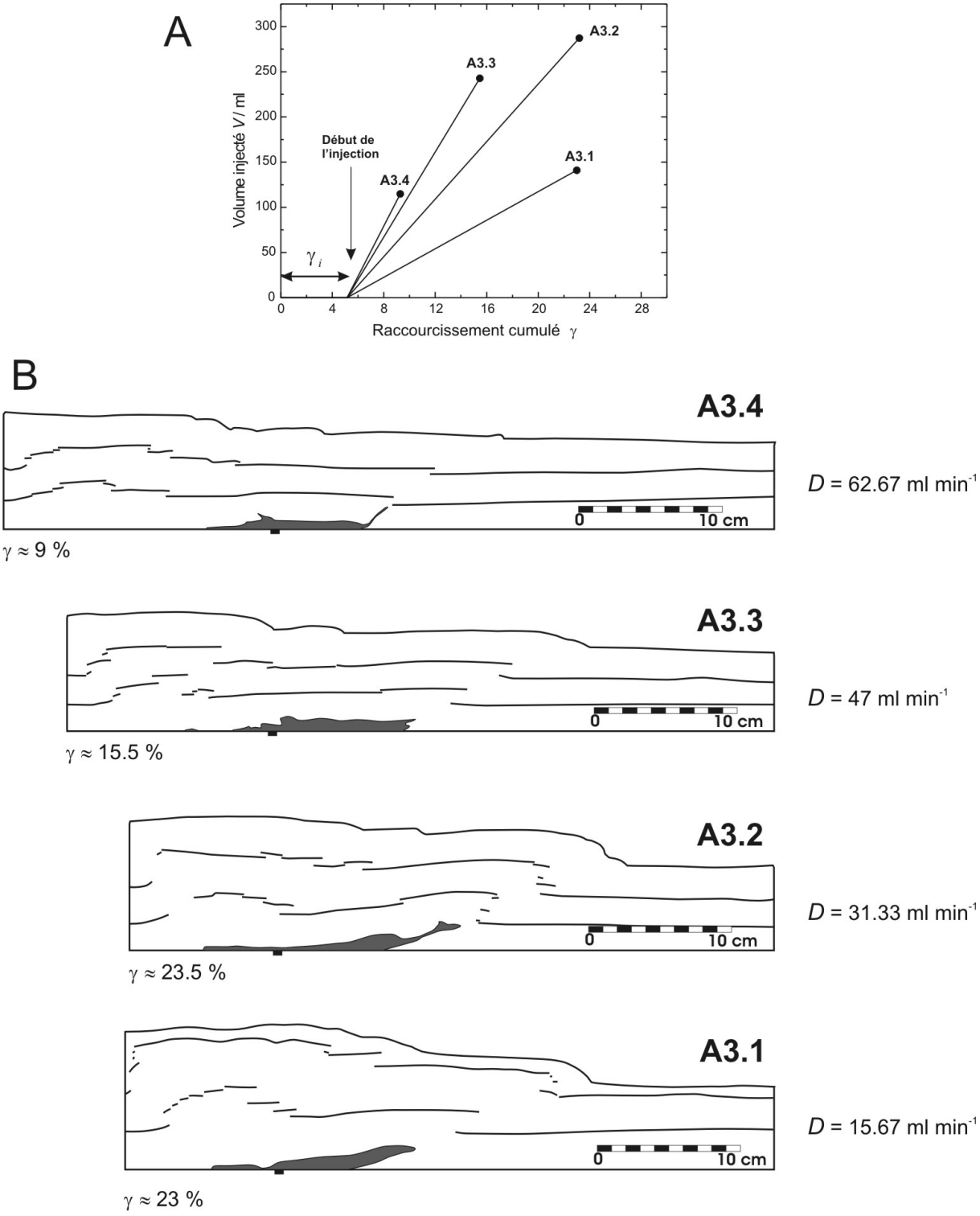


Figure 4.21. Série d'expériences A3. **A**. Volume injecté en fonction du raccourcissement cumulé. **B**. Coupes longitudinales passant par le point d'injection (carré noir).

Les expérience A3.1 et A3.3 sont communes à A3 d'une part, et à A1 et A2 respectivement d'autre part (Figure 4.13 et Figure **4.14**, Tableau 2). Elles sont identiques à A1.3 (voir § 2.4.1) et à A2.4 (voir § 2.4.2) respectivement.

Les expériences de la série C sont représentées sous forme de coupes dans la Figure 4.21. Le principe du graphique de la Figure 4.21A est le même que celui des figures équivalentes dans les séries A1 et A2. Chaque droite représente l'évolution au cours d'une expérience du volume injecté en fonction de la quantité de raccourcissement accumulé dans le modèle. Plus la pente des droites est élevée, plus la vitesse relative d'injection est forte par rapport à la déformation. Dans la série A3, l'importance relative de l'injection par rapport à la déformation augmente de l'expérience A3.1 à l'expérience A3.4.

Géométrie des structures

Les coupes longitudinales présentées dans la Figure 4.21 passent par le point d'injection. Comme dans les séries précédentes, la quantité de déformation n'est pas imposée, car les expériences sont arrêtées dès qu'il y a éruption du liquide en surface. C'est pourquoi γ n'est pas constant.

Sur les vues de surface des expériences de la série A3 (expériences alignées verticalement dans la Figure 4.14), les principales caractéristiques géométriques sont très similaires aux caractéristiques des expériences des séries précédentes. On y retrouve des chevauchements parallèles entre eux et rectilignes à proximité du piston (équivalents de CS1 et CS2) et un plateau non déformé limité à sa droite par un ou plusieurs chevauchements arqués (équivalents de CS3). La surface du plateau non déformé S_p augmente de ~ 270 cm^2 dans l'expérience A3.1 (D = 15.7 ml min^{-1}) à ~ 480 cm^2 dans l'expérience A3.3 (D = 47 ml min^{-1}), puis chute à près de 350 cm^2 dans l'expérience A3.4 (D = 62.7 ml min^{-1}) (Figure 4.22). L'éruption du liquide en surface a lieu dans les expériences A3.3 et A3.4, pour des débits D = 47 ml min^{-1} et D = 62.7 ml min^{-1} respectivement (Figure 4.14 et Tableau 2).

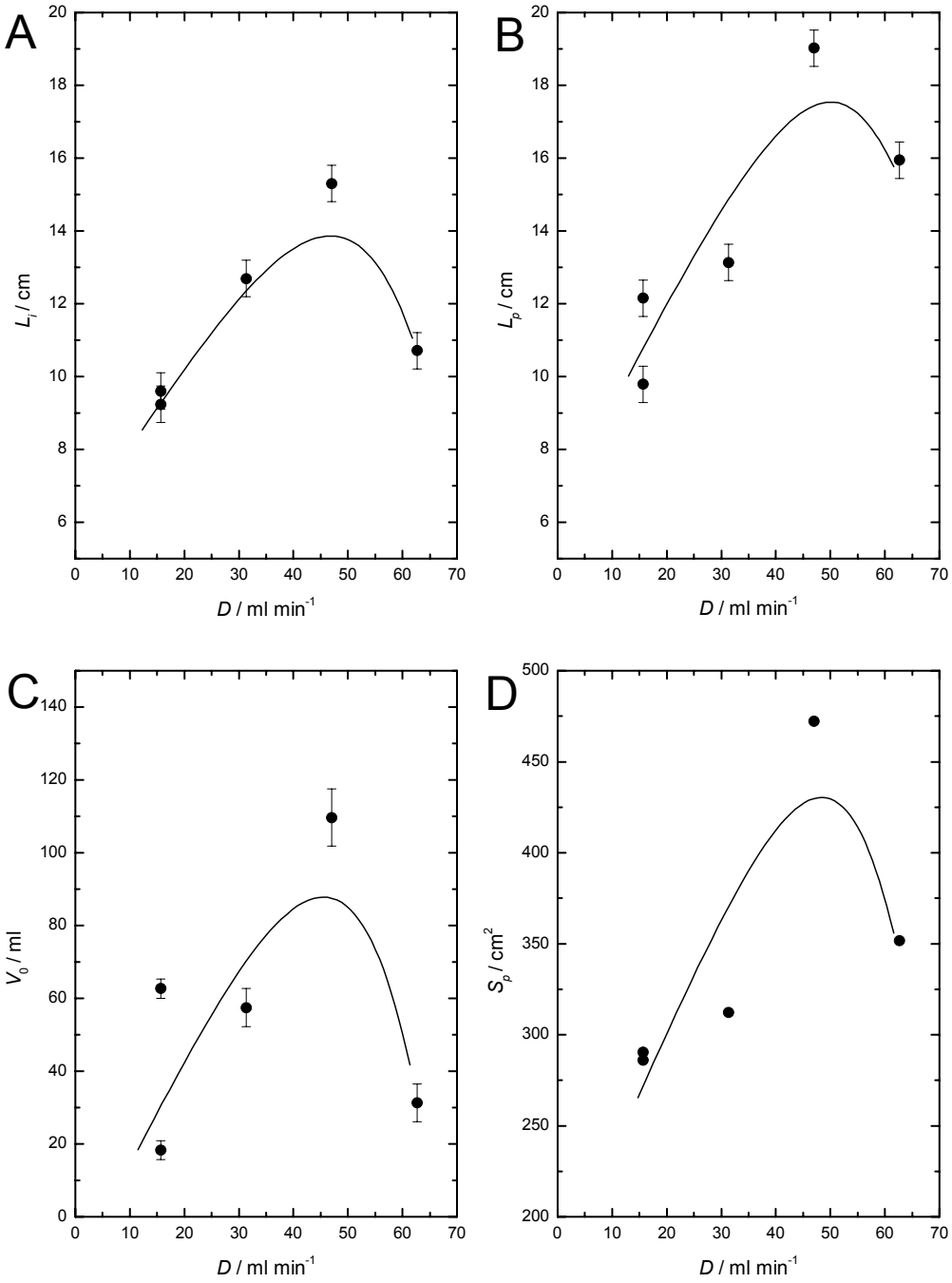


Figure 4.22. Résultats de la série d'expériences A3 en fonction du débit d'injection D. **A**. Longueur de l'intrusion L_i. **B**. Longueur du plateau non déformé L_p. **C**. Volume injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué V_0. **D**. Surface du plateau non déformé S_p. Données indiquées dans le Tableau 3.

Sur la Figure 4.21, les coupes longitudinales présentent les mêmes caractéristiques géométriques que les expériences des séries A1 et A2. On retrouve les chevauchements enracinés à la base du piston (équivalents de CS1 et CS2), ainsi que un ou plusieurs chevauchements enracinés sur l'intrusion (équivalents de CS3) (Figure 4.21). Les premiers

correspondent aux chevauchements rectilignes en vue de surface, les deuxièmes aux chevauchements arqués. On retrouve également une intrusion en grande partie horizontale (sill basal) d'épaisseur 1 à 2 cm. L'intrusion est asymétrique par rapport au point d'injection et semble indiquer un transport préférentiel vers la droite. Dans les expériences A3.1, A3.2 et A3.4, le liquide remonte en partie dans le chevauchement CS3. Un plateau non déformé est observé à l'aplomb de l'intrusion dans toutes les expériences.

Les dimensions des structures des expériences de la série A3 sont variables. Dans l'expérience A3.1, i. e. pour un débit d'injection D de 15.67 ml min^{-1}, la longueur de l'intrusion L_i atteint entre 9 et 9.5 cm (Figure 4.22A). Dans les expériences A3.2 et A3.3, L_i augmente de ~ 12.5 cm pour un débit de 31.33 ml min^{-1} à ~ 15 cm pour une débit de 47 ml min^{-1}. Par contre, L_i chute à moins de 11 cm dans l'expérience A3.4 où D = 62.7 ml min^{-1}.

La longueur du plateau non déformé L_p varie également en fonction du débit de l'injection (Figure 4.22B). L_p varie de ~ 11 cm dans l'expérience A3.1 (D = 15.7 ml min^{-1}) à près de 19 cm dans l'expérience A3.3 (D = 47 ml min^{-1}). Dans l'expérience A3.4 (D = 62.7 ml min^{-1}), la longueur du plateau L_p chute à près de 16 cm. Le volume V_0 de liquide injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué suit la même tendance, avec une augmentation de près de 40 ml pour l'expérience A3.1 à près de 110 ml pour l'expérience A3.3 (Figure 4.22). La valeur de V_0 chute brutalement à près de 30 ml dans l'expérience A3.4.

Pour résumer, l'augmentation du débit de l'injection D induit une augmentation de la taille des structures dans le modèle. L'effet du débit de l'injection est opposé à l'effet de la vitesse de déformation.

Données de pression

Les données de pression mesurées pour les expériences de la série A3 sont présentées dans la Figure 4.23. Dans l'expérience A3.4, l'évolution de la pression est similaire à celles des expériences des séries A1 et A2. Après γ_i ~ 5.3 % de déformation sans injection, la pompe est enclenchée, la pression augmente brutalement et le capteur est saturé (Figure 4.23). Après quelques secondes, la pression diminue rapidement en suivant une forme hyperbolique jusqu'à environ t = 200 s. La pression décroît ensuite de manière pseudo-linéaire jusqu'à la fin de l'expérience. La transition entre les domaines de décroissance hyperbolique et de décroissance linéaire coïncide avec l'apparition du chevauchement arqué en surface.

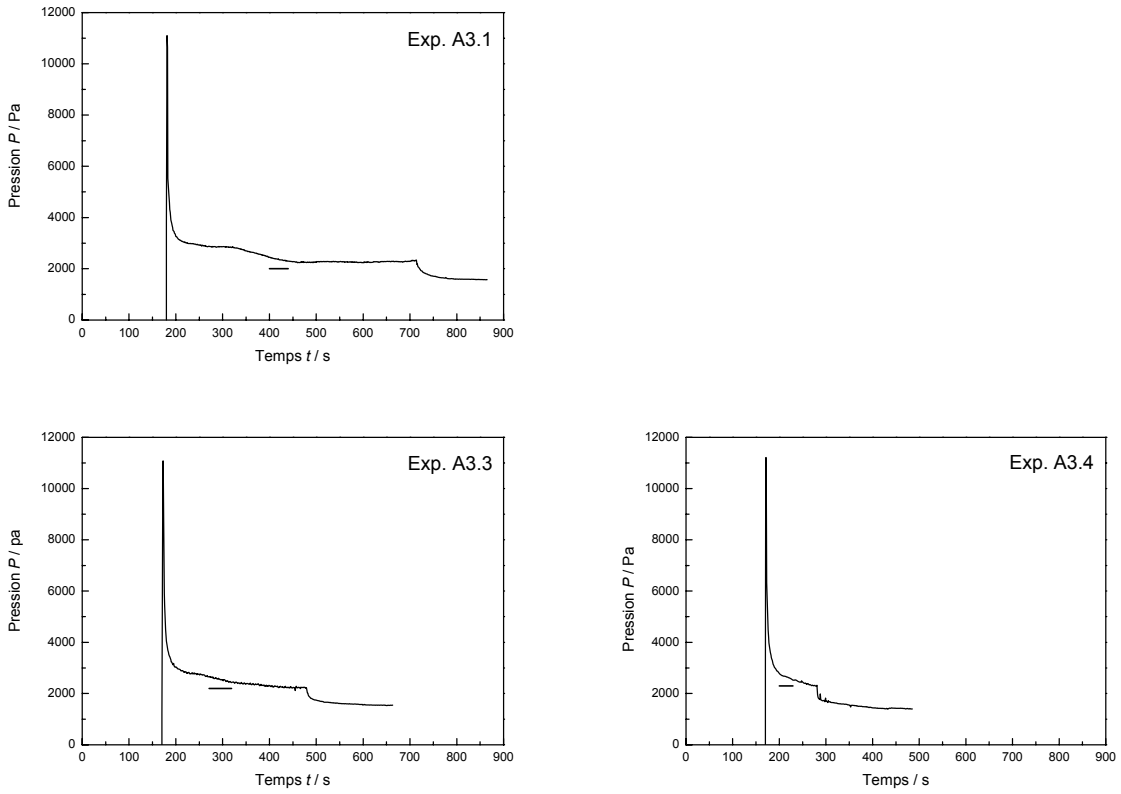


Figure 4.23. Evolution de la pression dans le liquide en fonction du temps au cours des expériences de la série A3. Les expériences A3.1 et A3.3 sont les mêmes que les expériences A1.3 et A2.4 respectivement. L'acquisition de la pression pendant l'expérience A3.2 n'a pas pu été réalisée.

2.4.4 Apparition des chevauchements arqués CS3

Dans toute les expériences de la série A, les chevauchements arqués CS3 apparaissent à partir d'une certaine quantité de déformation (γ_{CS3}) accumulée dans le modèle, qui peut s'exprimer en terme de temps adimensionnel T_{CS3}* :

$$T_{CS3}* = \frac{t_{CS3}}{L_0/v_p} \tag{4.1}$$

où t_{CS3} est la date d'apparition du chevauchement arqué CS3, L_0 la longueur initiale du modèle et v_p la vitesse du piston (Tableau 1). T_{CS3}* correspond à un temps d'apparition de CS3 normalisé par la vitesse de déformation. Cette normalisation permet de comparer les expériences entre elles.

Dans toutes les expériences de la série A, T_{CS3}* reste relativement constant entre 0.07 et 0.13 (Figure 4.24), et semble donc indépendant des paramètres expérimentaux. Les chevauchements arqués CS3 apparaissent donc toujours après une quantité de raccourcissement γ_{CS3} constante, indépendante des paramètres expérimentaux variables D et v_p (Figure 4.24). Ceci suggère que l'apparition des chevauchements arqués CS3 est principalement contrôlée par la quantité de raccourcissement accumulée dans le modèle.

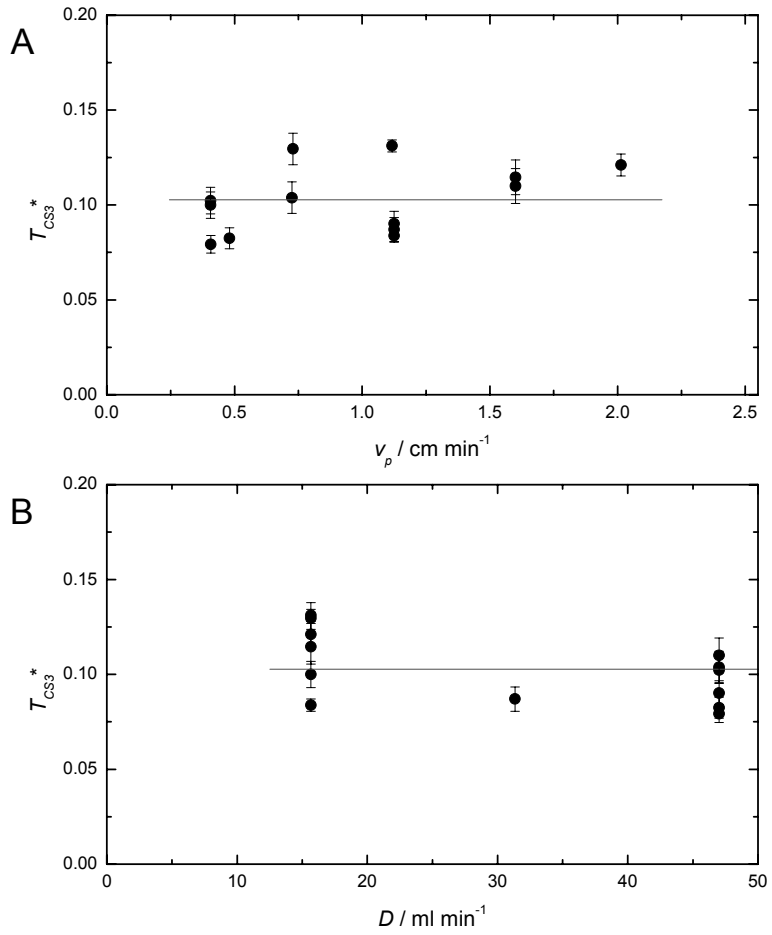


Figure 4.24. Temps adimensionnel T_{CS3}* d'apparition des chevauchements arqués CS3 en fonction des paramètres expérimentaux des expériences de la série A. **A**. T_{CS3}* en fonction de la vitesse du piston. **B**. T_{CS3}* en fonction du débit de l'injection D. Voir le texte pour la définition de T_{CS3}*. Données indiquées dans le Tableau 3.

2.4.5 Bilan de la série d'expériences A

Dans les expériences de la série A, l'injection de liquide est synchrone de la déformation induite par le piston mobile. La quantité de déformation accumulée avant le

début de l'injection est fixée à ~ 5 %. Les paramètres expérimentaux variables sont le débit de l'injection D et la vitesse du piston v_p. Les expériences de cette série sont regroupées en sous-séries dans lesquelles un des deux paramètres est variable, l'autre fixe. Cette stratégie expérimentale permet de mettre en évidence l'influence de chaque paramètre sur la géométrie des structures.

Les résultats de la série A présentés ci-dessus mettent en évidence les points suivants.

(1) Une augmentation de la vitesse du piston v_p induit une diminution des dimensions du plateau non déformé et de l'intrusion.

(2) Une augmentation du débit de l'injection D provoque une augmentation des dimensions du plateau non déformé et de l'intrusion.

Les données de pression montrent l'influence de la déformation sur la dynamique de mise en place du liquide. En effet, dans toutes les expériences, le signal de pression est perturbé lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3.

Enfin, le facteur déclenchant de l'initiation du chevauchement arqué CS3 n'est pas lié à la vitesse du piston v_p ni au débit de l'injection D, mais semble contrôlée uniquement par la quantité de raccourcissement accumulée dans le modèle.

3 Interprétations et discussion

3.1 Géométries des structures

3.1.1 Géométrie des intrusions et mise en place de l'huile

Les intrusions obtenues dans nos modèles sont très allongées. C'est notamment le cas dans l'expérience T1 où l'injection a lieu sans déformation tectonique. Dans cette expérience, la valeur du rapport épaisseur / longueur (w / L_i) est comprise environ entre 10^{-2} et 2×10^{-2} (~ 1 mm / 10 cm, Figure 4.2). Dans la série d'expériences C, le sill basal, qui se met en place avant l'apparition du chevauchement arqué CS3, présente un rapport w / L_i du même ordre de grandeur que dans l'intrusion de l'expérience T1 (Figure 4.9). Cette caractéristique géométrique est typiquement celles des dykes (w / L_i entre 10^2 et 10^4, Rubin, 1993 et Rubin, 1995). La similitude entre les intrusions obtenues dans nos modèles et les dykes naturels suggère que leur mode de mise en place soit le même (fracturation hydraulique Hubbert et Willis, 1957). On en déduit que le sill basal et les dykes sub-verticaux se mettent en place dans nos expériences par fracturation hydraulique.

Dans l'expérience T1, les propriétés mécaniques de l'encaissant du sill basal (poudre de silice et plaque d'aluminium) et de l'encaissant des dykes sub-verticaux (poudre de silice seule) sont différentes. Etant donné que la mécanique de fracturation hydraulique dépend de la nature de l'encaissant (Papanastasiou, 1997; Papanastasiou, 1999), les mises en place du sill basal et des dykes dans nos expériences ne suivent probablement pas le même régime.

Dans toutes les expériences, le sill basal se met en place le long de l'interface entre la poudre de silice et la plaque d'aluminium à la base de la boite. Cette surface représente une interface mécanique majeure qui correspond vraisemblablement à un plan de faiblesse mécanique. Lors de l'injection de l'huile dans le modèle, sa mise en place sera donc en grande partie contrôlée par cette interface mécanique, plus fragile que la poudre de silice elle-même. Cette interface pourrait correspondre à l'interface entre une couverture sédimentaire et un substratum cristallin.

3.1.2 Géométrie tridimensionnelle des intrusions et remontée du liquide

Le découpage des modèles en coupes sériées permet d'observer les variations latérales de géométrie des structures. La géométrie tridimensionnelle des structures à l'intérieur des modèle s'obtient en disposant les coupes les unes à côté des autres (Figure 4.25).

Dans l'expérience A1.1, le liquide remonte à la surface. L'intrusion apparaît horizontale à la base de la poudre de silice sur les coupes -10 cm à 5 cm de part et d'autre du point d'injection. Au milieu du modèle, il s'agit donc d'un sill. Sur les coupes -15 cm et 10 cm, l'intrusion remonte vers la surface le long des rampes latérales du chevauchement arqué CS3 (Figure 4.25A) et atteint la surface sur un bord latéral du plateau non déformé (Figure 4.14 et Annexe 3). Cette géométrie est récurrente dans toutes les expériences de la série A où le liquide est remonté à la surface (Figure 4.14 et Annexe 3). On note que dans cette série, l'éruption du liquide n'a lieu que dans les expériences où $D / v_p > 20$ cm^2 (Figure 4.14), c'est-à-dire lorsque le débit de l'injection D est important par rapport à la vitesse de déformation.

Dans les expériences où $D / v_p < 20$ cm^2, le liquide n'atteint pas la surface (Figure 4.14). Dans ces expériences, le liquide ne remonte pas dans les rampes latérales du chevauchement arqué CS3 (Figure 4.25B) et reste confiné dans le sill basal en remontant sur quelques centimètres le long de CS3 (Figure 4.25B).

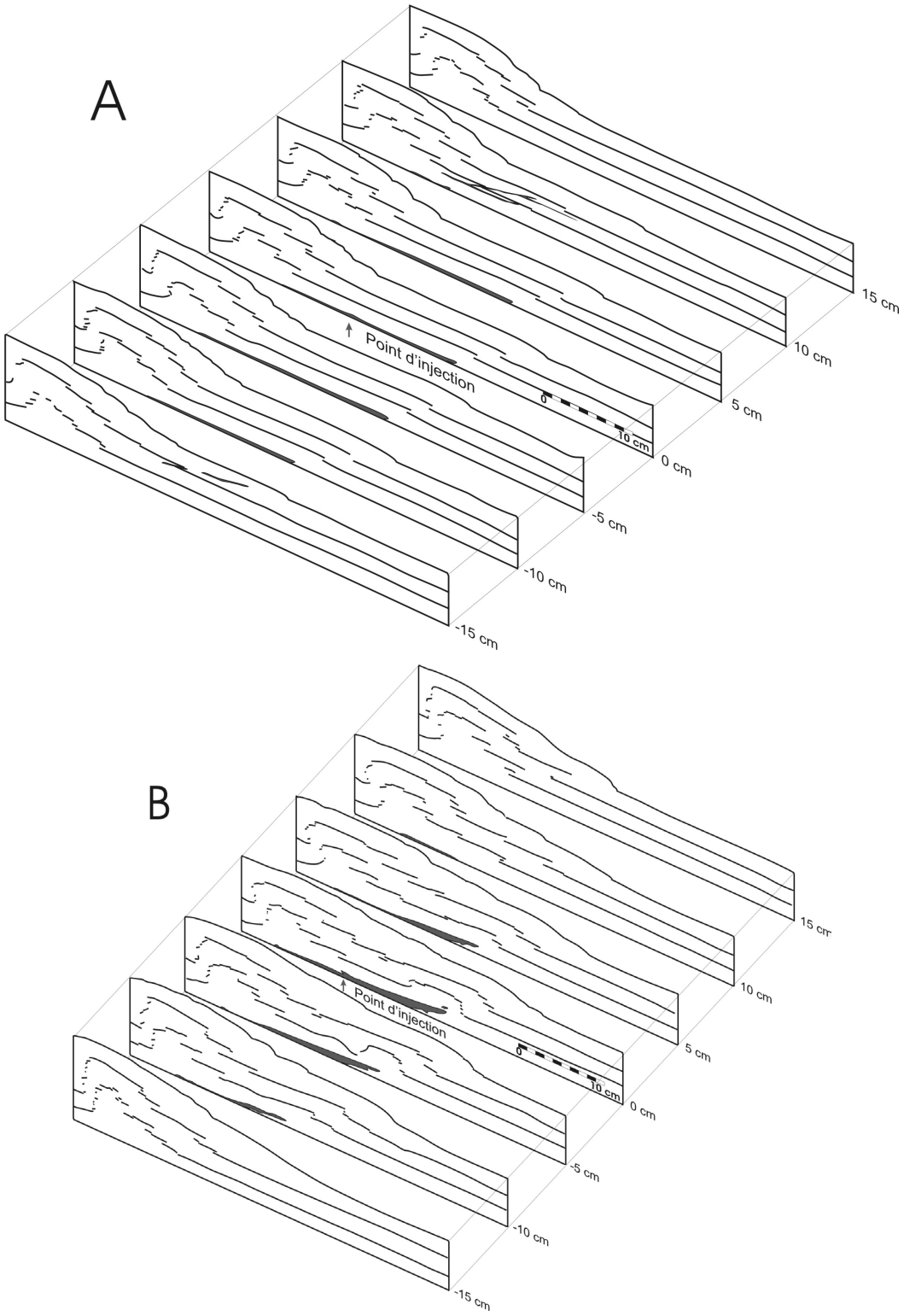


Figure 4.25. Géométrie tridimensionnelle des structures dans deux expériences. Les coupes longitudinales séries sont disposées les unes à côté des autres et corrélées entre elles. **A**. expérience A1.1. Le liquide est confiné dans le sill basal et remonte le long des rampes latérales du chevauchement arqué CS3. **B**. Expérience A1.2. Le liquide ne remonte pas à la surface et est entièrement confiné dans le sill basal.

3.1.3 Influence de la tectonique sur l'intrusion

3.1.3.1 Influence du champ de contraintes

Dans un champ de contraintes donné, les fractures hydrauliques sont parallèles à la contrainte maximale σ_1 et perpendiculaires à la contrainte minimale σ_3 (Hubbert and Willis, 1957). Dans nos expériences, la mise en place du liquide par fracturation hydraulique dépend donc du champ de contraintes appliqué.

Dans l'expérience T1, aucune déformation n'est appliquée et la poudre de silice n'est soumise à aucun champ de contraintes régional. La seule contrainte apportée au système provient de la surpression dans le liquide qui induit localement un champ de contraintes radial centré autour de la zone sous pression (Gudmundsson, 1998; Gray and Monaghan, 2004). Etant située à proximité de la surface dans les expériences, la surpression de liquide induit un gonflement de la surface et la formation d'un dôme sur les bords duquel des cisaillements sub-verticaux apparaissent (Figure 4.4). Ces cisaillements sub-verticaux semblent contrôler en grande partie la mise en place du liquide en cone sheet (Phillips, 1974; Galland et al., 2003). Un champ de contraintes extensif conique s'établit également autour du liquide sous pression et favorise la formation de cone sheet (Anderson, 1936; Phillips, 1974; Gray and Monaghan, 2004).

Ainsi, le champ de contraintes induit par un réservoir sous pression à proximité de la surface favorise la mise en place d'un cone sheet axisymétrique. Ce résultat est compatible avec les études théoriques antérieures (voir chapitre 2).

Dans les expériences des séries C, G et A, un raccourcissement, accommodé par des chevauchements, est appliqué à la poudre de silice. La déformation induit un champ de contraintes régional compressif dans lequel la contrainte maximale σ_1 est horizontale et parallèle à la direction de raccourcissement, et la contrainte minimale σ_3 est verticale (Hubbert and Willis, 1957). En théorie, un liquide qui se met en place par fracturation hydraulique dans un tel champ de contraintes induit la formation d'intrusions planaires horizontales (sills, Hubbert et Willis, 1957). Cette géométrie horizontale se retrouve dans toutes les expériences des séries C et A. Dans certaines d'entre elles, l'intrusion peut atteindre une longueur L_i de près de 30 cm (la moitié du modèle, expérience A2.1).

Ainsi, un champ de contraintes régional compressif limite la remontée du liquide et favorise la formation de sills, ce qui confirme ce que l'on a vu dans le chapitre 2.

3.1.3.2 Influence de la déformation

Dans les expériences présentées dans ce chapitre, le sill basal se propage par fracturation hydraulique en s'épaississant et en s'allongeant (Figure 4.9). Cette double croissance est en accord avec la théorie qui prédit que dans un encaissant élastique, l'épaisseur w d'une fracture hydraulique est proportionnelle à sa longueur L_i suivant la relation :

$$w = \frac{\left(P - \sigma_n\right)}{\mu/\left(1-\nu\right)} \cdot L_i \equiv \frac{\Delta P}{M} \cdot L_i \qquad \text{(Pollard, 1987)} \qquad (4.2)$$

(notations dans Tableau 1). Après l'apparition du chevauchement arqué CS3, la croissance de l'intrusion ne peut plus s'interpréter en terme de fracturation hydraulique car le sill s'épaissit sans s'allonger (Figure 4.9). L'épaississement de l'intrusion s'accompagne de la surrection du plateau non déformé sus-jacent, ce qui suggère que la croissance de l'intrusion soit d'origine tectonique. La série d'expériences C met donc en évidence l'influence de la déformation sur la croissance de l'intrusion dans les modèles. Dans les expériences de la série A, nous considérons que les processus sont similaires.

La déformation tectonique induit la formation de fractures et de failles. Les fractures sont des discontinuités mécaniques sans cohésion, dans lesquelles la propagation des magmas est favorisée (Jolly and Sanderson, 1997; Gudmundsson et al., 2002). En effet, la résistance d'une roche fracturée est inférieure à la résistance d'une roche saine, et la pression magmatique P nécessaire pour ouvrir des fractures préexistantes est inférieure à la pression requise pour fracturer une roche (Sibson, 2003). Dans l'expérience T3, l'intrusion de liquide et les plans de chevauchement préexistants sont confondus (Figure 4.7), ce qui démontre que les failles préexistantes, qui constituent des discontinuités mécaniques, peuvent contrôler la mise en place et le transport des fluides magmatiques. En particulier, l'expérience T3 suggère que les magmas peuvent remonter le long des plans de chevauchement.

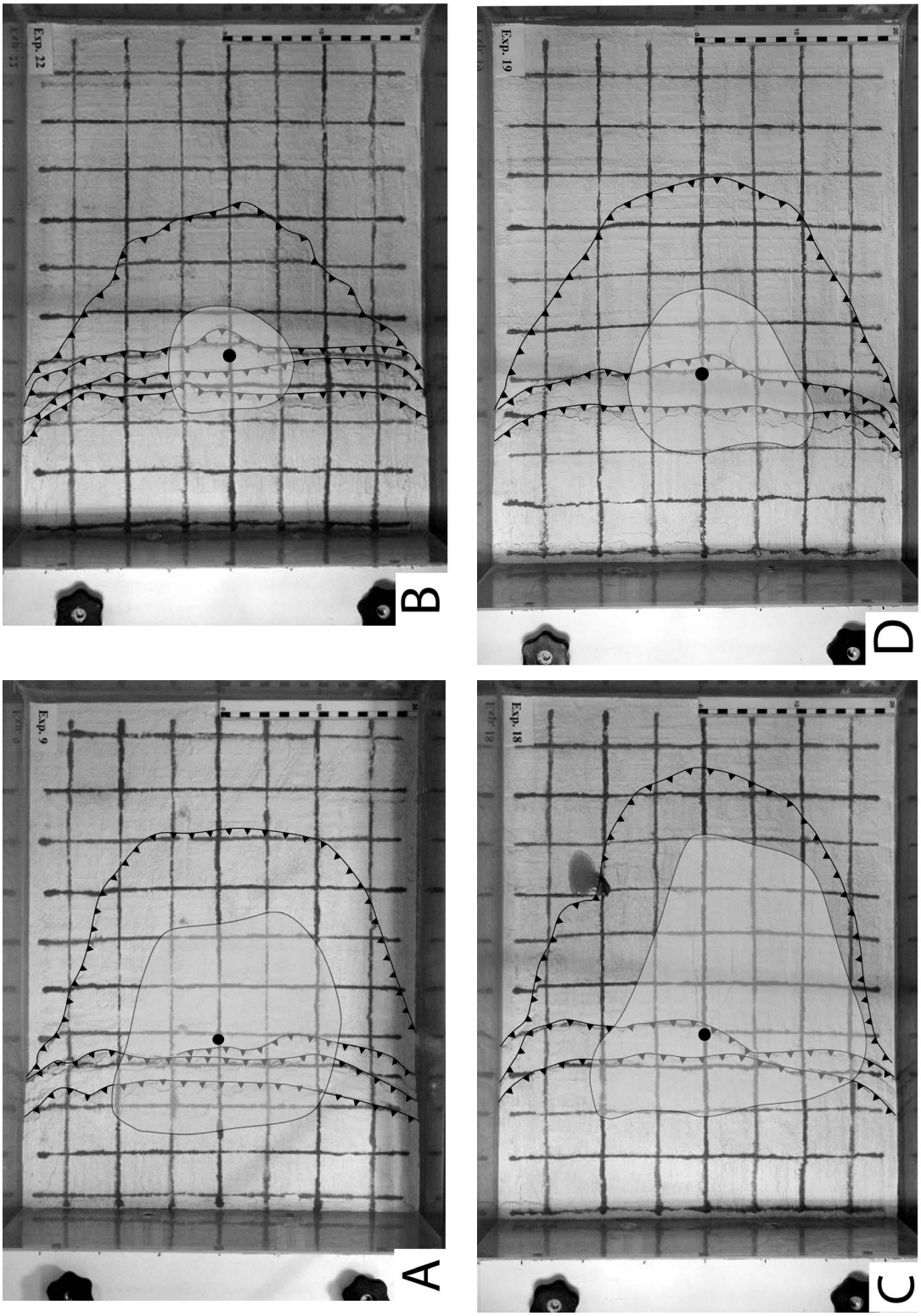


Figure 4.26. Photos comparatives des structures tectoniques et des l'intrusion en profondeur. Des vues de surface de 4 expériences de la série d'expériences A sont présentées. Les vues de surface correspondent à l'apparition du chevauchement arqué CS3. La zone grisée correspond à la position du sill basal. **A**. Expérience A1.1 ; **B**. Expérience A1.4 ; **C**. Expérience A2.1 ; **D**. expérience A2.4.

En résumé, le champ de contraintes contrôle en grande partie la mise en place des intrusions dans les modèles. Sans champs de contraintes tectoniques, l'intrusion de type cone sheet est axisymétrique autour d'un axe vertical passant par le point d'injection. Lorsqu'une

contrainte compressive est appliquée au modèle, la fracturation hydraulique induit la mise en place d'un sill horizontal à la base du modèle. De plus, la déformation tectonique modifie le mécanisme de mise en place de l'intrusion de liquide, qui ne croît plus par fracturation hydraulique. Enfin, des fractures et des failles préexistantes peuvent également servir de conduit préférentiel au transport des magmas.

3.1.4 Influence de l'injection sur la déformation

3.1.4.1 Les chevauchements arqués

Dans les expériences des séries C, G et A, le raccourcissement est accommodé par des chevauchements rectilignes enracinés à la base du piston (CS1 et CS2), et par une série de chevauchements arqués enracinés au niveau de la terminaison externe des intrusions (CS3). Le domaine entre les chevauchements CS1-2 et CS3 est un domaine non déformé (plateau non déformé). Dans les expériences sans injection, les chevauchements arqués et le plateau non déformé ne sont pas présents (expérience T2, Figure 4.6), ce qui démontre que la formation des chevauchements arqués et du plateau non déformé soit une conséquence directe de la présence de liquide dans le modèle.

Cependant, la forme arquée d'un chevauchement peut également être une conséquence d'une anomalie topographique, par exemple un volcan ou un haut plateau (Branquet and Van Wyk de Vries, 2001; Marques and Cobbold, 2002). Dans nos expériences, les chevauchements arqués s'initient sur une surface plane, et les reliefs créés sont la conséquence du rejet vertical important sur ces chevauchements. La forme arquée des chevauchements CS3 n'est donc pas la conséquence d'un relief préexistant.

Les frottements sur les bords latéraux du modèle peuvent également provoquer localement une courbure des failles. C'est le cas par exemple dans l'expérience T2 où les chevauchements sont incurvés à proximité des bords de la boite (Figure 4.5). Afin d'estimer la contribution des effets de bords sur la courbure des chevauchements CS3, la géométrie des sills basal a été comparée à celle des chevauchements CS3 (Figure 4.26). La géométrie du sill basal a été reconstituée dans l'espace, à partir des coupes sériées de chaque expérience, en interpolant la base des intrusions sur les coupes (voir Figure 4.25). Cette reconstitution a été effectuée pour des expériences de différentes géométries (Figure 4.26). Il apparaît une similitude forte entre la géométrie du sill et la géométrie du chevauchement CS3. Ceci

confirme que la géométrie de CS3 est principalement contrôlée par le sill basal, les effets de bords pouvant être considérés comme négligeables.

3.1.4.2 Géométrie du prisme chevauchant

Dans l'expérience T2, la déformation induit la formation d'un prisme chevauchant. La géométrie du prisme dans la poudre de silice est similaire aux résultats obtenus dans des modèles de géométrie similaire constitués uniquement de sable (Figure 4.27 ; Davis et al., 1983; Malavieille, 1984; Dahlen, 1990). Dans les séries d'expériences C, G et A, la géométrie du prisme chevauchant semble modifiée par la présence de liquide. L'augmentation de l'espacement entre les chevauchements, jusqu'à près de 30 cm dans l'expérience A2.1, permet de définir les plateaux non déformés et diminue la pente de surface du prisme, qui peut devenir presque nulle dans certaines expériences (A2.1, Figure 4.19).

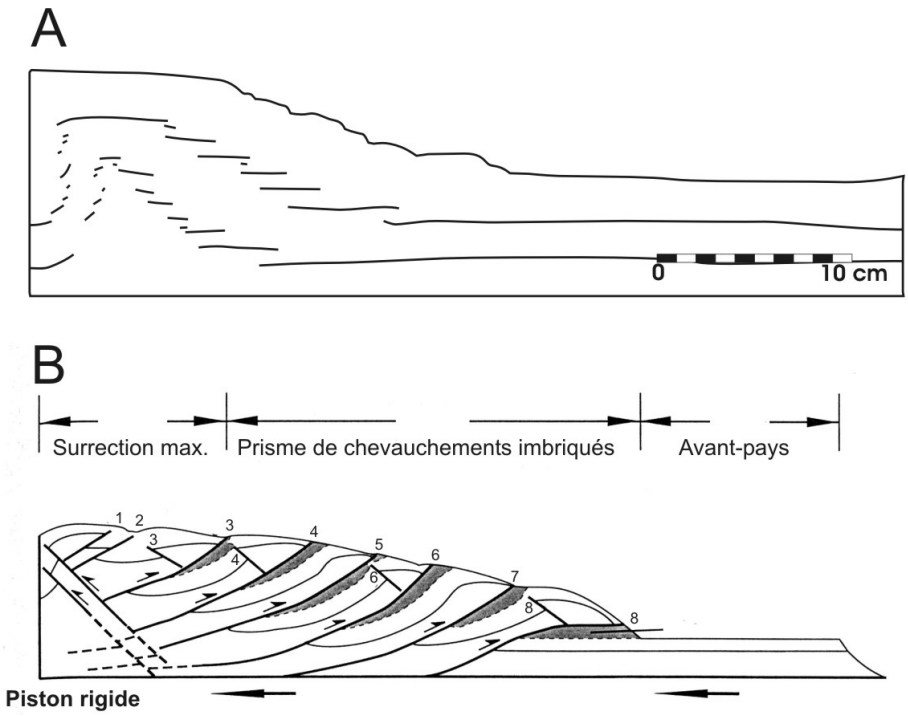


Figure 4.27. Comparaison de coupes longitudinales d'expériences analogiques en raccourcissement. **A**. Expérience T2, présentée plus haut. **B**. Diagramme schématique d'un prisme déformé, avec trois domaines de déformation (Huiqi et al., 1992). Les numéros indiquent l'ordre d'apparition des chevauchements. Les zones grisées correspondent à du matériel effondré à l'avant des chevauchements. Dans les deux cas, la déformation est accommodée contre le piston par des rétrochevauchements.

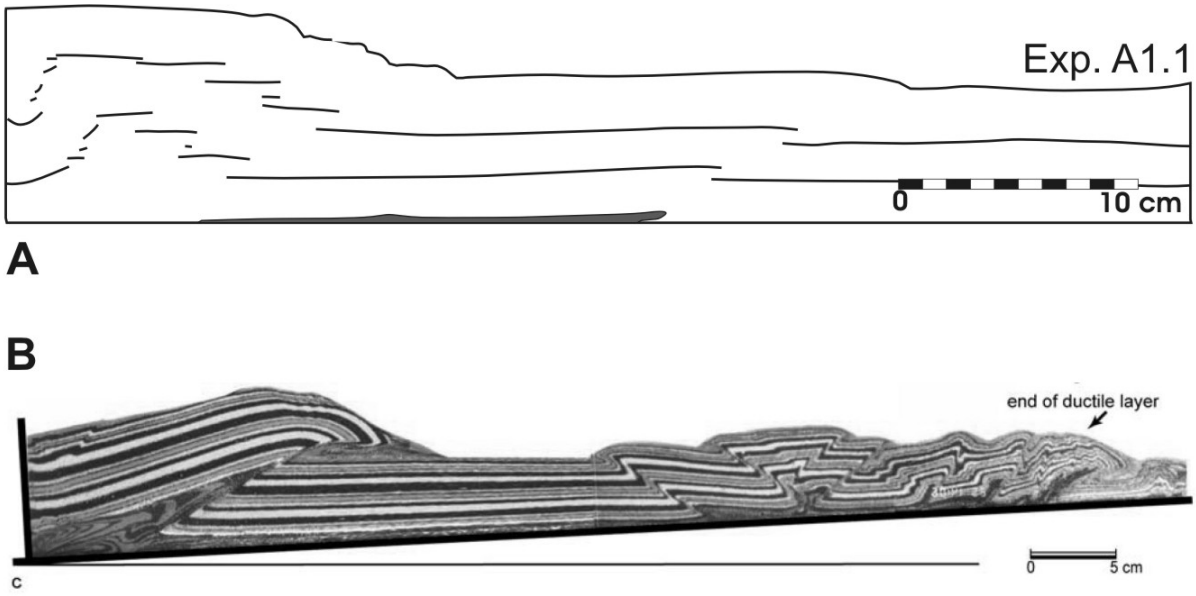


Figure 4.28. Comparaison de coupes longitudinales d'expériences analogiques en raccourcissement avec niveau de décollement localisé. **A**. Expérience A1.1 présentée plus haut. **B**. Expérience de sable et de silicone. La silicone joue le rôle de niveau de décollement localisé (Smit et al., 2003). Dans les deux cas, une partie de la déformation est accommodée contre le piston (à gauche) et au niveau de la terminaison externe du niveau de décollement (à droite). Entre les deux, une zone non déformée décolle sur le niveau de décollement.

Les études théoriques permettent de montrer que la pente de surface d'un prisme d'accrétion dans un matériau coulombien dépend de l'angle de friction interne du matériau ϕ, de sa cohésion C et des propriétés de friction à la base (Malavieille, 1984; Dahlen, 1990; Davidson et al., 1991) ; l'augmentation de la cohésion du matériau augmente la pente du prisme, la diminution de la friction à la base la diminue. Dans nos expériences, la diminution de la pente de surface du prisme n'est pas liée à un changement de propriété mécanique du matériau puisque la même poudre de silice cristalline est utilisée. La variation de pente observée est donc une évidence de la diminution des frottements à la base du prisme induite par l'injection de l'huile végétale. L'augmentation de l'espacement entre les chevauchements est également compatible avec la diminution des forces de frottement à la base du prisme (Huiqi et al., 1992; Schott and Koyi, 2001).

Dans toutes les expériences, les chevauchements arqués CS3 s'enracinent au niveau de la terminaison externe de l'intrusion (Figure 4.28). Cette géométrie est similaire aux résultats expérimentaux en tectonique avec niveau de décollement localisé (Figure 4.28 ; Ballard et al., 1987; Smit et al., 2003) : la partie fragile glisse sur le niveau de décollement ductile et se comporte comme un bloc rigide ; la déformation dans le niveau fragile est transférée au

niveau de la terminaison du niveau de décollement. Ainsi dans nos expériences, l'intrusion de liquide joue le rôle de niveau de décollement, dont la position de la terminaison externe, c'est-à-dire la longueur de l'intrusion, contrôle la position des chevauchements arqués, donc la longueur du plateau non déformé.

Nos expériences suggèrent que l'huile lubrifie la base du modèle en diminuant les frictions à la base. L'intrusion de liquide diminue la pente de la surface du prisme chevauchant, et augmente l'espacement entre les chevauchements. En outre, l'intrusion de liquide joue le rôle de niveau de décollement localisé et contrôle l'emplacement des chevauchements au niveau de sa terminaison externe.

3.1.5 Relations géométriques entre la déformation et l'intrusion.

Dans toutes les expériences de la série d'expériences A, les structures obtenues (sill basal, chevauchement arqué) témoignent des interactions entre la déformation et l'injection de liquide. Pour compléter ces observations géométriques, il est nécessaire de quantifier les résultats représentatifs de la déformation et de l'injection. Les grandeurs représentatives de la déformation sont la longueur L_p et la surface du plateau non déformé S_p (Figure 4.10). Les grandeurs représentatives de l'injection sont la longueur de l'intrusion L_i et le volume V_0 injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3 (Figure 4.10). Les valeurs présentées correspondent à toutes les expériences de la série A, à l'exception de l'expérience A3.4 (voir § 3.2.1.2).

Dans la Figure 4.29A, les valeurs de L_i sont reportées en fonction des valeurs de L_p. La longueur du plateau L_p semble liée à la longueur de l'intrusion L_i par une relation linéaire de pente proche de l'unité (1.02 ± 0.13), d'ordonnée à l'origine proche de l'origine (-1.54 ± 2.27). Cette relation, proche de l'égalité, montre que la géométrie de l'intrusion et du plateau non déformé sont des paramètres corrélés.

Le volume V_0 injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3 est également représenté graphiquement en fonction de L_p. Graphiquement, V_0 et L_p s'alignent le long d'une droite de pente ~14.8 ± 2 ml.cm^{-1} (Figure 4.29B). Contrairement à L_i qui ne quantifie que partiellement l'état final de l'intrusion, V_0 quantifie le volume de l'intrusion *in situ* dans sa globalité.

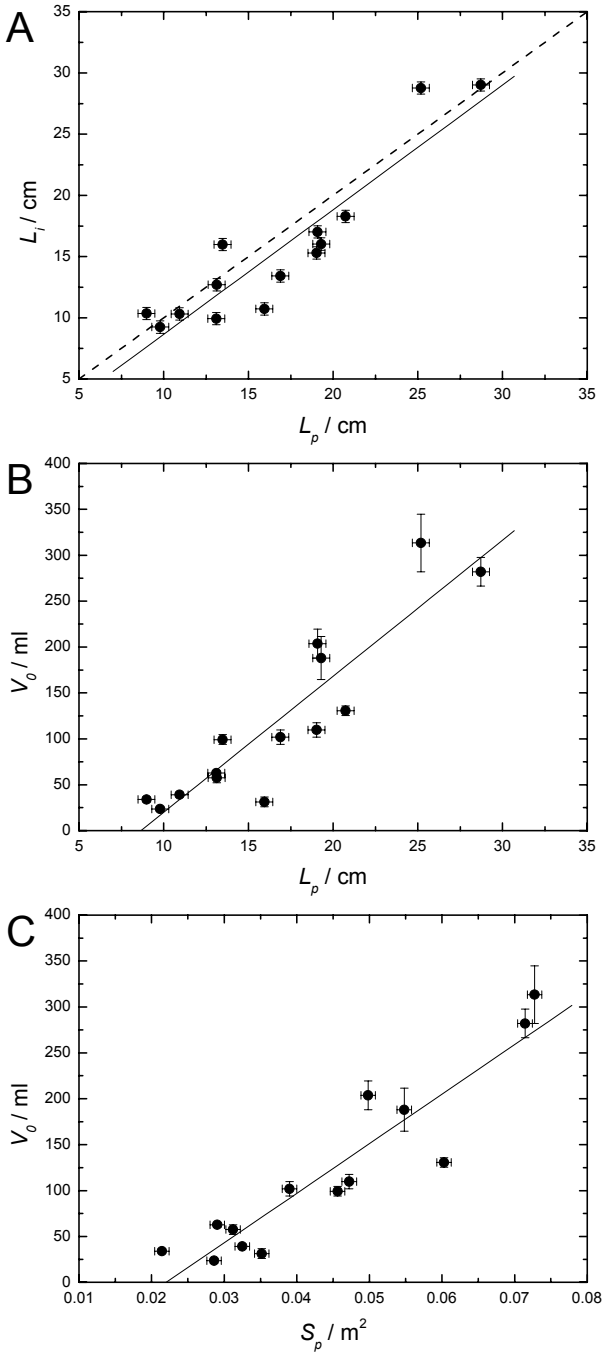


Figure 4.29. Corrélation des résultats expérimentaux. **A**. Longueur de l'intrusion L_i en fonction de la longueur du plateau non déformé L_p. La droite en trait plein correspond à la régression des données, la ligne pointillée correspond à la droite $y = x$. **B**. Volume V_0 en fonction de L_p. **C**. Volume V_0 en fonction de la surface du plateau non déformé S_p.

La longueur L_p est une mesure partielle du plateau non déformé qui se caractérise aussi par sa surface S_p. Les valeurs de V_0 ont été reportées en fonction de la surface du plateau non déformé S_p (Figure 4.29C). Le volume V_0 est également lié à la surface du plateau non déformé par une relation linéaire de pente 5400 ± 630 ml m^{-2}.

Les relations entre L_i et V_0, d'une part, et L_p et S_p, d'autre part, montrent qu'il existe des interactions mécaniques fortes entre la mise en place du liquide dans le modèle et la déformation. L'importance de ces interactions se traduit par l'égalité entre la longueur de l'intrusion L_i et la longueur du plateau non déformé L_p, suggère qu'il existe un équilibre mécanique entre l'injection et la déformation.

3.2 Quantification des paramètres expérimentaux

3.2.1 Influence distincte des paramètres expérimentaux

3.2.1.1 La vitesse du piston $\mathbf{v_p}$

Les séries d'expériences A1 et A2, où le débit de l'injection D est fixe et la vitesse du piston est variable, mettent en évidence l'influence de la vitesse du piston v_p sur la géométrie des modèles. Dans les deux sous-séries, la longueur de l'intrusion L_i, la longueur du plateau non déformé L_p, le volume V_0 injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3 ainsi que la surface du plateau S_p diminuent lorsque la vitesse de raccourcissement augmente (Figure 4.16 et Figure 4.19). Cette influence est confirmée quelle que soit la valeur du débit de l'injection. Ainsi, plus la vitesse de raccourcissement est élevée, plus les structures sont de dimension réduite.

3.2.1.2 Le débit de l'injection **D**

Dans la série d'expériences A3, où la vitesse du piston v_p est fixe et le débit de l'injection D est variable, l'influence de l'injection sur la géométrie des modèles est mise en évidence. Dans cette série, une augmentation du débit D induit une augmentation de la longueur L_p et de la surface S_p du plateau non déformé, de la longueur de l'intrusion L_i et du volume V_0 injecté lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3 (Figure 4.22). Ainsi, plus le débit de l'injection D est élevé, plus la taille des structures est importante.

Dans la série A3, les tendances précédentes ne sont pas confirmées par les résultats de l'expérience A3.4. En effet, les valeurs de L_i, L_p, V_0 et S_p obtenues dans cette expérience chutent brutalement par rapport à la tendance définie par les résultats des autres expériences de la série A3. Nous supposons que cette rupture de tendance traduit un changement de dynamique de mise en place du liquide dans le modèle induit par un débit d'injection très fort (D = 62.7 ml min^{-1}). En effet, lors de la mise en place du sill basal, une force d'inertie, induite par le changement de direction de propagation du liquide (verticale à horizontale, Figure 4.4), est transmise à l'encaissant. La valeur de cette force varie avec la vitesse du liquide au carré, et nous supposons dans l'expérience A3.4 qu'elle dépasse le seuil de fracturation de la poudre de silice.

3.2.1.3 Résumé

Les sous-séries d'expériences A1, A2 et A3 mettent en évidence l'effet de chaque paramètre expérimental sur la géométrie des structures. Le débit de l'injection D tend à augmenter la taille des structures (intrusion et plateau non déformé). Inversement, la vitesse du piston v_p a tendance à diminuer la taille des structures. Les effets de chaque paramètre sur la géométrie des structures sont donc opposés.

Cette opposition peut être représentée par un rapport entre les deux paramètres. Ce rapport regroupe les deux paramètres expérimentaux variables en un seul paramètre représentatif de l'expérience. Graphiquement, ce rapport est représenté dans un diagramme D vs. v_p par des droites dont la valeur de la pente est fournie par le rapport v_p / D (Figure 4.13 et Figure **4.14**).

3.2.2 Influence du rapport d'épaississement *R*

3.2.2.1 Définition du rapport **R**

Dans nos expériences, le paramètre représentatif de l'état physique de chaque expérience est le rapport v_p / D entre la vitesse du piston et le débit de l'injection (voir ci-dessus). Chaque terme de ce rapport est normalisé afin d'obtenir un rapport sans dimension, communément utilisé en modélisation analogique. Le rapport d'épaississement R défini comme suit exprime la vitesse relative d'épaississement d'origine tectonique par rapport à l'épaississement magmatique :

$$R = \frac{v_p / L_0}{D / V_m} \tag{4.3}$$

où v_p est la vitesse du piston, L la longueur initiale du modèle, D le débit volumique du liquide et V_m le volume initial du modèle. Ce rapport caractérise l'ensemble des paramètres de chaque expérience.

3.2.2.2 Corrélations des résultats avec le rapport **R**

Dans la série d'expériences A, les dimensions de l'intrusion sont corrélées au rapport R (Figure 30A et B). Pour des faibles valeurs de R ($R \sim 2$), c'est à dire lorsque l'importance relative du débit de l'injection est grande par rapport à la vitesse de déformation, la longueur de l'intrusion L_i dépasse 30 cm, et le volume de l'intrusion V_0 lors de l'apparition du chevauchement CS3 est aux alentours de 300 ml. En revanche, lorsque la valeur de R augmente, la taille de l'intrusion L_i et le volume V_0 diminuent. La dispersion pour L_i est relativement importante, les valeurs de V_0 étant moins dispersées. Une bonne régression des valeurs de L_i en fonction de R est fournie par une loi de type hyperbolique, d'exposant $b = -0.41 \pm 0.07$, et le volume V_0 est linéairement corrélé à $1/R$ (Figure 30A et B).

Concernant le plateau non déformé, les valeurs de L_p et S_p sont également corrélées au rapport R (Figure 30C et D). Comme la longueur de l'intrusion L_i, la longueur L_p et la surface S_p du plateau non déformé diminuent lorsque R augmente. En d'autres termes, plus la proportion d'épaississement tectonique est faible, plus les structures (plateau non déformé, intrusion) sont développées et de grande dimension. Une bonne régression de L_p en fonction de R est fournie par un loi de type hyperbolique d'exposant $b = -0.36 \pm 0.05$ (Figure 30).

Enfin, le temps adimensionnel T_{CS3}* d'apparition des chevauchements arqués CS3 dans les expériences de la série A est relativement constant quelle que soit la valeur de R (Figure 4.31). Le facteur déclanchant l'initiation des chevauchements arqués CS3 ne semble pas lié aux paramètres expérimentaux. Ce résultat est en accord avec les résultats obtenus dans le paragraphe 2.4.4.

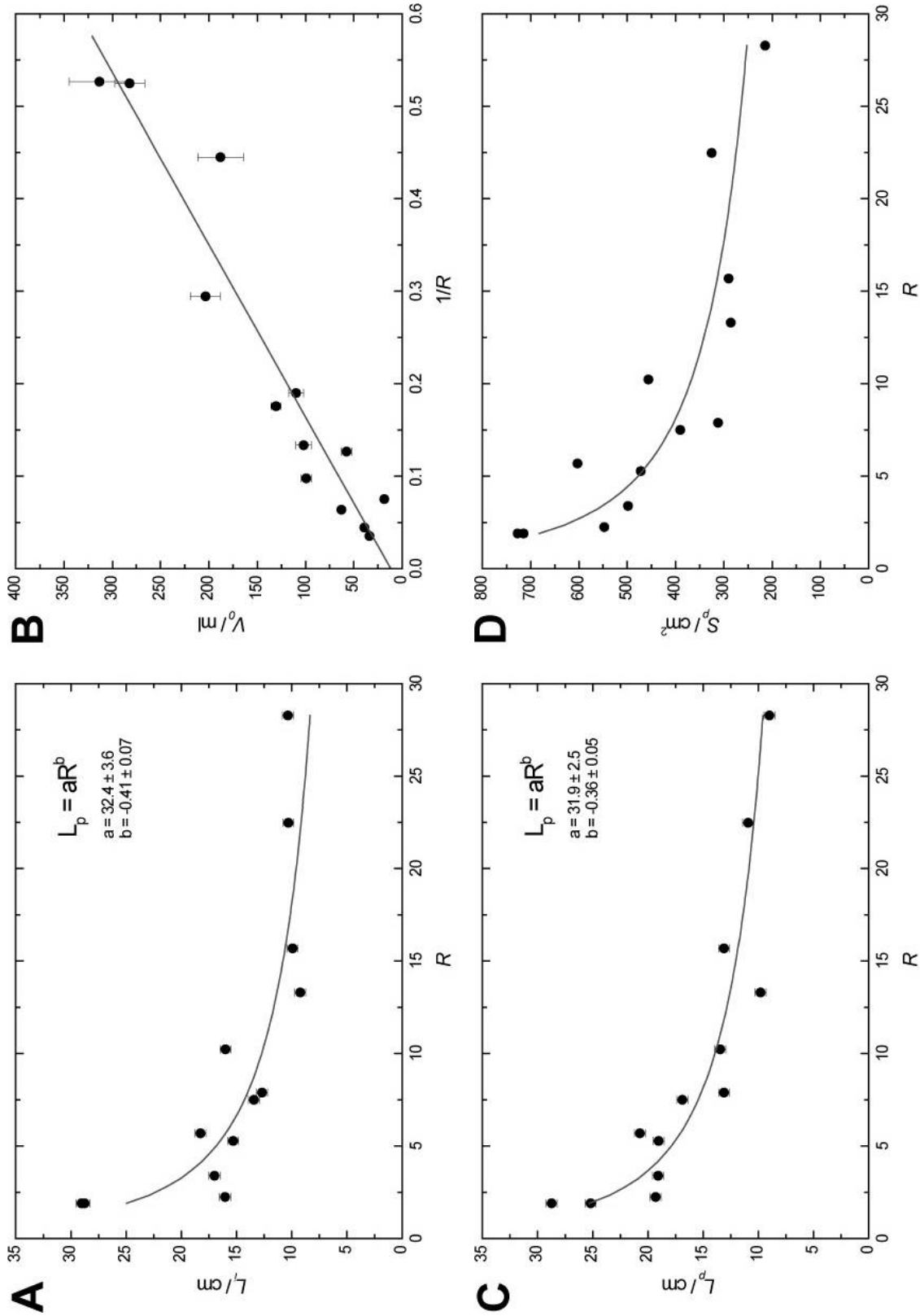


Figure 30. Résultats expérimentaux en fonction de *R*. Les données proviennent des expériences de la série d'expériences A (Tableau 3). **A**. Longueur de l'intrusion L_i. **B**. Volume V_0 en fonction de 1/*R*. **C**. Longueur du plateau non déformé L_p. *D*. Surface du plateau non déformé S_p.

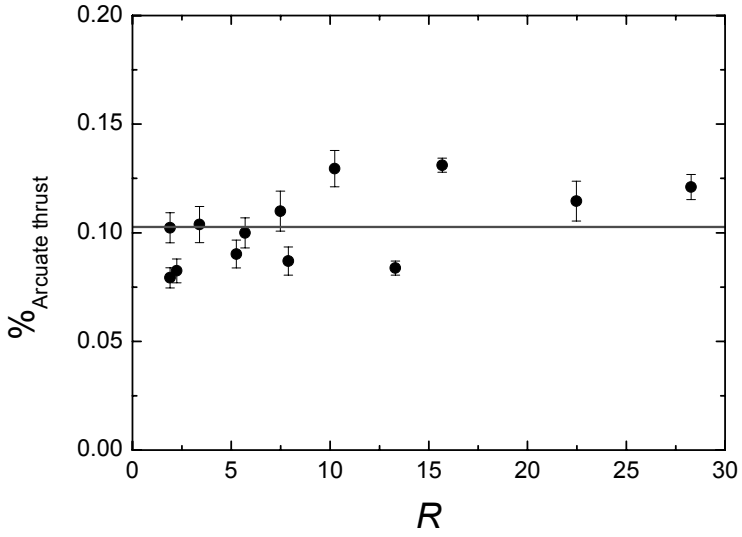


Figure 4.31. Temps adimensionnel T_{CS3}* en fonction du rapport d'épaississement *R* (Tableau 3).

3.2.2.3 Approche théorique du rapport **R**

La Figure 30 montre qu'il existe une loi de type hyperbolique entre les dimensions des structures obtenues dans les expériences de la série A et le rapport *R*. En adoptant une approche théorique, nous avons souhaité retrouver par le calcul une relation entre les dimensions des structures en fonction de *R*.

Le rapport *R* défini par l'équation (4.3) est une fonction de la vitesse du piston v_p et du débit de l'injection *D*. En modifiant (4.3), on obtient une expression du débit D :

$$D = \frac{v_p / L_0}{R / V_m} \tag{4.4}$$

Dans toutes les expériences de la série A, le débit de l'injection *D* et la vitesse du piston sont constants, par conséquent *R* est également constant. L'intégration du débit *D* et de la vitesse de déplacement du piston par rapport au temps *t* fournit le volume injecté $V(t)$ et la quantité de raccourcissement $\gamma(t)$ respectivement. D'autre part, la variation du volume du modèle apportée par l'injection est considérée comme négligeable. L'intégration de (4.4) peut donc s'écrire :

$$V(t) = \frac{\gamma(t)}{R/V_m} + C \tag{4.5}$$

où C est une constante. Lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3, c'est-à-dire lorsque $t = t_{CS3}$, le volume de liquide injecté $V = V_0$ et $\gamma(T) = T_{CS3}$*. De plus, nous avons mis en évidence que T_{CS3}* est indépendant des paramètres expérimentaux v_p et D (voir § 2.4.4). T_{CS3}* peut être considéré comme une constante par rapport à R. L'équation (4.5) devient alors :

$$V_0 = \frac{T_{CS3}^*}{R/V_m} + C \propto \frac{1}{R} \tag{4.6}$$

L'équation (4.6) montre que le volume V_0 injecté lors de l'apparition du chevauchement CS3 est proportionnel à $1/R$. Cette relation montre que lorsque la valeur de R diminue, c'est-à-dire lorsque la proportion de l'injection augmente par rapport à la déformation, le volume V_0 augmente. Cette relation théorique est en accord avec les résultats expérimentaux où V_0 est lié à $1/R$ par une relation linéaire (Figure 30).

Nous avons vu que lors de l'apparition du chevauchement arqué CS3, l'intrusion de liquide se présente sous la forme d'un sill basal, de longueur L_i et d'épaisseur w et son volume V_0 peut être approché par la relation $V_0 \approx w \times L_i^2$. L'équation (4.2) montre que l'épaisseur d'une fracture hydraulique est proportionnelle à sa longueur, si bien que le volume du sill basal peut s'écrire :

$$V_0 \propto L_i^3 \tag{4.7}$$

En combinant les équations (4.6) et (4.7), on obtient une expression de la longueur de l'intrusion L_i en fonction de R :

$$L_i \propto R^{-1/3} \tag{4.8}$$

Cette relation théorique montre que la longueur de l'intrusion L_i est liée à R à l'exposant -1/3. Cette relation corrobore nos résultats expérimentaux où l'exposant de la régression hyperbolique de la longueur de l'intrusion L_i en fonction de R est b = -0.41 ± 0.07 (Figure 30), compatible avec la valeur théorique de -1/3.

L'égalité entre L_i et la longueur du plateau non déformé, L_p (Figure 4.29), implique la relation :

$$L_p \propto R^{-1/3} \tag{4.9}$$

Cette expression théorique est également en accord avec nos résultats expérimentaux où la régression de la longueur du plateau non déformé L_p en fonction de R fournit une loi de type hyperbolique d'exposant b = -0.36 ± 0.05 (Figure 30).

Cette analyse théorique simple confirme nos résultats expérimentaux. Elle confirme également que c'est le paramètre R, c'est-à-dire la proportion relative de l'épaississement tectonique par rapport à l'épaississement magmatique, qui contrôle la géométrie des modèles, et non la vitesse du piston v_p et le débit de l'injection D indépendamment. Le paramètre R contrôle le volume de liquide injecté lors de l'apparition du chevauchement CS3, V_0, qui contrôle directement les dimensions de l'intrusion et du plateau non déformé.

3.3 La pression interne du liquide

La pression des magmas est le moteur qui contrôle la propagation des intrusions (par exemple Lister et Kerr, 1991). Lorsque le magma remonte par flottabilité, la pression à l'intérieur de l'intrusion est imposée par la différence de densité entre le liquide et son encaissant (Lister, 1990a; Lister, 1990b). Ce mécanisme peut être étudié expérimentalement à l'aide de modèles constitués de gélatine élastique, dans laquelle des liquides plus légers sont injectés (par exemple Maaloe, 1987; Takada, 1990; Heimpel and Olson, 1994; Maaloe, 1998). Dans d'autres modèles de gélatine, l'injection de liquides est contrôlée par une pression imposée et fixe (par exemple McLeod and Tait, 1999; Menand, 2000). Dans ces expériences, le débit de l'injection dans le modèle varie en fonction des processus associés à la mise en place de l'intrusion (par exemple l'apparition d'une nouvelle fracture).

Dans nos expériences, le débit de l'injection D est imposé et constant. En revanche, la pression P dans le liquide est variable en fonction de sa dynamique de mise en place dans le modèle. En dehors de toute contrainte tectonique, la pression magmatique P contrôle la propagation d'une intrusion. Dans le cas de la propagation d'une fracture hydraulique, la pression du magma contrôle le rapport w / l (Pollard, 1987), et toute variation de la pression implique une modification de la géométrie des intrusions.

Inversement, toute variation de la géométrie d'une intrusion (par exemple croissance, déformation tectonique) induit une variation de la pression dans le magma. Les variations de la pression du liquide sont donc des marqueurs de l'évolution de la géométrie des intrusions. La mesure et l'analyse de ces variations s'avèrent donc très importante dans nos expériences, où l'évolution de la géométrie des intrusions au cours des expériences n'est pas connue en détail.

3.3.1 Evolution théorique de la pression dans un dyke

Dans toutes nos expériences, le début de l'injection est marqué par un pic de pression dans le liquide. Après ce pic, la pression diminue, d'abord rapidement, puis plus lentement (Figure 4.17, Figure 4.20 et Figure 4.23). Dans les expériences de la série A, la diminution de la pression suit une courbe de forme hyperbolique jusqu'à la formation du chevauchement arqué CS3, et correspond à la croissance du sill basal par fracturation hydraulique (Figure 4.9 et voir § 3.1.1).

Lors de la croissance d'une fracture hydraulique de section elliptique dans un milieu purement élastique, la longueur L_i et l'épaisseur w de l'intrusion sont liées à la pression du liquide par l'équation (4.2) (Pollard, 1987). En considérant que le volume de l'intrusion V peut être approché par $V \approx w \cdot L_i^2$, (4.2) s'écrit :

$$V \propto P \cdot L_i^3 \tag{4.10}$$

Dans nos expériences, le débit de l'injection D est constant donc le volume de l'intrusion V augmente linéairement avec le temps t suivant $V = D \cdot t$. En combinant cette expression avec (4.10), on obtient une expression de la pression P en fonction du temps t et de la longueur de l'intrusion L_i :

$$P \propto t \cdot L_i^{-3} \tag{4.11}$$

La propagation d'une fracture a lieu lorsque la contrainte de rupture de l'encaissant est atteinte en terminaison de fracture. Cependant, les processus mécaniques agissant aux terminaisons des fractures sont particulièrement complexes, et la contrainte de rupture est difficilement quantifiable (voir Chapitre 2). Plusieurs modèles basés sur les principes de

mécanique de la fracturation ont été développés afin de déterminer un critère fiable de propagation d'une fracture (par exemple Inglis, 1913; Griffith, 1921; Griffith, 1924; Irwin, 1957; Irwin, 1958). Dans tous ces modèles, la pression magmatique requise pour propager une fracture hydraulique dans un milieu élastique dépend de la longueur de la fracture L_i suivant l'expression :

$$P \propto L_i^{-1/2} \tag{4.12}$$

En d'autres termes, plus une fracture est longue, plus la pression magmatique requise pour la propager est faible. Cette propriété s'explique par le fait que toutes les forces de pression $F_P \propto P \times S$ qui s'appliquent sur les parois de la fracture de surface S se concentrent au niveau des terminaisons de la fracture. Ainsi, plus la surface des parois S est grande, plus F_p est élevée, et plus la contrainte de rupture aux terminaisons est atteinte rapidement.

En combinant l'équation (4.11) avec le critère mécanique de propagation d'une fracture (4.12), on obtient une expression de l'évolution de P en fonction du temps t :

$$P \propto t^{-1/5} \tag{4.13}$$

Lorsque le temps t tend vers une valeur infinie, la longueur de la fracture L_i tend également vers une valeur infinie et la pression magmatique requise pour propager la fracture tend vers une valeur nulle (équation 4.12). La seule force qui s'oppose à l'ouverture de la fracture est la contrainte perpendiculaire au plan de fracture σ_n : une fracture de taille infinie continue donc à se propager si la pression magmatique P excède la contrainte normale au plan de fracture σ_n. L'équation (4.13) devient :

$$P = A_1 \cdot t^{-1/5} + \sigma_n \tag{4.14}$$

A_1 étant une constante.

L'expression (4.14) obtenue par le calcul est compatible avec les courbes de pression mesurées dans nos expériences. En effet, on retrouve la tendance hyperbolique de l'évolution de la pression, et une asymptote horizontale correspondant à la contrainte normale au plan de fracture.

3.3.2 Evolution de la pression dans les expériences

3.3.2.1 Influence de la géométrie de l'intrusion

Au cours de la croissance de l'intrusion dans les expériences T1 et T3, le transport du liquide s'effectue horizontalement dans le sill basal, puis en partie verticalement dans les dykes sub-verticaux (expérience T1) ou dans les chevauchements (expérience T3) (Figure 4.7 et Figure 4.6). L'encaissant du sill basal est constitué d'un côté par la plaque basale du modèle, et de l'autre par la poudre de silice. En revanche, l'encaissant des intrusions redressées n'est constitué que par la poudre de silice.

Dans le sill, les seules variations de la pression sont dues au gradient horizontal induit par les frottements du fluide sur les parois de la fracture. Ces forces ne représentent que quelques pour cent de la valeur de la pression dans le liquide (voir Annexe 2), et la pression dans le sill basal peut être considérée comme homogène. Dans les dykes verticaux, le gradient de pression vertical hydrostatique s'ajoute au gradient de pression dû aux frottements du liquide sur les parois : en surface à l'éruption, la pression du liquide est égale à la pression atmosphérique, à la base du dyke, la pression est de l'ordre de grandeur de la pression lithostatique. Dans les intrusions inclinées, la pression n'est donc pas homogène, et la force qui s'applique sur les parois est différente de la force qui s'applique sur les parois d'une intrusion horizontale.

La différence d'encaissant et de pression dans le sill basal et les dykes sub-verticaux se répercute dans le mécanisme de propagation des fractures, donc dans l'évolution de la pression. Les points d'inflexion observés sur les courbes de pression des expériences T1 et T3 (Figure 4.3 et Figure 4.8) traduisent donc vraisemblablement la transition entre la mise en place du sill basal (avant le point d'inflexion) et la remontée du liquide vers la surface (après le point d'inflexion).

Dans les expériences T1 et T3, un calcul de régression des courbes de pression a été effectué en utilisant une fonction inspirée de l'équation (4.14) :

$$P = A_2 + A_1 \cdot (A_3 + t)^d \tag{4.15}$$

où A_2 représente la valeur de l'asymptote horizontale, A_3 correspond à la date du début de l'injection et d représente l'exposant de la loi hyperbolique. Les paramètres d et A expriment la courbure de l'hyperbole.

Dans les expériences T1 et T3, la régression n'a été effectuée que sur les portions de courbes situées après le point d'inflexion (Figure 4.32). Les résultats de la régression sont fournis dans le Tableau 4. Dans les deux expériences T1 et T3, les régressions sont concordantes avec les mesures. Les valeurs des exposants d obtenues sont similaires $d \approx -0.48$ dans les deux expériences, et relativement éloignées de la valeur théorique (-0.2). Les valeurs des asymptotes horizontales sont A = 2079 ± 27 et A = 1916 ± 19 Pa pour T1 et T3 respectivement (Tableau 4). Le capteur de pression étant situé à une certaine distance du modèle, les valeurs précédentes ont été corrigées de la position du capteur par rapport au point d'injection (Annexe 2). Après correction, les valeurs correspondant à la valeur de la pression calculée au point d'injection (P_i, Tableau 4) sont P_i = 626 ± 158 Pa et P_i = 460 ± 150 Pa pour T1 et T3 respectivement.

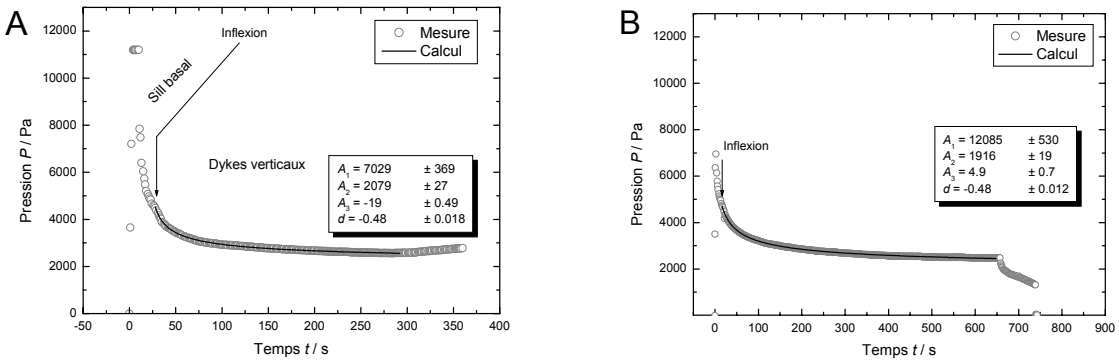


Figure 4.32. Evolution de la pression au cours du temps. A. Expérience T1. B. Expérience T3. Les cercles gris sont les données mesurées, la courbe noire est le résultat du calcul de régression. Les valeurs des paramètres A_1, A_2, A_3 et d sont fournies en encadré (voir texte pour explication).

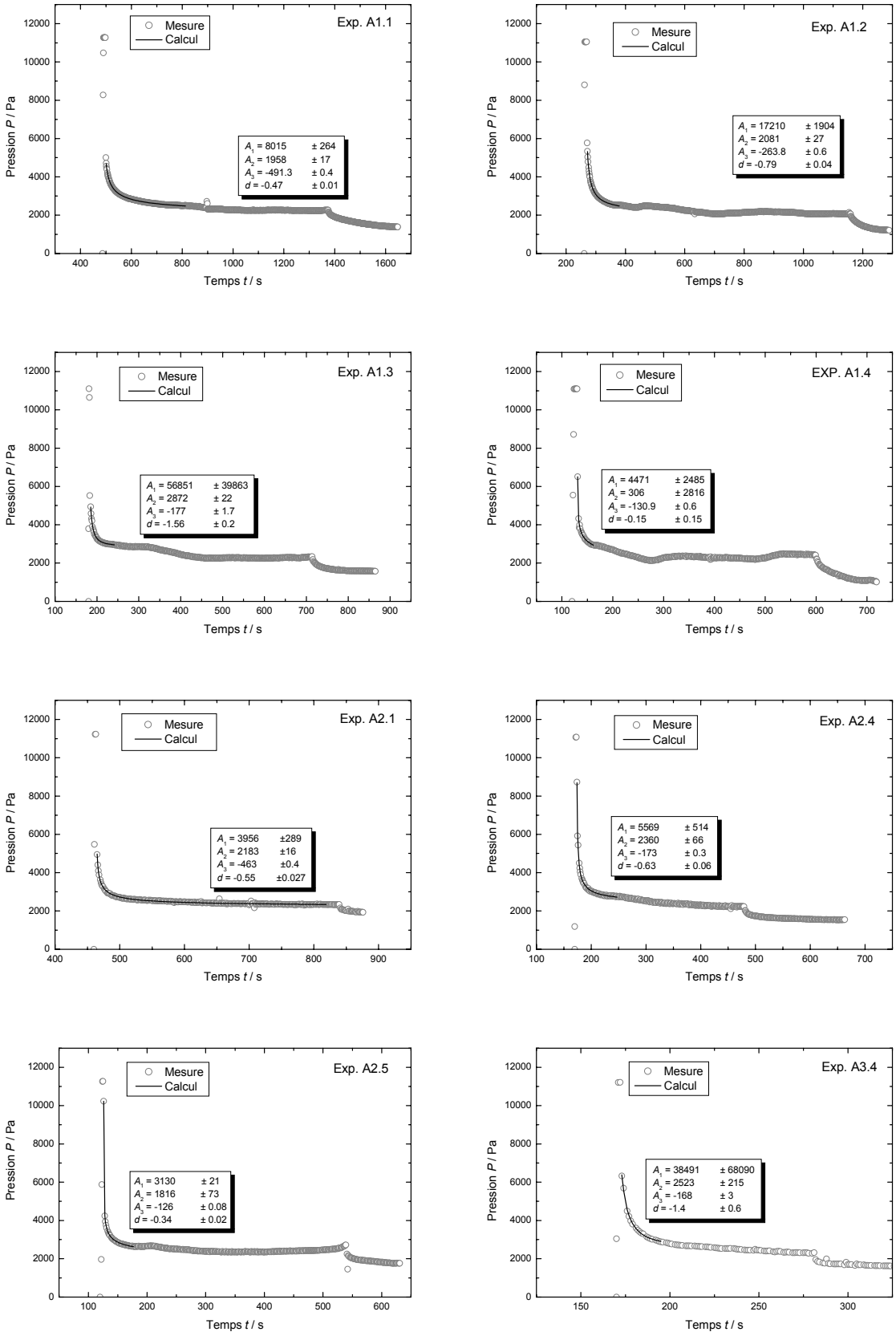


Figure 4.33. Courbes de pression mesurée et courbe de pression calculée pour les expériences A1.1 – A1.4, A2.1, A2.4, A2.5 et A3.4. Les valeurs des paramètres de régression sont fournies en encadré et dans le Tableau 4.

Le calcul qui aboutit à l'équation (4.15) utilise plusieurs hypothèses qui ne sont vraisemblablement pas vérifiées dans nos expériences : le matériau encaissant doit être purement élastique, et la pression homogène. Or, les propriétés élastiques de la silice sont inconnues, et la pression dans les dykes sub-verticaux n'est pas homogène. Nous pensons que les différences entre les conditions expérimentales et les contraintes théoriques sont à l'origine de l'écart entre l'exposant d, obtenu dans les expériences T1 et T3 (d = -0.48), et la valeur théorique d = -0.2.

Les valeurs des asymptotes horizontales correspondent à la valeur de la contrainte normale au plan de fracture (σ_n). Dans le cas d'un sill, σ_n correspond en théorie au poids de l'encaissant sus-jacent, donc à la contrainte lithostatique. Dans le cas d'un dyke vertical mis en place en contexte intra plaque sans déformation tectonique, la contrainte perpendiculaire au plan de fracture est également la contrainte lithostatique. Dans l'expérience T1, la contrainte lithostatique théorique à la base du modèle, correspondant au poids de la colonne de silice, est $P_l \approx 718$ Pa ; la valeur de la pression du liquide au point d'injection $P_i \approx 626 \pm 158$ Pa (Tableau 4) est en accord avec la valeur de la pression lithostatique. Dans l'expérience T3, le modèle est épaissi et la contrainte lithostatique à la base est plus élevée que dans l'expérience T1 ; la valeur de P_i dans T3 doit donc être supérieure à celle de T1, ce qui n'est pas le cas. Nous expliquons cette incohérence par une imprécision de la mesure (voir Annexe 2).

Expérience	t_r **/ s**	A_1	A_2 **/ Pa**	P_i **/ Pa**	A_3 **/ s**	d
T1	264	7029 ± 369	2079 ± 27	626 ± 158	-19 ± 49	-0.48 ± 0.018
T3	632	12085 ± 530	1916 ± 19	460 ± 150	4.9 ± 0.7	-0.48 ± 0.012
A1.1	312	8015 ± 264	1958 ± 17	505 ± 148	-491.3 ± 0.4	-0.47 ± 0.01
A1.2	107	17210 ± 1904	2081 ± 27	628 ± 159	-263.8 ± 0.6	-0.79 ± 0.04
A1.3	57	56851 ± 39863	2872 ± 22	1419 ± 159	-177 ± 1.7	-1.56 ± 0.2
A1.4	31	4471 ± 2485	306 ± 2816	-1147 ± 2947	-130.9 ± 0.6	-0.15 ± 0.15
A2.1	354	3956 ± 289	2183 ±16	711 ± 147	-463 ± 0.4	-0.55 ± 0.027
A2.4	73	5569 ± 514	2360 ± 66	888 ± 197	-173 ± 0.3	-0.63 ± 0.06
A2.5	51	3130 ± 21	1816 ± 73	344 ± 204	-126 ± 0.08	-0.34 ± 0.02
A3.4	22	38491 ± 68090	2523 ± 215	1041.6 ± 346	-168 ± 3	-1.4 ± 0.6

Tableau 4. Paramètres de régression obtenus à partir des données de pression des expériences T1, T3 et de la série A. Le paramètre t_r correspond à l'intervalle de temps dans lequel la régression a été effectuée. Le paramètre P_i correspond à la pression corrigée (voir Annexe 2). Voir le texte pour la définition des autres paramètres.

3.3.2.2 Influence de la déformation

L'apparition du chevauchement arqué CS3 dans les modèles correspond au début de la surrection du plateau non déformé et à l'épaississement du modèle au-dessus de l'intrusion. La pression du liquide contenu dans l'intrusion située sous le plateau non déformé devrait théoriquement augmenter au fur et à mesure de l'épaississement. Or les données de pression montrent que l'initiation des chevauchements arqués coïncide avec une chute de la pression dans le liquide. Cette contradiction suggère que la mise en place du liquide passe d'un mode actif (fracturation hydraulique) à un mode relativement passif, en accompagnant la surrection tectonique du plateau non déformé, qui crée un espace comblé au fur et à mesure par le liquide.

L'apparition du chevauchement arqué marque donc une transition importante entre une mise en place active du liquide par fracturation hydraulique (sill basal) et une mise en place plus passive en remplissant un espace créé par la déformation tectonique.

3.3.2.3 Influence des paramètres expérimentaux

Dans les expériences de la série A, la régression des mesures de la pression du liquide au cours du temps a été effectuée sur la première partie de la courbe de pression (partie hyperbolique), c'est-à-dire entre le pic initial de pression et la chute de pression induite par la formation du chevauchement arqué. Cette portion de courbe correspond à la croissance du sill basal. Pour certaines expériences (A1.1, A2.1), cette portion représente plusieurs centaines de secondes, et le résultat de la régression est précis (Tableau 4 et Figure 4.33). En revanche dans les expériences A1.4 et A3.4, la portion hyperbolique de la courbe est très courte (20 à 30 s) et le résultat de la régression n'est pas suffisamment contraint (Tableau 4). Les valeurs des paramètres de régression pour ces expériences ne sont pas significatives, et ces expériences ne sont pas interprétées ni retenues.

Les paramètres A_1 et d des expériences retenues de la série A sont représentés en fonction du rapport R (Figure 4.34A). Il semble que le paramètre d diminue lorsque R augmente, et A_1 semble augmenter avec R. Graphiquement, la diminution de l'exposant d et l'augmentation de A_1 vont dans le même sens en accentuant la courbure de l'hyperbole. En d'autres termes, plus la vitesse de déformation est importante par rapport à l'injection, plus la pression diminue rapidement au cours de la croissance du sill basal. Nous interprétons cette diminution de pression par un effet de flambage de la couche de poudre de silice sus-jacente à

l'intrusion. Néanmoins, nous ne disposons pas de suffisamment d'expériences exploitables pour approfondir ce raisonnement.

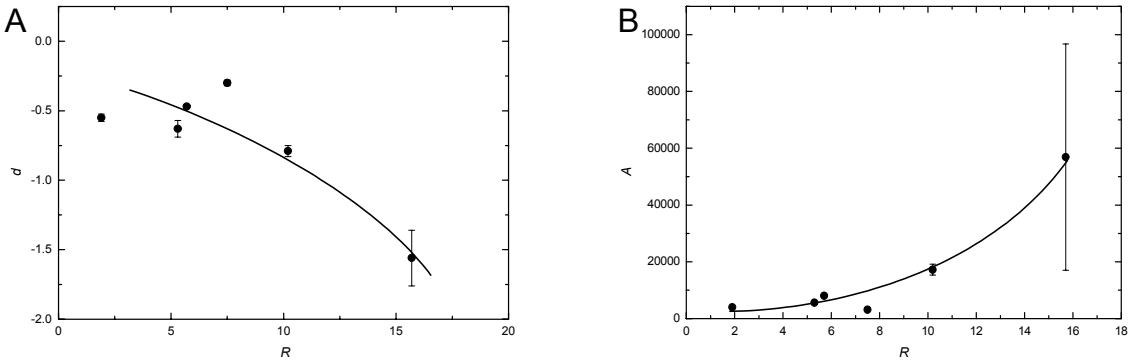


Figure 4.34. A. Paramètre de régression *d* en fonction du rapport *R* ; **B**. Paramètre de régression A_1 en fonction de *R*.

4 Bilan et conclusions

Les séries d'expériences présentées dans cette partie fournissent des résultats qui nous permettent de déterminer les processus de mise en place du liquide dans les modèles.

(1) Le liquide se met en place dans son encaissant par fracturation hydraulique.

(2) La mise en place du liquide est contrôlée par le champ de contraintes dans le modèle. Sans déformation, l'intrusion est en forme de cone sheet. En revanche, un champ de contraintes compressif induit par un raccourcissement tectonique impose et contrôle la propagation horizontale de l'intrusion sous la forme d'un sill basal.

(3) La croissance de l'intrusion est contrôlée par des hétérogénéités mécaniques, comme l'interface entre la plaque basale du modèle et la poudre de silice. Des failles contrôlent également la mise en place du liquide.

(4) Le liquide lubrifie la base des modèles modifie et agit comme un niveau de décollement localisé. Il contrôle la formation d'un chevauchement arqué enraciné à la terminaison externe du sill basal. Lorsque le liquide atteint la surface, il remonte le long de rampes latérales du chevauchement arqué.

(5) Le liquide contrôle la formation d'un plateau non déformé qui glisse sur le niveau de décollement localisé. La longueur du plateau est contrôlée par la longueur du sill basal.

(6) Les dimensions de l'intrusion et du plateau non déformé sont contrôlées par le rapport *R*, qui définit la vitesse relative d'épaississement d'origine tectonique par rapport à l'épaississement d'origine magmatique. Plus la proportion de raccourcissement est faible, plus la taille de l'intrusion et du plateau non déformé est grande.

(7) La déformation modifie le mode de mise en place du liquide qui se met en place relativement passivement en accommodant la surrection tectonique du plateau non déformé.

Au-delà de ces premiers résultats, la méthode expérimentale fournit des perspectives intéressantes pour l'étude de la mise en place des magmas dans une croûte fragile. Néanmoins, les données dont nous disposons actuellement ne sont pas suffisamment précises pour approfondir la réflexion.

Chapitre 5

Expériences analogiques : injection de magma dans une croûte fragile stratifiée

1 Introduction

Les mécanismes de mise en place des magmas dans la croûte, et en particulier le mécanisme de fracturation hydraulique, sont influencés par la rhéologie des roches encaissantes (par exemple Rubin, 1993; Papanastasiou, 1997; Papanastasiou, 1999). Les roches dans lesquelles les magmas se mettent en place sont rarement homogènes, en particulier dans les séries sédimentaires, souvent constituées par une succession de niveaux compétents (par exemple grès, calcaires) interstratifiés avec des niveaux peu compétents (par exemple des argiles).

De nombreuses observations géologiques montrent l'influence d'une stratification sur la géométrie des intrusions magmatiques (par exemple Rubin, 1995; Gudmundsson et Brenner, 2001; Gudmundsson, 2002). Par exemple, il est parfois possible d'observer la terminaison de dykes butant sur un niveau rocheux compétent (Gudmundsson et al., 1999; Gudmundsson et Brenner, 2001; Gudmundsson, 2002) ; le niveau compétent étant plus difficile à fracturer, la fracture s'arrête et sa terminaison est trapue (Figure 5.1). Dans le bassin de Neuquén, la mise en place de presque toutes les intrusions magmatiques (sills) semble contrôlée par une formation sédimentaire argileuse peu compétente (Rossello et al., 2002).

A plus grande échelle, la mise en place des plutons semble également contrôlée par les hétérogénéités de l'encaissant. Par exemple, Corriveau et Leblanc (1995) et Corriveau et al. (1998) montrent que la mise en place de certains plutons dans la province de Québec, Canada, est en grande partie contrôlée par un niveau de marbre, plus ductile que les roches environnantes. La géométrie concordante des laccolites avec leur encaissant suggère également que leur mise en place est fortement contrôlée par la stratification de leur encaissant (par exemple Gilbert, 1877; Román-Berdiel et al., 1995), en particulier au contact entre une couverture sédimentaire et le socle cristallin (Figure 5.2).

Enfin, à l'échelle de la croûte, la transition fragile ductile marque également une stratification à l'échelle crustale entre un niveau fragile compétent et un niveau ductile peu compétent. A cette échelle, l'étude numérique de Watanabe et al. (1999) montre que la mise en place des magmas en régime compressif est contrôlée par cette stratification, et les magmas sont stockés à la base de la croûte fragile. Cette étude corrobore les observations géophysiques dans les Andes et le plateau du Tibet qui montrent la présence d'une zone

partiellement fondue confinée sous la croûte fragile (par exemple Schilling et al., 1997; Schilling et Partzsch, 2001).

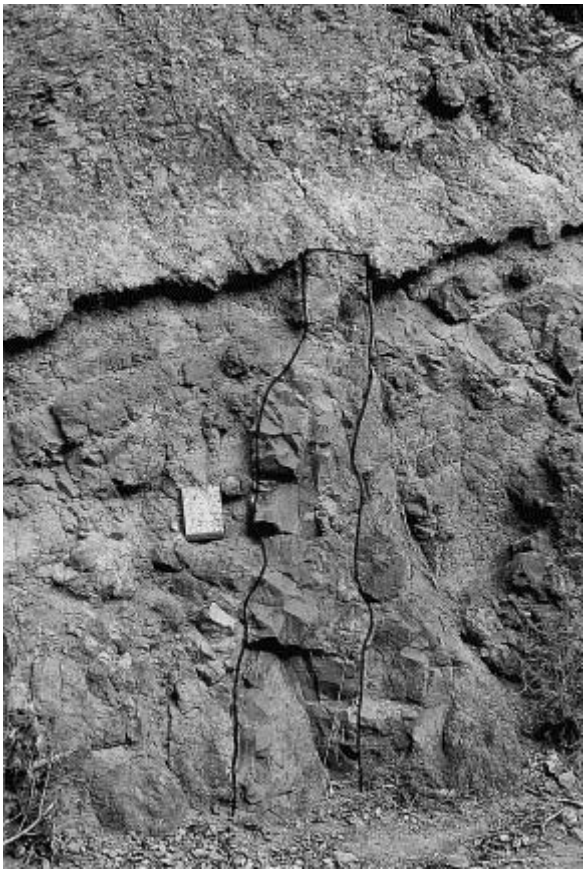


Figure 5.1. Photographie de la terminaison d'un dyke. Le dyke est intrusif dans un niveau de scories. Sa terminaison est rectangulaire et correspond au contact entre les scories et une coulée basaltique. Image prise à Tenerife, îles des Canaries (Gudmundsson, 2002).

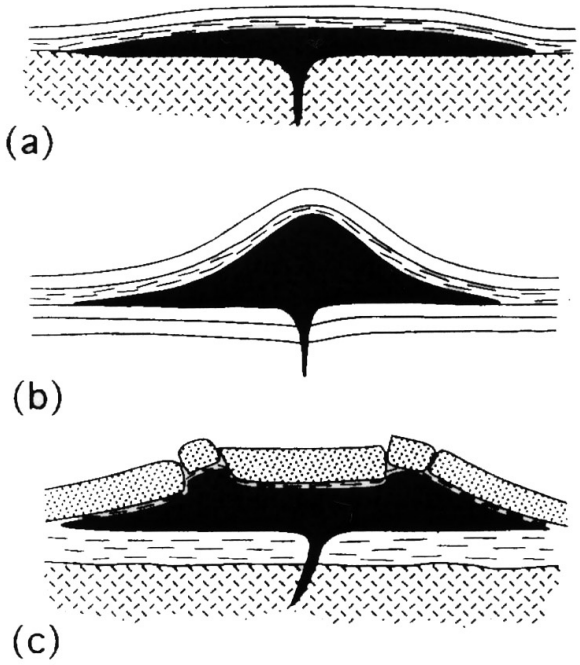


Figure 5.2. Figures schématiques illustrant quelques géométries et contextes de mise en place de laccolites (d'après Román-Berdiel et al. (1995). (a) Laccolite mis en place au contact socle / couverture sédimentaire. (b) Laccolite en forme de cloche mis en place dans une série sédimentaire. (c) Laccolite mis en place dans un niveau de roche peu résistant, à la base d'un niveau de roche compétent.

Ainsi, à toutes les échelles, les hétérogénéités de l'encaissant, et en particulier la stratification, semble contrôler en grande partie la mise en place des magmas. Cependant, les mécanismes sont peu connus. Afin de comprendre l'influence d'un milieu stratifié sur la mise en place des magmas, nous avons mené une série d'expériences analogiques, en utilisant le même protocole que dans le Chapitre 4, mais dans lequel nous avons introduit une stratification dans l'encaissant des intrusions.

2 Protocole expérimental

2.1 Matériaux analogiques

La préparation des expériences présentées dans cette partie est décrite en détail dans le Chapitre 3. Cette méthode permet de construire des modèles de poudre de silice cristalline (SI-CRYSTAL), dans laquelle des niveaux d'épaisseur variable de poudre de silice en billes (SI-SPHERE) sont introduits.

Le milieu stratifié construit dans la série d'expériences présentées dans cette partie simule une succession de niveaux de forte cohésion (300 Pa) séparés par des niveaux de faible cohésion (1-10 Pa, Chapitre 3). Les niveaux de poudre de silice cristalline, de forte cohésion, simulent des formations très compétentes comme des niveaux gréseux, conglomératiques ou calcaires. En revanche, les niveaux de poudre SI-SPHERE simulent des niveaux peu compétents, comme des niveaux d'argile ou de marnes.

Le déroulement de chaque expérience est rigoureusement le même que celui de la série A présentée dans le Chapitre 4. L'expérience débute par une phase de raccourcissement sans injection (~ 5%) ; après cette étape de mise sous contrainte du modèle, l'injection du liquide est déclenchée pendant que la déformation se poursuit.

2.2 Stratégie expérimentale

L'objectif de ce chapitre est de mettre en évidence l'influence d'une stratification sur la mise en place des magmas dans une série sédimentaire. Dans les séries d'expériences présentées, l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE est variable.

Les expériences sont organisées en séries, dans lesquelles l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE (h) est constante (S1 à S4, Figure 5.3). Dans chaque série, une expérience d'injection sans déformation est réalisée afin de tester l'influence du milieu stratifié sur la mise en place du liquide. Une expérience de déformation sans injection est également réalisée afin de tester le mode de déformation de la série stratifiée. Dans chaque série, ces deux expériences sont des témoins et sont les équivalentes des expériences T1 et T2, respectivement, dans le Chapitre 4. Enfin, chaque série est complétée par des expériences où le liquide est injecté pendant la déformation.

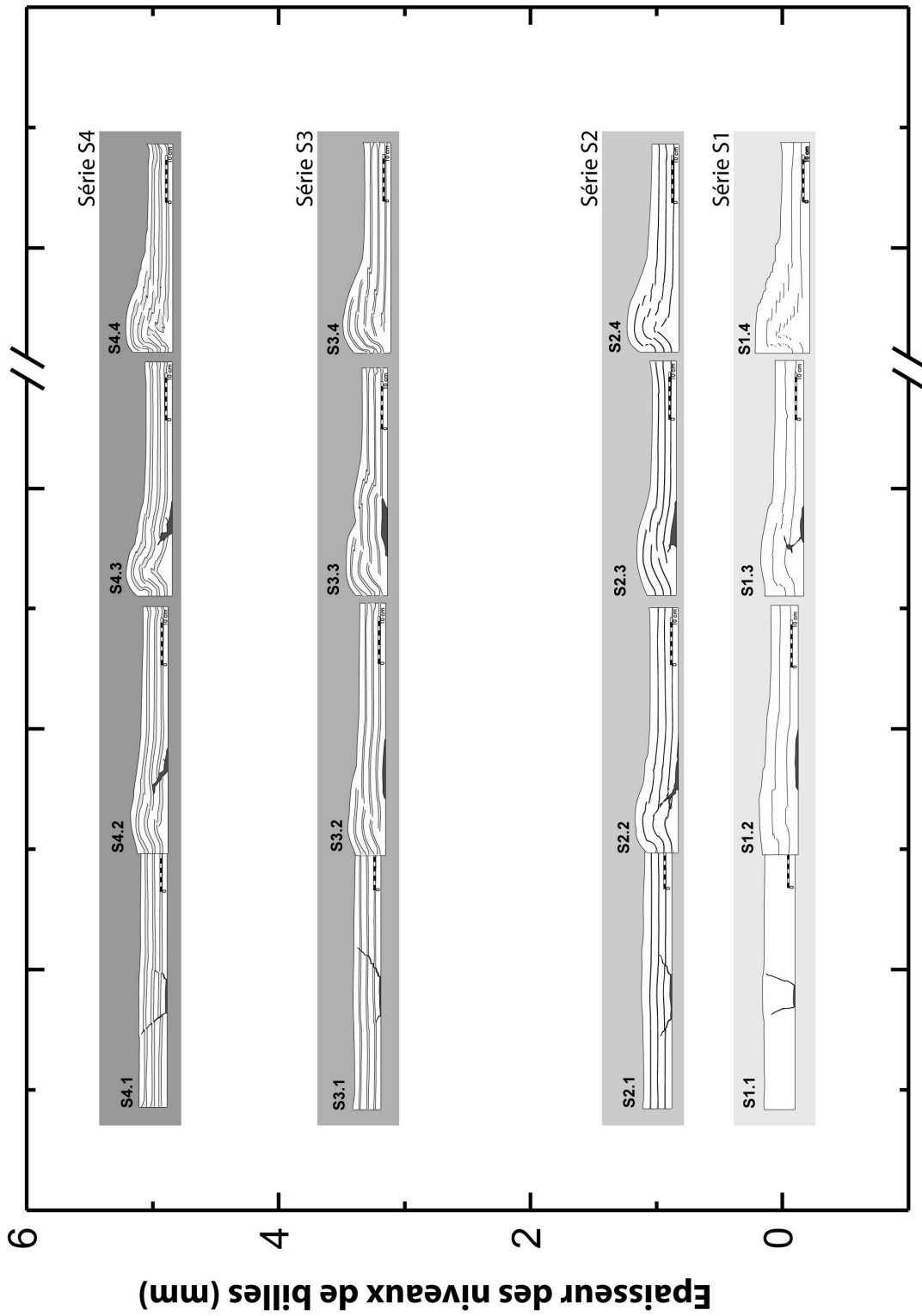


Figure 5.3. Diagramme représentant les expériences de la série S en fonction du rapport R et de l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE. Chaque coupe est prise au milieu du modèle, passant par le point d'injection. Les horizons blancs sont les niveaux de poudre de silice cristalline, les horizons gris sont les niveaux de poudre SI-SPHERE.

Expérience	h / mm	v_p / cm min^{-1}	D / ml min^{-1}	γ	R
S1.1	0	0.00	10.4	0.0	0.0
S1.2	0	0.24	10.4	9.8	5.1
S1.3	0	0.48	10.4	14.4	10.2
S1.4	0	0.96	0.0	24.7	Infini
S2.1	1	0.00	10.4	0.0	0.0
S2.2	1	0.24	10.4	10.8	5.0
S2.3	1	0.48	10.4	14.4	10.2
S2.4	1	1.13	0.0	23.4	Infini
S3.1	3.3	0.00	10.4	0.0	0.0
S3.2	3.3	0.24	10.4	9.1	5.0
S3.3	3.3	0.48	10.4	16.0	10.1
S3.4	3.3	1.12	0.0	23.0	Infini
S4.1	5	0.00	10.4	0.0	0.0
S4.2	5	0.24	10.4	9.8	5.1
S4.3	5	0.48	10.4	15.1	10.1
S4.4	5	1.13	0.0	23.2	Infini
SB1	0	0.97	20.9	14.9	10.2
SB2	1	0.98	20.9	18.6	10.3
SB3	3.3	0.97	20.9	16.7	10.2
SB4	5	0.95	20.9	9.8	10.0

Tableau 1. Paramètres expérimentaux des expériences des séries S et SB.

3 Résultats

3.1 Série d'expériences S (Stratifié)

Une série de 16 expériences a été menée dans la série S (série en milieu Stratifié, Figure 5.3). Cette série s'organise en 4 sous-séries dans lesquelles l'épaisseur des 3 niveaux peu compétents est variable : S1 correspond aux expériences homogènes sans niveau de poudre SI-SPHERE et S4 correspond aux expériences où les niveaux de poudre SI-SPHERE sont les plus épais (5 mm). Les paramètres des expériences de la série S sont énumérés dans le Tableau 1.

Chaque sous-série comprend 4 expériences, alignées horizontalement dans la Figure 5.3, où le paramètre R (voir Chapitre 4) varie de 0 (injection seulement) à l'infini (déformation seulement) ; le débit de l'injection est de D = 10.4 ml.min^{-1} lorsque l'injection a lieu, et la vitesse du piston v_p est variable. Les paramètres D, v_p et γ des expériences alignées verticalement dans la Figure 5.3 sont identiques, seule l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE varie.

3.1.1 Série S1

Cette série correspond à des expériences homogènes sans niveau de poudre SI-SPHERE. Elles sont équivalentes aux expériences du Chapitre 4.

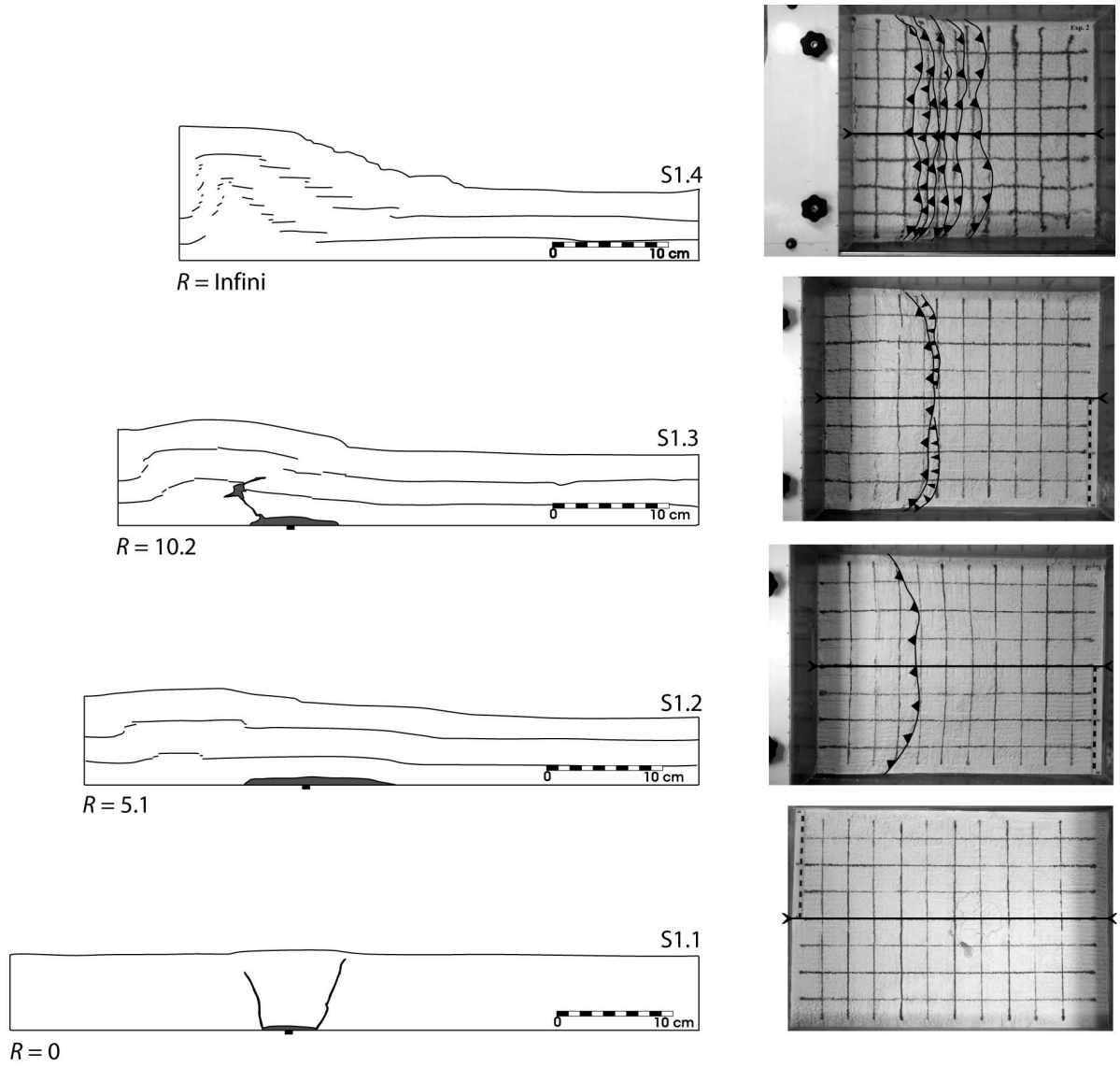


Figure 5.4. Coupes longitudinales des expériences de la série S1. De l'expérience S1.1 à l'expérience S1.4, le paramètre *R* augmente d'une valeur nulle à une valeur infinie (Tableau 1). Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la poudre de silice (blanche). Les niveaux horizontaux sont des lisérés de sable très fins. Le point d'injection (carré noir) est indiqué sous les coupes. Les vues de surface correspondant aux coupes sont indiquées sur la droite. Le trait noir localise la coupe.

L'expérience S1.1 est une expérience sans déformation. Cette expérience est similaire à l'expérience T1 du Chapitre 4, mais le dédit de l'injection D est inférieur. Dans cette

expérience, l'intrusion est en forme de cone sheet, constituée d'un sill basal à l'interface entre la silice et la base du dispositif, et de filons sub-verticaux qui partent des extrémités du sill basal vers la surface. Les résultats du Chapitre 4 montrent que le sill basal correspond au premier stade de la mise en place du liquide, et que les filons sub-verticaux correspondent à un deuxième stade. L'épaisseur du sill basal et de 5 mm environ, et celle des filons subverticaux est de quelques millimètres. La largeur du sill à la base de la silice est proche de 4.6 cm, et la pente des filons sub-verticaux est comprise entre 67 et 73°. Au-dessus de l'intrusion, un dôme de 5 à 7 cm de diamètre s'est formé en surface (observations de surface, non illustrées). La pente sur ses bords du dôme est très prononcée et sa surface est très craquelée par des fentes de tension radiales pour certaines et concentriques pour d'autres.

Dans l'expérience S1.2, le rapport *R* possède une valeur de 5.1 (Tableau 1), et la quantité de raccourcissement accumulée pendant l'expérience est faible ($\gamma < 10$ %, Figure 5.4). La déformation est accommodée dans la poudre de silice par un chevauchement synthétique du mouvement du piston enraciné à la base du piston. Un rétro-chevauchement accommode l'épaississement de la poudre de silice contre le piston. Le domaine entre ces deux chevauchements est très peu déformé et se présente comme un bloc rigide entre les deux failles. L'intrusion de liquide est horizontale en forme de sill d'un centimètre d'épaisseur environ à la base de la silice. Dans cette expérience, la valeur de la quantité de raccourcissement est presque égale à la valeur critique correspondant à l'apparition d'un chevauchement arqué (~ 10 %, Chapitre 4) ; un chevauchement semble s'initier à la terminaison externe de l'intrusion.

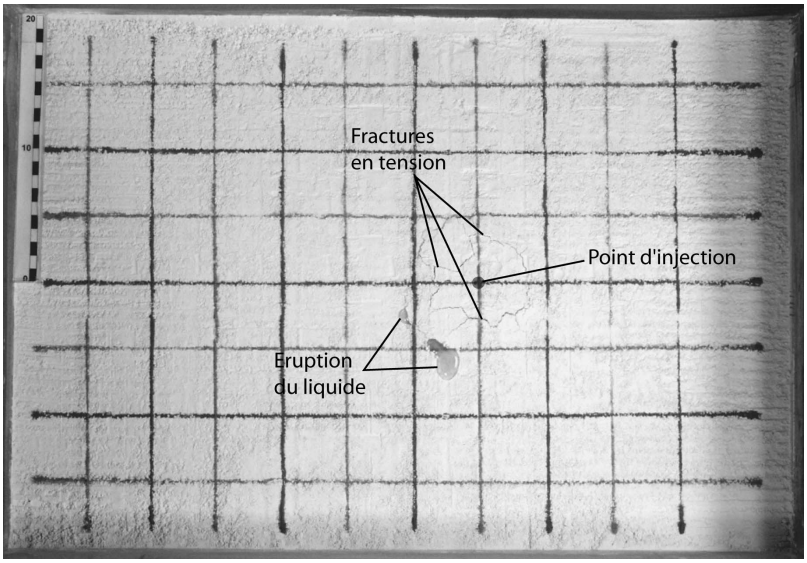


Figure 5.5. Photographie de la surface de l'expérience S1.1. L'échelle (en haut à gauche) est donnée en centimètres. Le point d'injection (rond noir) est au centre d'un dôme, marqué par des fractures en tension. Le liquide (gris clair) atteint la surface le long d'un bord du dôme.

Dans l'expérience S1.3, la valeur du rapport R = 10.2 double par rapport à l'expérience S1.2. La quantité de raccourcissement est proche de 15 % (Tableau 1), supérieure à la valeur critique d'apparition d'un chevauchement arqué (10 %, Chapitre 4). Cependant, un seul chevauchement synthétique (CS1) enraciné à la base du piston accommode le raccourcissement. Aucun chevauchement arqué n'est apparu à la terminaison du sill basal (Figure 5.4). En plus du sill basal, l'intrusion de liquide est constituée par un filon incliné qui remonte en direction du piston (Figure 5.4). A l'intersection entre ce filon et le chevauchement CS1, l'intrusion de liquide se réoriente et remonte dans une direction opposée au piston le long du chevauchement.

Dans l'expérience S1.3, il n'y a pas d'injection de liquide. Cette expérience est la même que l'expérience T2 (Chapitre 4). La structure finale de l'expérience est un prisme chevauchant. Le raccourcissement est accommodé par une série de chevauchements synthétiques du mouvement du piston (Figure 5.4). L'espacement entre ces chevauchements (5 à 7 cm) et le rejet vertical de chacun d'eux (1 à 2 cm) sont relativement réguliers (Figure 5.4). La déformation contre le piston est accommodée par une série de rétro-chevauchements. La pente de surface du prisme est proche de 17.5° (Figure 5.4). La seule déformation qui affecte le modèle semble être de type fragile.

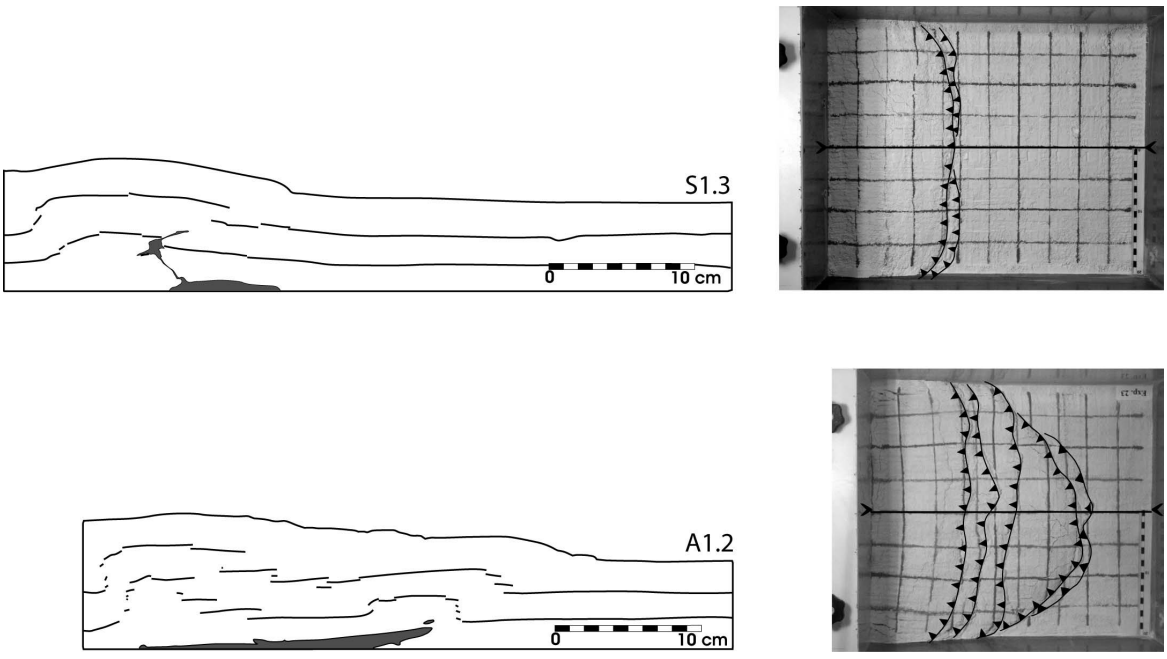


Figure 5.6. Comparaison entre l'expérience S1.3 et l'expérience A1.2 (Chapitre 4). On note la différence de géométrie des structures tectoniques et des intrusions

En résumé, les résultats obtenus dans les expériences S1.2 et S1.3 sont très différents des résultats des expériences de la série A (Chapitre 4). En particulier, on n'obtient pas dans l'expérience S1.3 de chevauchement arqué enraciné à la terminaison externe de l'intrusion.

3.1.2 Série S2

Dans cette série, l'épaisseur h des niveaux peu compétents de poudre SI-SPHERE est de 1 mm environ (Tableau 1).

L'expérience S2.1 d'injection sans déformation est l'équivalent de l'expérience S1.1 dans la série S1. L'intrusion est en forme de cone sheet de moins de 5 mm d'épaisseur (Figure 5.7), constitué d'un sill basal et de filons inclinés. La largeur du sill à la base du modèle est proche de 9.5 cm (Figure 5.7), et la pente moyenne des filons est comprise entre 28 et 32° (Figure 5.7). Les filons ne sont pas rectilignes et montrent des variations de pendage importantes (de 0 à presque 90°). Au milieu des niveaux de poudre SI-CRYSTAL, les filons sont sub-horizontaux (Figure 5.7). Leur pendage augmente fortement en s'approchant les niveaux peu compétents de poudre SI-SPHERE, légèrement décalés de part et d'autre des filons qui les traversent (Figure 5.7). La surface de la couche de silice est soulevée pendant l'injection en forme de dôme, de faible pente douce, couvrant une surface circulaire d'un diamètre de 15 cm environ (observations de surface, non illustrées). La surrection de ce dôme induit la formation d'une fracture de tension à la surface du modèle.

Dans l'expérience S2.2, les paramètres expérimentaux D, v_p et γ sont identiques à ceux de l'expérience S1.2. L'intrusion est constituée d'un sill basal d'un centimètre d'épaisseur environ et d'un filon incliné qui remonte en direction du piston (Figure 5.7). Le sill est asymétrique et s'épaissit en direction du piston. A l'intersection entre le filon incliné et le premier niveau de poudre SI-SPHERE, le filon se dédouble : un bras de cette branche se met en place juste au-dessus du niveau de poudre SI-SPHERE, l'autre se prolonge jusqu'en dessous du deuxième niveau de poudre SI-SPHERE (Figure 5.7). La déformation est accommodée dans la poudre de silice par des failles et des courbures de la série stratifiée. Un seul chevauchement synthétique du mouvement du piston s'est enraciné à la base du piston. L'épaississement contre le piston est en partie accommodé par une faille de faible rejet, et en partie par un plissement (Figure 5.7). Aucun chevauchement ne semble apparaître au niveau de la terminaison externe de l'intrusion. Au-dessus de celle-ci, la série stratifiée est basculée dans une direction opposée au piston, concordante avec l'asymétrie de l'intrusion.

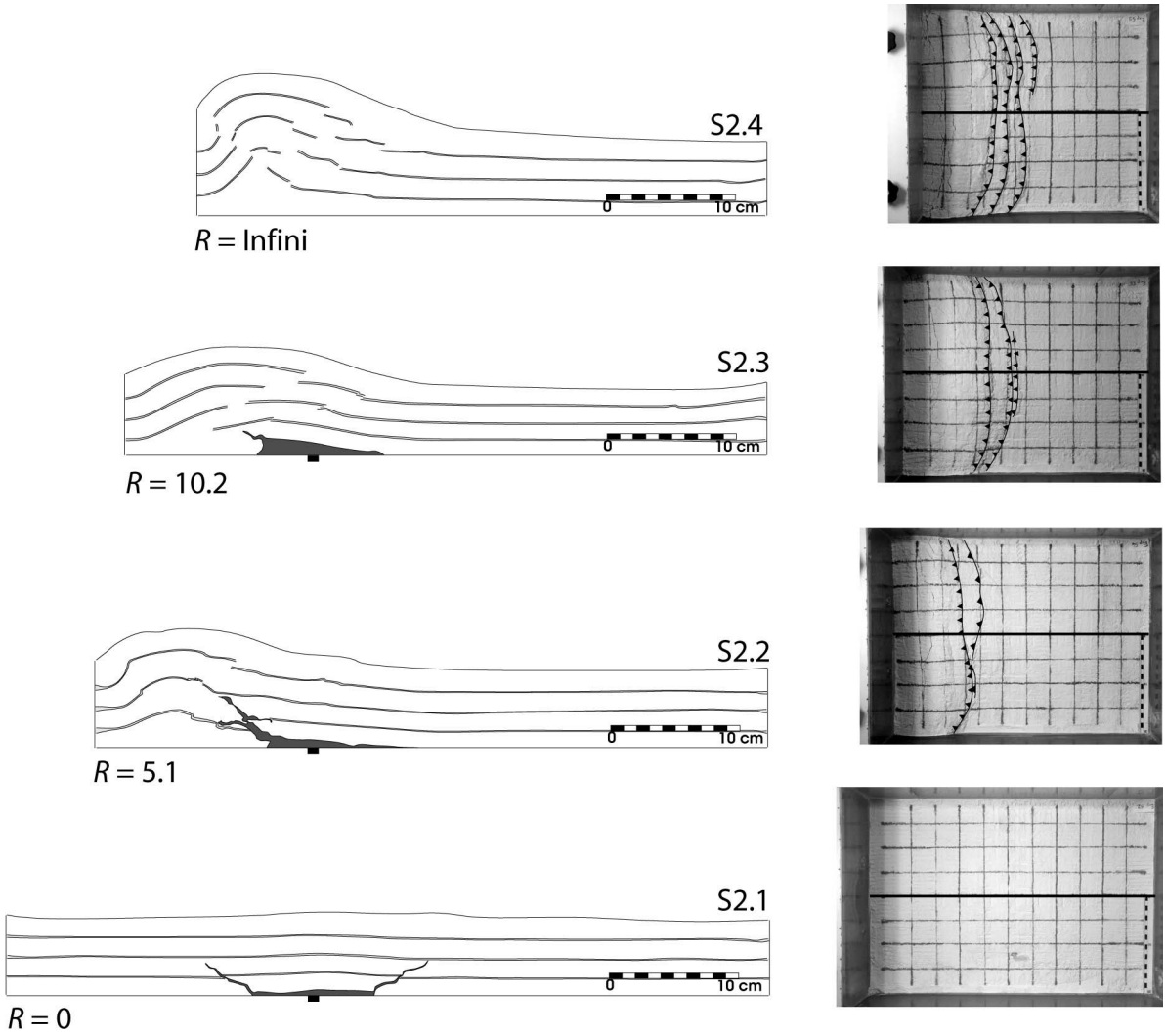


Figure 5.7. Coupes longitudinales des expériences de la série S2. De l'expérience S2.1 à l'expérience S2.4, le paramètre *R* augmente d'une valeur nulle à une valeur infinie (Tableau 1). Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la poudre de silice stratifiée, constituée de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de fins niveaux de poudre SI-SPHERE (1 mm, gris clair). Le point d'injection (carré noir) est indiqué sous les coupes. Les vues de surface correspondant aux coupes sont indiquées sur la droite. Le trait noir localise la coupe.

La géométrie des structures dans l'expérience S2.3 est similaire à celle des structures dans l'expérience S2.2. L'intrusion est horizontale et présente également une forme asymétrique (2 cm d'épaisseur à gauche, ~ 0.5 cm d'épaisseur à droite, Figure 5.7). Une petite branche de 1 à 2 cm de longueur se propage depuis la partie gauche de l'intrusion, en direction du piston. La série stratifiée n'est recoupée que par deux chevauchements synthétiques, tout deux enracinés à la base du piston (Figure 5.7). Contre le piston, la déformation est accommodée par un plissement en anticlinal de la série stratifiée. La forme du toit de l'intrusion est également bombée et concordante avec la série stratifiée.

Dans l'expérience S2.4, il n'y a pas d'injection. La déformation est accommodée par plusieurs chevauchements synthétiques du mouvement du piston (Figure 5.7). Contre le piston, l'épaississement n'est accommodé que par un seul rétro-chevauchement, et la série stratifiée est plissée en anticlinal faillé. La pente de surface du prisme atteint près de 21°. Cette géométrie suggère que la déformation de la série stratifiée est en partie accommodée par des plis.

3.1.3 Série S3

Dans cette série, l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE est d'environ 3.3 mm.

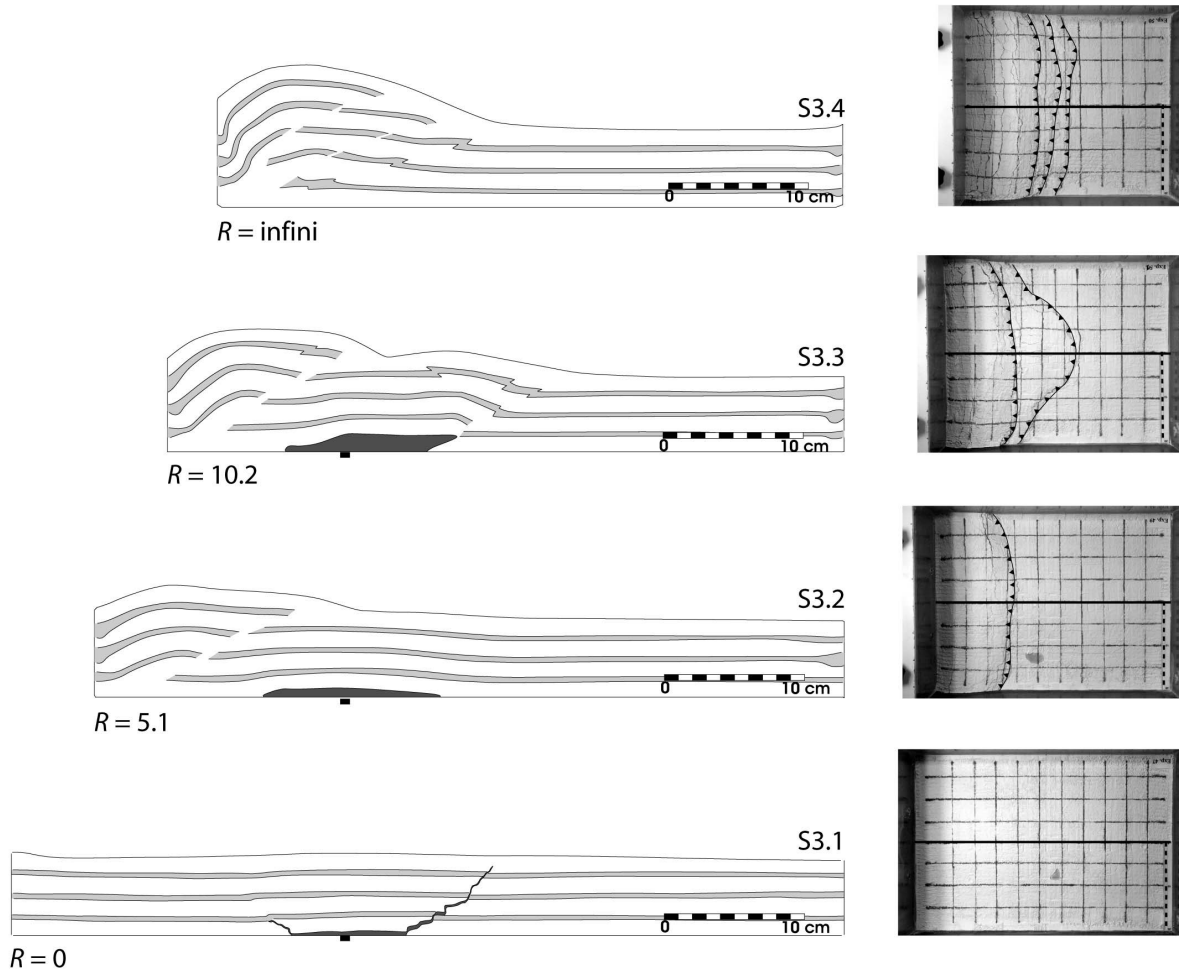


Figure 5.8. Coupes longitudinales des expériences de la série S3. De l'expérience S3.1 à l'expérience S3.4, le paramètre *R* augmente d'une valeur nulle à une valeur infinie (Tableau 1). Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la poudre de silice stratifiée, constituée de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de niveaux de poudre SI-SPHERE (gris clair) épais de 3.3 mm. Le point d'injection (carré noir) est indiqué à la base des coupes. Les vues de surface correspondant aux coupes sont indiquées sur la droite. Le trait noir localise la coupe.

Dans l'expérience S3.1, la géométrie en cone sheet de l'intrusion est similaire à la géométrie de l'intrusion dans l'expérience S2.1, constituée d'un sill basal et de filons inclinés (Figure 5.8). L'épaisseur des différentes parties de l'intrusion est inférieure à 5 mm, et le pendage moyen des filons inclinés est proche de 37° (Figure 5.8). La largeur du sill basal est d'environ 8.1 cm (Figure 5.8). Comme dans l'expérience S2.1, les filons sont peu inclinés au milieu des niveaux de poudre SI-CRYSTAL, et deviennent sub-verticaux en traversant les niveaux de poudre SI-SPHERE. Les niveaux de poudre SI-SPHERE sont décalés lorsqu'ils sont recoupés par les dykes inclinés (Figure 5.8). Pendant l'injection, la surface du modèle à l'aplomb du point d'injection se soulève en forme de dôme (léger bombement visible en coupe, Figure 5.8), dont la surface est craquelée par plusieurs fentes de tension.

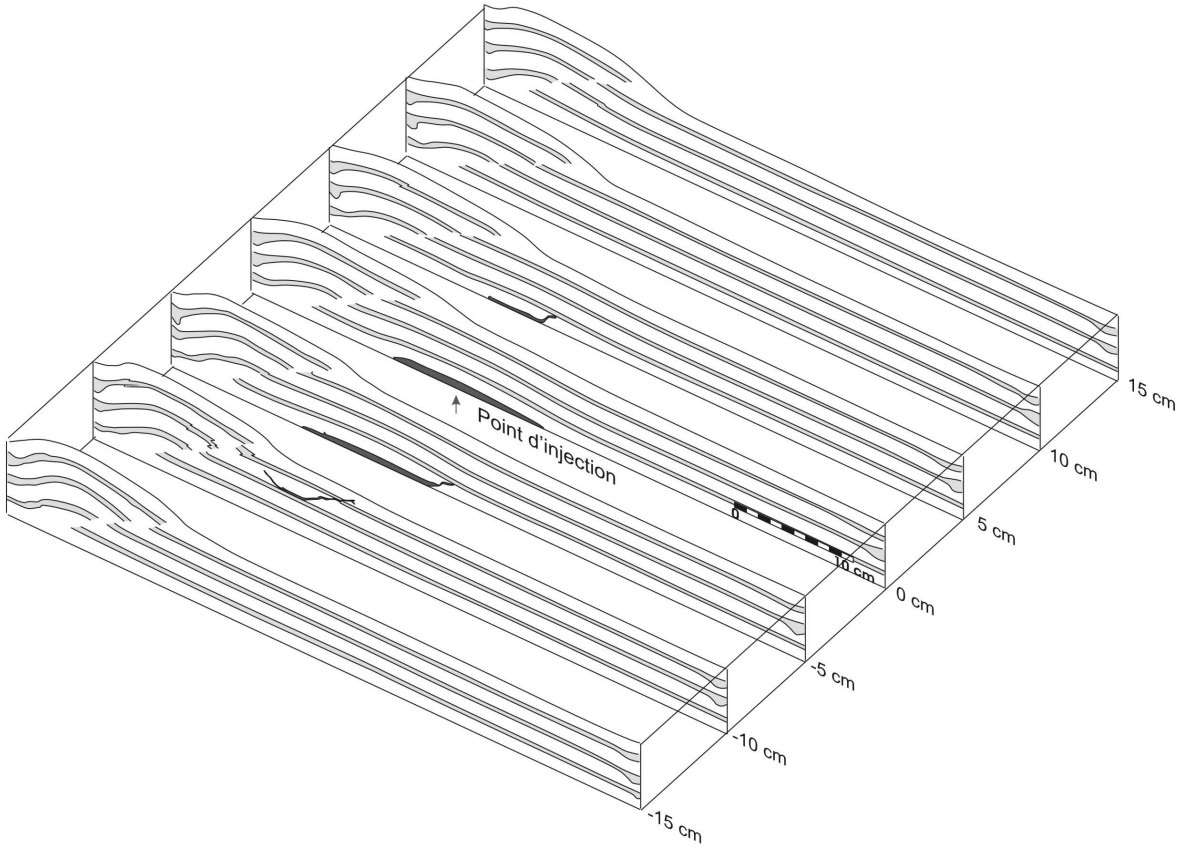


Figure 5.9. Géométrie tridimensionnelle des structures de l'expérience S3.2. Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la couche de poudre de silice, constituée de niveaux de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de poudre SI-SPHERE (gris clair). Les coupes longitudinales sériées, dont la distance par rapport au point d'injection est indiquée, sont mises les unes à côté des autres. Les structures sont corrélables entre les coupes.

Dans l'expérience S3.2, la géométrie des structures est similaire à celle des structures de l'expérience S2.2. L'intrusion épaisse d'un centimètre est entièrement horizontale et forme un sill basal (Figure 5.8 et Figure 5.9). Latéralement, le liquide remonte à la surface à plus de 10 cm du point d'injection (Figure 5.9). Au-dessus de l'intrusion, la série stratifiée est bombée et soulevée en dôme (Figure 5.8 et Figure 5.9). Contre le piston, la déformation est accommodée par un chevauchement synthétique unique et par un pli anticlinal, mais aucun rétro-chevauchement n'est observé dans la série (Figure 5.8).

Dans l'expérience S3.3, l'intrusion est horizontale et forme un sill basal de 2 cm d'épaisseur (Figure 5.8). Sa forme asymétrique suggère une propagation du liquide vers les zones externes (vers la droite). Sa terminaison externe se prolonge par un chevauchement synthétique du mouvement du piston, de géométrie arquée en surface (équivalent de CS3, Chapitre 4, Figure 5.9). Un rétro-chevauchement de rampe affecte la série dans le compartiment supérieur du chevauchement arqué, et forme une structure en pop up avec ce dernier (Figure 5.8). Contre le piston, la déformation est accommodée par un chevauchement synthétique unique et un plissement de la série stratifiée, comme dans l'expérience S3.2.

Dans l'expérience S3.4 sans injection, la géométrie finale correspond à un prisme chevauchant. La déformation est accommodée par 3 chevauchements synthétiques du mouvement du piston. Contre le piston, la déformation est accommodée par un plissement de la série. La pente de surface du prisme est proche de 20°.

3.1.4 Série S4

Dans cette série d'expériences, les niveaux de poudre SI-SPHERE sont les plus épais (5 mm).

Dans l'expérience S4.1, la forme de l'intrusion est un cone sheet de près de 5 mm d'épaisseur, constitué d'un sill basal et de filons inclinés (Figure 5.10). La largeur du sill à la base du modèle atteint ~7.1 cm. Le pendage des filons inclinés est constant sur toute leur longueur, proche de 50°. Ils sont discontinus et apparaissent en segments alignés, uniquement dans les niveaux de poudre SI-CRYSTAL. Les niveaux de poudre SI-SPHERE sont décalés le long de la trajectoire des filons inclinés. Pendant l'injection, la surface du modèle se soulève en forme de dôme à l'aplomb du point d'injection (visible en coupe, Figure 5.10). La surface du dôme est relativement plane, et les bords sont marqués par des escarpements (Figure 5.10).

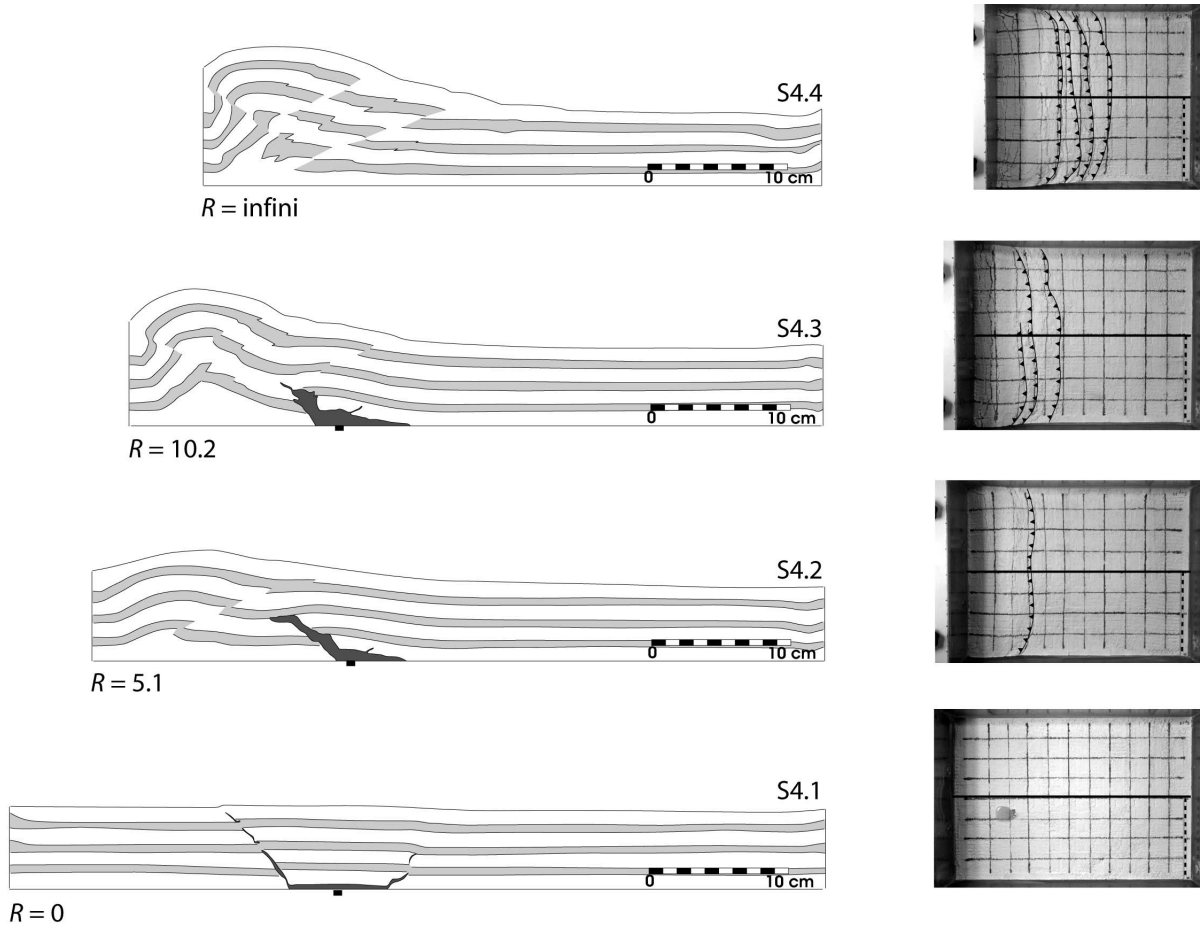


Figure 5.10. Coupes longitudinales des expériences de la série S4. De l'expérience S4.1 à l'expérience S4.4, le paramètre *R* augmente d'une valeur nulle à une valeur infinie (Tableau 1). Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la poudre de silice stratifiée, constituée de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de niveaux de poudre SI-SPHERE (gris clair) épais de 5 mm. Le point d'injection (carré noir) est indiqué à la base des coupes. Les vues de surface correspondant aux coupes sont indiquées sur la droite. Le trait noir localise la coupe.

Dans l'expérience S4.2, une partie de l'intrusion est horizontale à la base du modèle (Figure 5.10). L'intrusion se prolonge à gauche par une lame épaisse de 1 à 2 cm qui remonte en direction du piston. En traversant le premier niveau de poudre SI-SPHERE, l'intrusion est horizontale et décale ce niveau sur 1 cm environ. En dessus, elle reprend un pendage fort (~45°), puis devient de nouveau plus horizontale en atteignant le second niveau de poudre SI-SPHERE qu'elle ne recoupe pas (Figure 5.10). Latéralement, l'intrusion n'est plus en contact avec la base du modèle (Figure 5.11). Sur les coupes de part et d'autre de la coupe passant par le point d'injection (5 cm et -5 cm, Figure 5.11), l'intrusion est principalement constituée par un corps horizontal de forme laccolitique, situé en contact sous le premier niveau de poudre SI-SPHERE. Au-dessus de l'intrusion, la série stratifiée est affectée par un bombement en

forme de dôme. En avant du piston, la déformation est accommodée par un chevauchement synthétique du mouvement du piston unique (Figure 5.10). Contre le piston, la déformation est accommodée par un pli anticlinal.

Dans l'expérience S4.3, la géométrie des structures est très similaire à celle des structures de l'expérience S4.2 (Figure 5.10). L'intrusion de 2 cm d'épaisseur décale le premier niveau, bombé par la présence du liquide, mais ne remonte pas jusqu'au deuxième niveau. La déformation dans la poudre de silice est en partie accommodée par un front chevauchant synthétique du mouvement du piston, accompagné d'un autre chevauchement en train de s'initier en position externe (Figure 5.10). Contre le piston, le raccourcissement est accommodé par un pli anticlinal et par un rétro-chevauchement (Figure 5.10).

La géométrie des structures de l'expérience S4.4 est très similaire à celle des structures de l'expérience S3.4. On y retrouve 3 chevauchements synthétiques du mouvement du piston, mais également un pli anticlinal contre le piston. En revanche, l'anticlinal est recoupé par un rétro-chevauchement. La pente du prisme est de 15° environ.

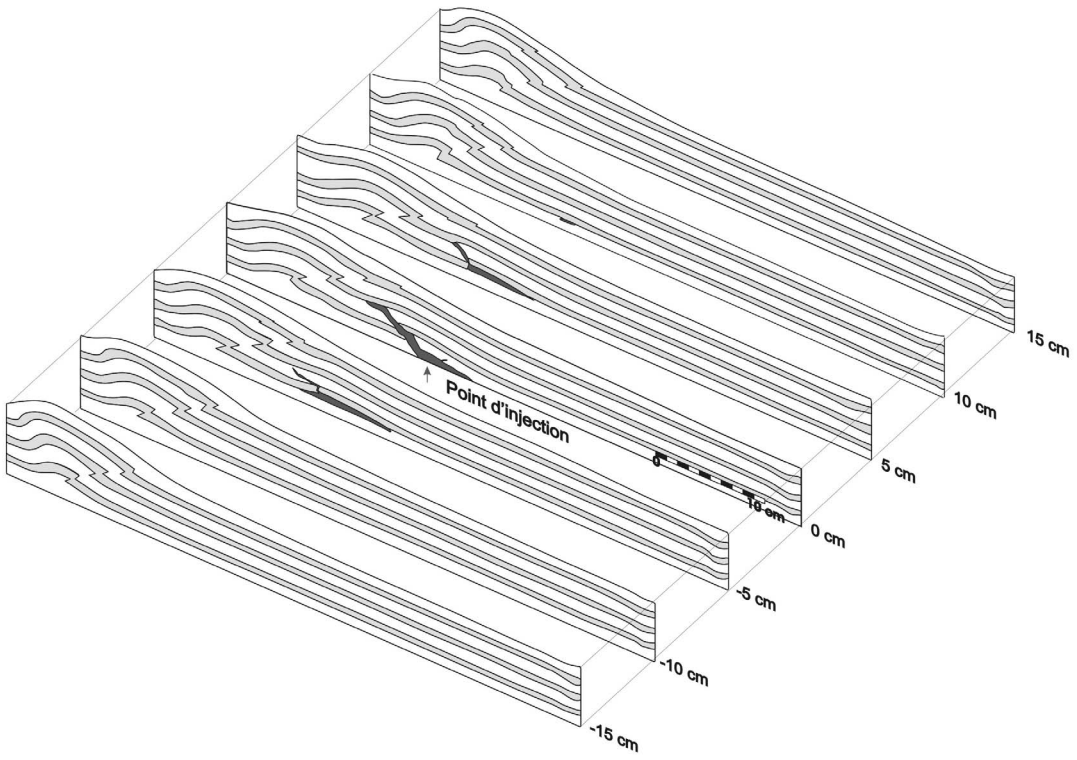


Figure 5.11. Géométrie tridimensionnelle des structures de l'expérience S4.2. Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans la couche de poudre de silice, constituée de niveaux de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de poudre SI-SPHERE (gris clair). Les coupes longitudinales sériées, dont la distance par rapport au point d'injection est indiquée, sont mises les unes à côté des autres. Les structures sont corrélables entre les coupes.

3.1.5 Bilan de la série S

Les résultats de la série d'expériences S sont de plusieurs types.

(1) Dans les expériences d'injection sans déformation (expériences S1.1 à S4.1), les intrusions présentent toutes une géométrie de cone sheet.

(2) Dans les expériences où R = 5.1 (expériences S1.2 à S4.2), la quantité de déformation accumulée est inférieure au seuil de déformation T_{CS3}* (~ 10%, Chapitre 4), à partir duquel les chevauchements arqués apparaissaient dans les expériences de la série A du chapitre 4. Dans tous les cas, aucun chevauchement arqué n'apparaît à la terminaison externe de l'intrusion. Dans cette série, celle-ci est soit entièrement horizontale (S1.2 et S3.2), soit en partie horizontale et en partie inclinée en remontant vers le piston (S2.2 et S4.2).

(3) Dans les expériences où R = 10.2 (expériences S1.3à S4.3), la quantité de déformation accumulée est supérieure au seuil de déformation T_{CS3}* (~ 10%, Chapitre 4). Un chevauchement arqué apparaît seulement dans l'expérience S3.3. Aucun chevauchement arqué n'apparaît dans l'expérience S1.3, pourtant équivalente par exemple à l'expérience A1.2 (Figure 5.6) dans laquelle un chevauchement arqué et un plateau non déformé sont obtenus. Dans les autres expériences, aucun chevauchement arqué n'apparaît, et le liquide remonte vers la gauche en direction du piston.

(4) Dans les expériences de déformation sans injection (expériences S1.4 à S4.4), la structure finale correspond à un prisme chevauchant. Dans un milieu homogène (expérience S1.4), la déformation est presque entièrement accommodée par des failles. Dans un milieu stratifié (expériences S2.4 à S4.4), la déformation est accommodée par des failles et des plis.

4 Interprétation et discussion

4.1 Déformation d'un milieu stratifié

4.1.1 Résistance de la série stratifiée à la fracture

La force F_f requise pour fracturer une série stratifiée d'épaisseur H correspond à l'intégration de la contrainte de rupture sur toute l'épaisseur de la pile, ce qui s'écrit :

$$F_f = L \cdot \int_0^H \sigma_r(z) \cdot dz \tag{5.1}$$

où z est la profondeur et L la largeur du modèle. Appliquée aux profils de résistance des séries stratifiées construites dans nos expériences (Figure 5.12), la force F_f correspond à l'aire (S) comprise entre la courbe de résistance et l'axe z (Figure 5.12). Dans nos expériences, une augmentation de l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE induit une diminution de S, donc de F_f.

Ainsi, plus les niveaux de poudre SI-SPHERE sont épais, moins la série stratifiée est résistante à la fracture.

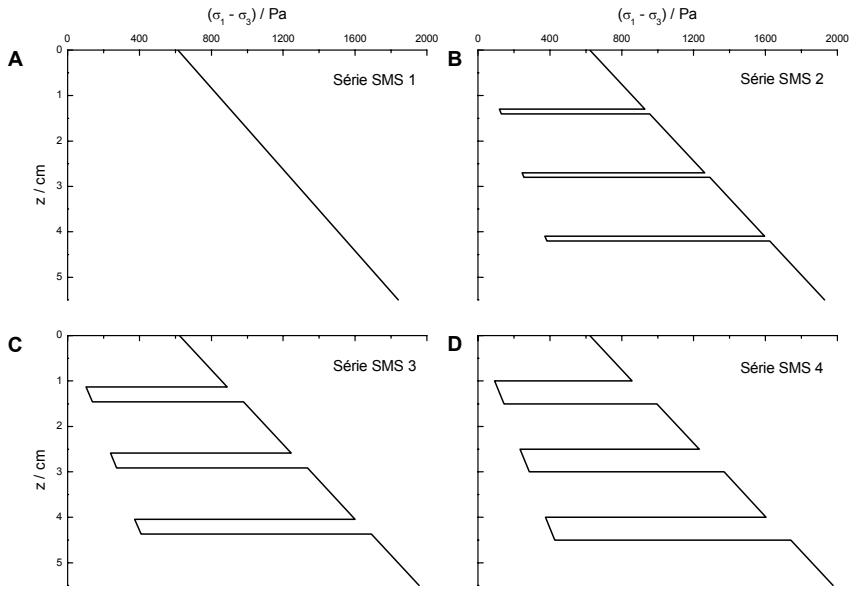


Figure 5.12. Profils de résistance en fonction de la profondeur dans les expériences des séries S et SB. **A**. série S1. La droite correspond à la portion linéaire de l'enveloppe de Mohr de la poudre SI-CRYSTAL. **B**. série S2. Les zones de faible résistance correspondent à des portions de l'enveloppe de Mohr de la poudre SI-SPHERE. **C**. série S3. **D**. série S4.

4.1.2 Mode de déformation d'une série stratifiée

Dans l'expérience S1.4, où la poudre de silice est homogène (poudre SI-CRYSTAL), la déformation est purement fragile et n'est contrôlée que par des failles (Figure 5.4). En

revanche, lorsque le modèle est stratifié, la déformation est en partie accommodée par un plissement (Figure 5.7, Figure 5.8 et Figure 5.10).

La pente du prisme chevauchant varie en fonction de l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE (Figure 5.13). Dans l'expérience S1.4 où le milieu est homogène, la pente atteint 17.3 ± 3.6°. En milieu stratifié, la pente du prisme chevauchant est égale à 22 ± 2.4° dans l'expérience S2.4, et décroît de S2.4 à S4.4 lorsque l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE augmente (Figure 5.13).

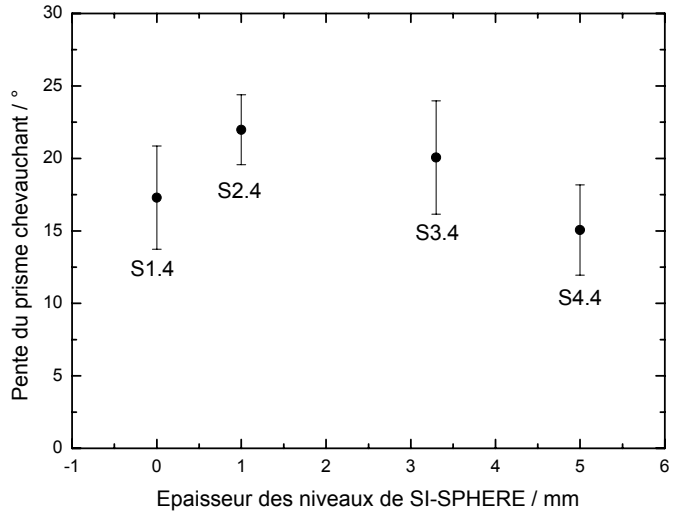


Figure 5.13. Pente de surface du prisme chevauchant en fonction de l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE. La mesure a été effectuée sur les expériences S1.4, S2.4, S3.4 et S4.4.

Nous interprétons cette évolution en terme de résistance à la fracture par rapport à la résistance au plissement. En effet, la présence de niveaux moins résistants favorise le plissement d'une série en induisant un glissement entre les bancs compétents de la série (Figure 5.14), mais également diminue la résistance de la série stratifiée à la fracture (Figure 5.12). Ainsi, une série stratifiée, dans laquelle les niveaux de poudre SI-SPHERE sont très fins, est très résistante à la fracture et la déformation est accommodée par un plissement (Figure 5.14A). En revanche, une série stratifiée, dans laquelle les niveaux de poudre SI-SPHERE sont épais, est peu résistante à la fracture, et la déformation est accommodée en partie par des failles (Figure 5.14B). La géométrie finale du prisme chevauchant dépend du mode de déformation : lorsque le plissement est favorisé (expérience S2.4), la surrection est

importante et la pente importante (Figure 5.14A) ; en revanche, lorsque la formation des failles est favorisée (expériences S1.1 et S4.4), la déformation est accommodée par une surrection et un déplacement horizontal (Figure 5.14B), si bien que la pente du prisme est moins élevée que dans le cas précédent.

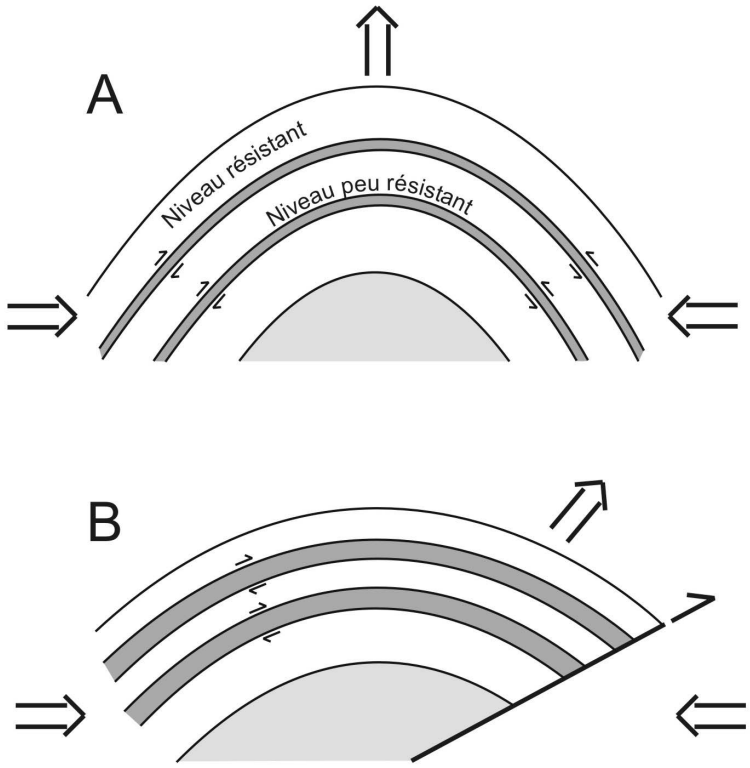


Figure 5.14. Figure schématique du mode de déformation d'une série stratifiée. Dans la série, des niveaux peu résistants à la fracture (gris foncés) sont intercalés entre des niveaux résistants à la fracture. **A**. déformation par plissement d'une série résistante à la fracture. La surrection associée au plissement est importante, et la pente des flancs du pli est forte. **B**. Déformation par plissement et fracturation d'une série peu résistante à la fracture. La surrection est moins importante que dans le cas d'un plissement seul, et la pente des flancs du pli est plus faible que dans le cas A.

Ainsi, une série stratifiée accommode la déformation par la formation de plis et de failles. Lorsque les niveaux peu résistants à la fracture sont fins, la série est résistante à la fracture et la déformation est principalement accommodée par un plissement. En revanche, lorsque les niveaux peu résistants sont épais, la série est peu résistante et la déformation est accommodée principalement par des failles.

4.2 Mise en place du liquide et milieu stratifié

4.2.1 Mise en place des filons

Dans plusieurs expériences de la série S (par exemple S2.2, 4.2, 4.3, etc. …) l'intrusion semble buter sur les niveaux de poudre SI-SPHERE (Figure 5.3). Quand le liquide traverse les niveaux de poudre SI-SPHERE, le pendage des filons change considérablement (expériences S1.2 et S1.3, Figure 5.4), le filon devenant même discontinu (expérience S1.4, Figure 5.4).

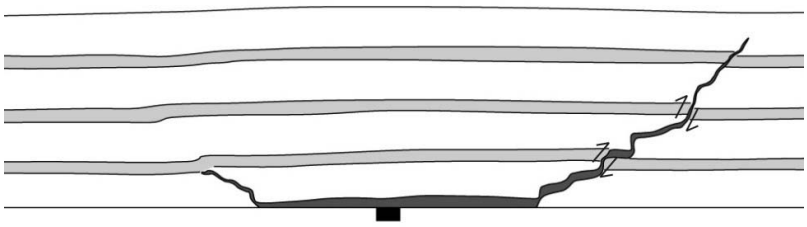


Figure 5.15. Vue détaillée de l'intrusion de liquide de l'expérience S3.1. La légende est la même que celle de la figure Figure 5.8. Dans les niveaux compétents de poudre SI-CRYSTAL (blanc), le liquide se propage par fracturation hydraulique. Dans les niveaux non compétents de poudre SI-SPHERE, le liquide semble se propager le long de failles.

Ces expériences montrent l'influence du mode de déformation de l'encaissant sur la propagation d'une fracture hydraulique. Dans les niveaux de niveaux poudre SI-CRYSTAL, la propagation du magma s'effectue par fracturation hydraulique du fait de la cohésion du matériau. En revanche la nature non cohésive de la poudre SI-SPHERE ne permet pas au liquide de se propager par fracturation hydraulique, et celui-ci ne se déplace qu'en se propageant le long de failles (Figure 5.15, Mastin et Pollard, 1988). Les niveaux de poudre SI-SPHERE limitent donc la propagation d'une fracture hydraulique, et représentent une barrière rhéologique à la mise en place des filons.

En outre, l'intensité et l'orientation du champ de contraintes induit à la terminaison des fractures hydrauliques dépend des propriétés mécaniques de l'encaissant (Papanastasiou, 1997; Papanastasiou, 1999), et se transmet différemment d'une couche à l'autre d'un milieu stratifié (Gudmundsson et al., 2002; Gudmundsson, 2004). Ainsi, ce champ de contraintes

induit peut tourner de près de 90°, et la contrainte minimale σ_3 peut passer d'une orientation horizontale dans une couche (compatible avec une fracture hydraulique verticale) à verticale dans une autre couche (compatible avec une fracture hydraulique horizontale). Une telle rotation de contraintes pourrait également être à l'origine des variations de pendage des filons dans nos expériences.

Ainsi, un milieu stratifié influence la propagation d'une fracture hydraulique. Les niveaux peu cohésifs jouent un rôle de barrière rhéologique vis-à-vis du liquide, qui ne se propage qu'en empruntant des failles.

4.2.2 Mise en place des laccolites

La mise en place du sill basal simule la mise en place d'un laccolite qui se propage horizontalement au niveau de l'interface entre la poudre de silice et la plaque basale, et induit une déformation dans l'encaissant sus-jacent (Figure 5.3).

En utilisant les résultats du Chapitre 4, on considère que la longueur finale du sill basal correspond à sa longueur lors du début de la remontée du liquide dans les filons inclinés. Dans un modèle homogène (expérience S1.1, Figure 5.4), la longueur du sill basal est proche de 4.5 cm. De plus, l'encaissant semble affecté par des failles sub-verticales dans lesquelles le liquide remonte et forme les filons inclinés. Lorsque les niveaux de poudre SI-SPHERE sont peu épais, la longueur du sill augmente jusqu'à près de 9.5 cm (expérience S2.1, Figure 5.7). Dans cette expérience, l'encaissant situé au-dessus de l'intrusion est soulevé en dôme, et aucune faille ne semble décaler les niveaux de poudre SI-SPHERE, qui sont simplement bombés (Figure 5.7). Quand l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE augmente, la longueur du sill basal diminue progressivement (Figure 5.16), les couches de poudre de silice sont de moins en moins bombée, la déformation de l'encaissant étant accommodée par des failles. Ainsi, hormis dans le cas d'un milieu homogène, la diminution de l'épaisseur des niveaux s'accompagne de l'augmentation de la longueur du sill basal, et d'un changement de mode de déformation.

Nous interprétons ces différences de géométrie en terme résistance de la série stratifiée à la fracture, donc de mode de déformation de l'encaissant.

En effet, lorsque la série stratifiée est résistante à la fracture (i.e. les niveaux de poudre SI-SPHERE sont fins), la déformation de l'encaissant au-dessus du sill basal est accommodée par un bombement et un plissement de la série. Ce bombement favorise la propagation latérale du liquide le long de l'interface entre la poudre de silice et la plaque basale, c'est pourquoi le

sill basal est le plus long dans l'expérience S2.1. Les terminaisons du sill se situent sous les bords du dôme, au niveau de l'extrados d'un synclinal (Figure 5.17). A ce niveau, le plissement, même léger, induit une contrainte extensive, favorisant la propagation du liquide par fracturation hydraulique à l'intérieur de la poudre de silice. Ce mécanisme de mise en place étant très dépendant de la rhéologie de l'encaissant (Gudmundsson et Brenner, 2001), il permet d'expliquer les variations de pendage des filons inclinés en traversant les niveaux de poudre SI-SPHERE (Figure 5.7 et Figure 5.17).

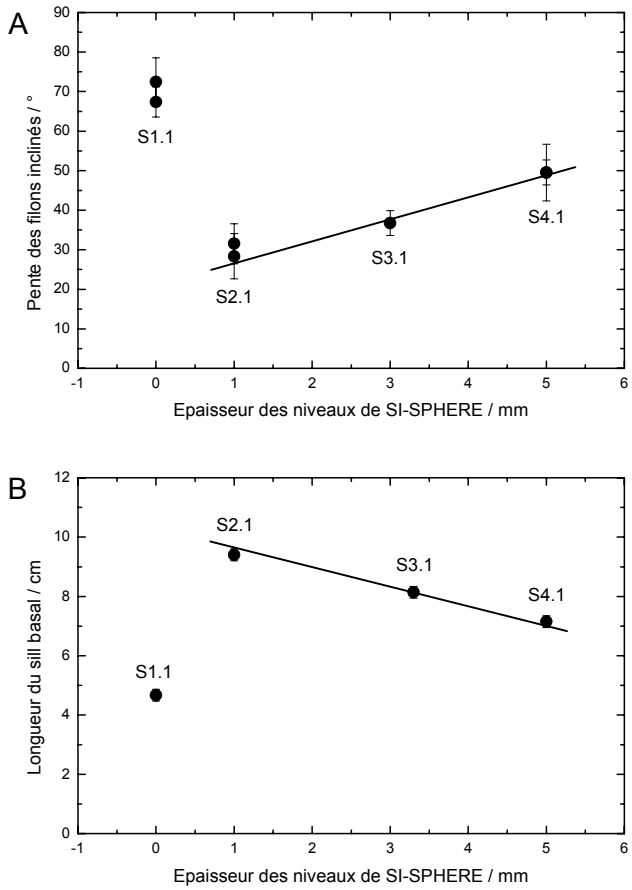


Figure 5.16. Caractéristiques géométriques des intrusions de liquide en fonction de l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE. Les données proviennent des expériences S1.1 à S4.1 (Figure 5.3). **A**. Pente des filons inclinés. Les expériences S1.1, S2.1 et S4.1 sont représentées par deux points car l'intrusion dans ces expériences est constituée de deux filons inclinés. **B**. Longueur du sill basal.

En revanche, lorsque la série est peu résistante à la fracture (i.e. les niveaux de poudre SI-SPHERE sont épais), la déformation de l'encaissant au-dessus du sill basal est

accommodée par des failles, qui font remonter un bloc non déformé (Figure 5.18). La poudre de silice située de part et d'autre de la zone en surrection n'est, elle, pas soulevée, ce qui ne favorise pas la propagation horizontale du liquide. De plus, les failles constituent des plans de moindre résistante dans lesquels le liquide s'injecte préférentiellement. Ce mécanisme explique le caractère rectiligne des filons inclinés et la faible extension latérale du sill basal dans l'expérience S4.1. Dans l'expérience S1.1 où il n'y a pas de niveau de poudre SI-SPHERE, la poudre de silice cristalline est plus résistante à la fracture que dans l'expérience S2.1, mais la silice homogène accommode entièrement la déformation par des failles, et non par des plis (voir § 4.1). C'est pourquoi la géométrie de l'intrusion dans cette expérience (Figure 5.4) se rapproche de celle observée dans l'expérience S4.1.

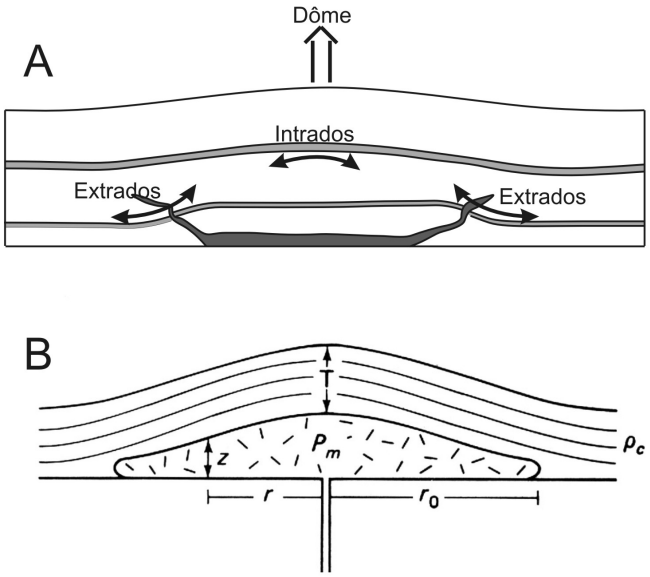


Figure 5.17. Schéma simplifié de mise en place de laccolite de type « arbre de Noël ». **A**. Dans les modèles avec des niveaux de poudre SI-SPHERE fins. **B**. D'après Philpotts (1990). Dans ce modèle, l'encaissant se déforme en se bombant. Dans les expériences, les filons inclinés se mettent en place dans un extrados de plis, dans un domaine en extension.

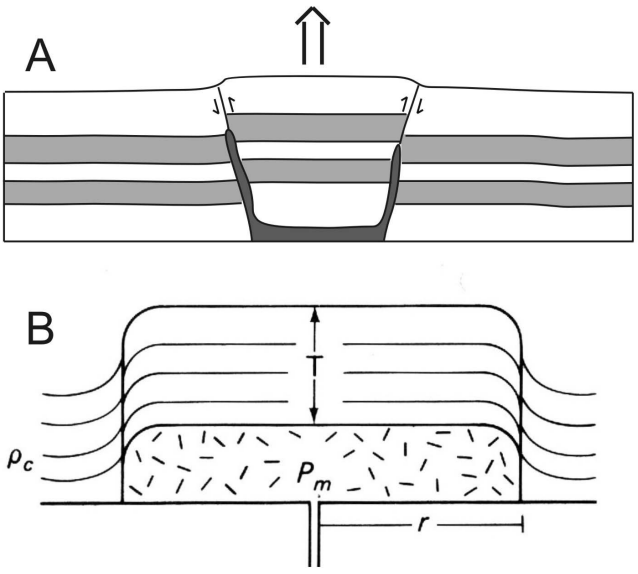


Figure 5.18. Schéma simplifié de mise en place de laccolite de type « poinçon ». **A**. Dans les modèles avec des niveaux de poudre SI-SPHERE épais. **B**. D'après Philpotts (1990). Dans ce modèle, la déformation dans l'encaissant est accommodé par des failles. Dans les expériences, les filons inclinés se mettent en place dans ces failles.

Ces deux modes de déformation de l'encaissant au-dessus du sill basal correspondent aux deux modèles principaux de mise en place des laccolites (Figure 5.17 et Figure 5.18). Le modèle de plissement de l'encaissant correspond aux laccolites de type « arbre de Noël », le modèle de fracturation de l'encaissant correspond aux laccolites de type « poinçon » (Gilbert, 1877). Il ressort de nos expériences que le mode de mise en place des laccolites dépend de la

rhéologie de l'encaissant sus-jacent. Si une série sédimentaire est résistante à la fracturation et peut se plisser, les laccolites se mettent place en bombant leur encaissant (arbre de Noël). En revanche, si une série est peu résistante à la fracture, donc si elle ne se plisse pas, alors les laccolites se mettent en place en fracturant leur encaissant (poinçon).

Nos résultats sont en accord avec ceux de Gilbert (1877) et Román-Berdiel et al. (1995), qui montrent que le mode de mise en place des laccolites dépend de la profondeur d'intrusion. Néanmoins, nous interprétons la relation linéaire, entre la longueur du sill basal dans nos expériences et l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE, en terme de résistance de la série à la fracture et de capacité de plissement de cette même série. Cette interprétation rejoint celle de Johnson et Pollard (1973) et Pollard et Johnson (1973), qui obtiennent des résultats similaires en injectant un liquide dans de la gélatine stratifiée.

Enfin, nos expériences suggèrent que la mise en place des laccolites dans une série stratifiée peut être favorisée par un raccourcissement tectonique. Dans les expériences S4.2 et S4.3, l'intrusion au niveau de coupes située à 5 et à -5 cm du point d'injection présentent une forme laccolitique, au sein même de la série stratifiée. Ce type d'intrusion n'a jamais été obtenu dans les autres expériences, et nous encourage à poursuivre nos investigations dans cette direction.

4.2.3 Influence de la déformation tectonique sur l'intrusion

Dans les expériences avec un milieu stratifié, la déformation tectonique est accommodée par du plissement et par de la formation de failles. Dans l'expérience S2.3, l'intrusion de liquide se trouve au cœur d'une structure anticlinale sans interagir avec les chevauchements, et est concordante avec la série stratifiée en partie plissée (Figure 5.19). Cette géométrie suggère que la mise en place du liquide soit en partie contrôlée par le plissement de la série sus-jacente. Le plissement induit la surrection de la poudre de silice, et la création d'un espace au cœur de l'anticlinal immédiatement comblé par le liquide injecté.

Ce type de relation entre une intrusion magmatique et une structure anticlinale a été observé dans la nature. C'est le cas par exemple des batholites de Pioneer et de Boulder, mis en place dans un contexte chevauchant (Kalakay et al., 2001). L'analyse structurale de ces intrusions montre que leur mise en place s'est opérée au niveau d'une rampe de chevauchement, contrôlée par la croissance d'un anticlinal de rampe (Kalakay et al., 2001). Un autre exemple d'intrusion contrôlée par la croissance d'un anticlinal est celui du granite de

Tulle, Massif Central, mis en place dans un espace créé par un différentiel de surrection entre deux niveaux en cours de plissement (Figure 5.19, Roig et al., 1998).

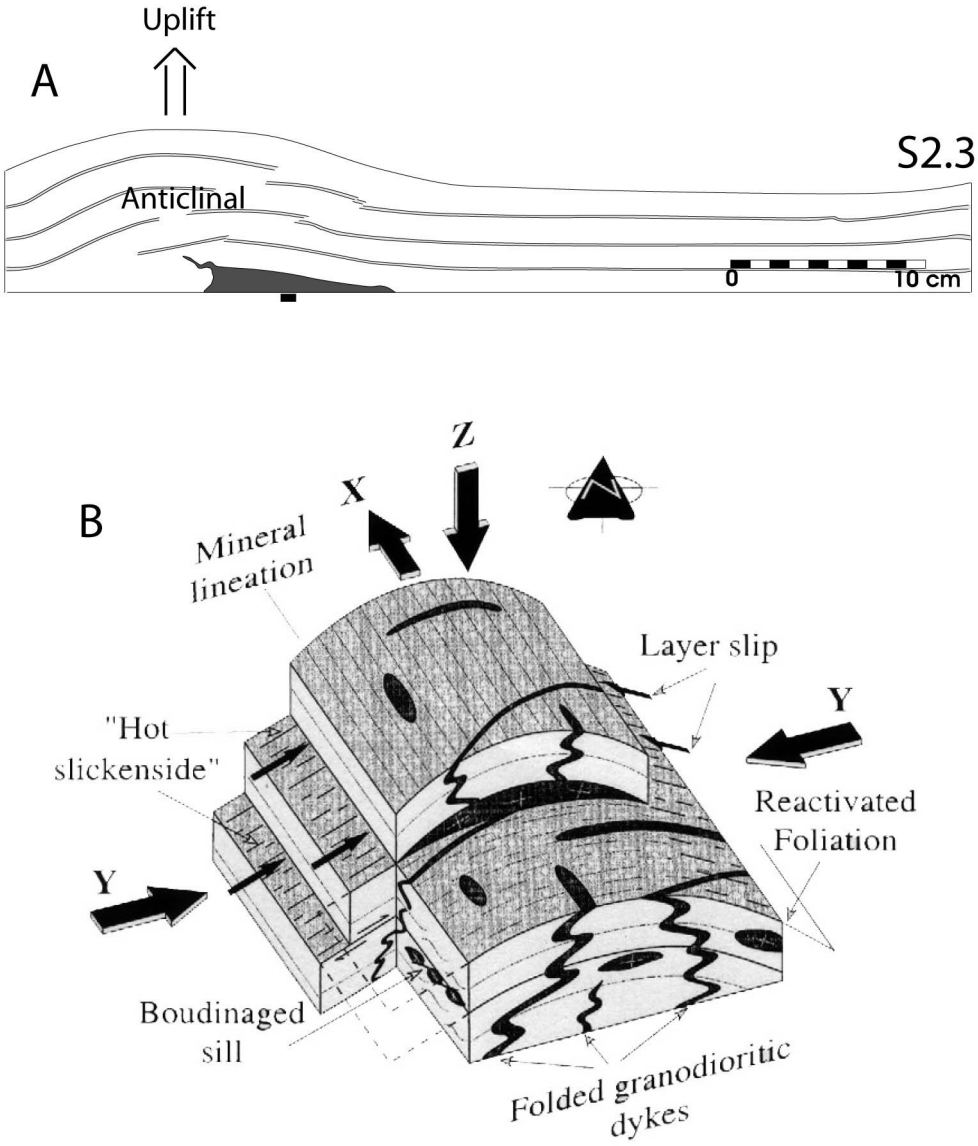


Figure 5.19. Figures schématiques de mise en place des magmas dans un anticlinal. **A**. Coups longitudinale de l'expérience S2.2. **B**. Figure schématique de mise en place du granite de Tulle dans l'anticlinal du même nom (Roig et al., 1998).

En revanche, dans l'expérience S3.3 (Figure 5.8), la géométrie des structures rappelle celle des expériences en milieu homogène (Chapitre 4) : la terminaison externe de l'intrusion se prolonge par un chevauchement synthétique du mouvement du piston. Dans l'expérience S3.3, les niveaux de poudre SI-SPHERE sont plus épais que dans l'expérience S2.3, et la série

stratifiée est moins résistante à la fracture. La déformation dans l'expérience S3.3 est donc logiquement plus accommodée par des failles que dans l'expérience S2.3.

4.3 Effet du refroidissement du liquide

Les résultats obtenus dans les expériences de la série S sont très différents de ceux obtenus dans les expériences de la série A dans le chapitre 4. Nous supposons que ces différences sont la conséquence du refroidissement du liquide dans le modèle au cours des expériences, car les valeurs du débit de l'injection D dans les expériences de la série S sont plus faibles que celles des expériences de la série A. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons reproduit les expériences S1.3 à S4.3 au cours d'une nouvelle série d'expériences (SB), en doublant la vitesse du piston (v_p) et le débit de l'injection (D), si bien que le paramètre R est toujours égal à 10.2.

4.3.1 Série d'expériences SB

L'expérience SB1 correspond à un milieu homogène. L'intrusion est en partie horizontale, épaisse de 1 à 2 cm (Figure 5.20). Sa forme asymétrique traduit une propagation du liquide à l'opposée du piston (vers la droite). L'intrusion de prolonge par un chevauchement synthétique du mouvement du piston, de forme arquée à la surface du modèle (Figure 5.20). Ce chevauchement délimite, avec un autre chevauchement synthétique enraciné à la base du piston, un plateau non déformé (Figure 5.20). L'épaississement tectonique contre le piston est accommodé par deux rétro-chevauchements principaux.

Dans l'expérience SB2, les niveaux de poudre SI-SPHERE sont épais de 1 mm. La géométrie des structures dans cette expérience est proche de celle des structures de l'expérience précédente. On retrouve une intrusion sub-horizontale de 2 cm d'épaisseur, asymétrique et qui se prolonge à sa terminaison externe par un chevauchement synthétique du mouvement du piston, de forme arquée à la surface du modèle (Figure 5.20). Celui-ci délimite un plateau peu déformé avec un autre chevauchement synthétique enraciné à la base du piston (Figure 5.20). En revanche, l'épaississement tectonique contre le piston est accommodé par un pli anticlinal.

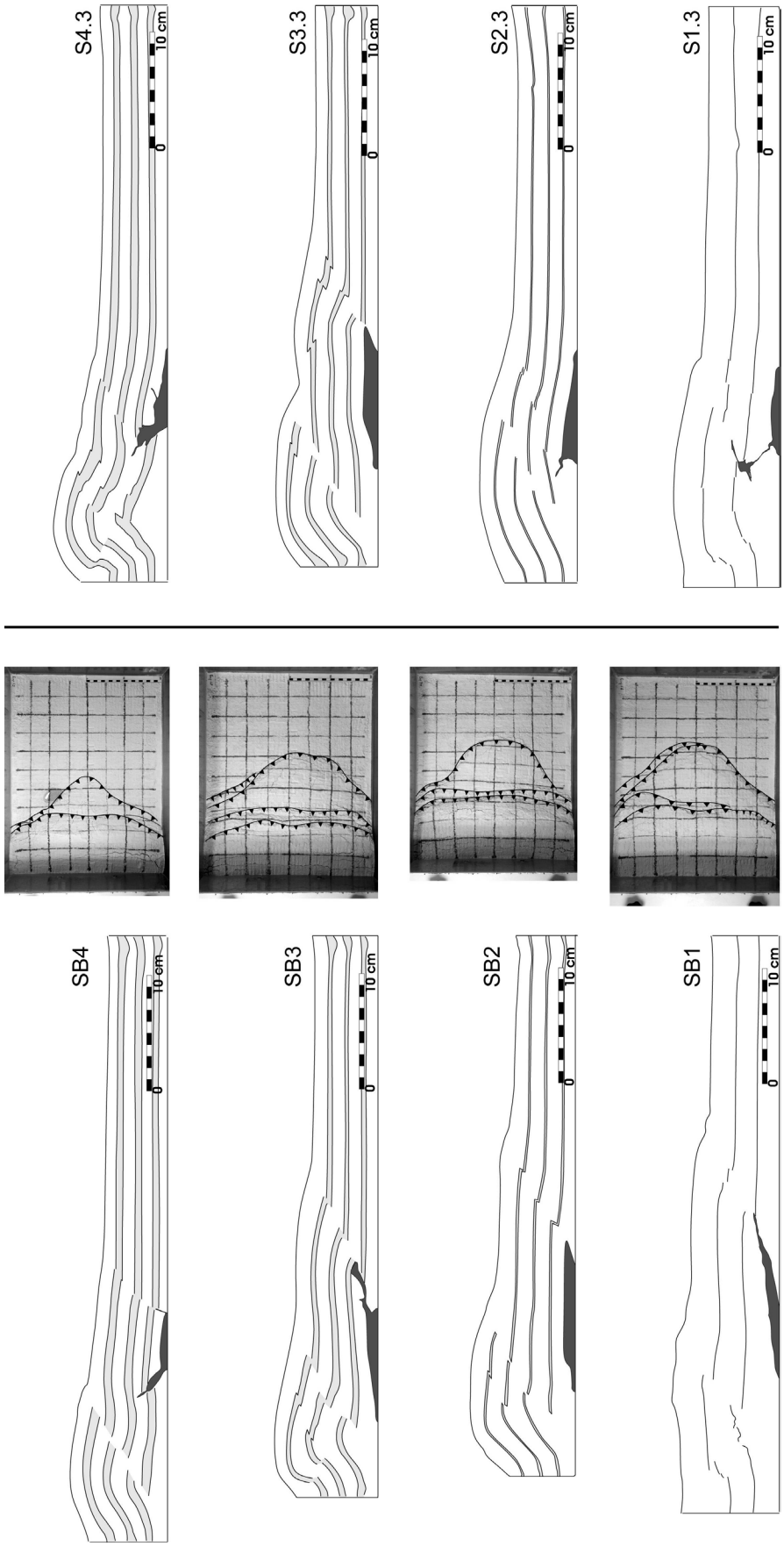


Figure 5.20. Coupes longitudinales et vues de surface des expériences de la série SB (à gauche). Le liquide injecté (gris sombre) est intrusif dans série constituée de niveaux de poudre SI-CRYSTAL (blanc) et de poudre SI-SPHERE (gris clair). Dans l'expérience SB1, les niveaux sombres sont de fins lisérés de sable coloré. Les expériences SB1, SB2, SB3 et SB4 sont les équivalentes des expérience S1.3, S2.3, S3.3 et S4.3 respectivement, représentées à droite.

Dans l'expérience SB3, l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE est de 3.3 mm. Les structures observées dans les deux expériences précédentes se retrouvent également dans celle-ci : intrusion sub-horizontale de 1 à 2 cm d'épaisseur, prolongeé à sa terminaison externe par un chevauchement synthétique du piston délimitant un plateau peu déformé avec un chevauchement synthétique enraciné à la base du piston (Figure 5.20). Le plateau est néanmoins légèrement plissé. L'épaississement tectonique contre le piton est accommodé par un anticlinal et une rétro-chevauchement.

Dans l'expérience SB4, l'épaisseur des niveaux de poudre SI-SPHERE est de 5 mm. L'intrusion possède une partie horizontale à la base du modèle, de 1 à 2 cm épaisseur, et d'une partie inclinée remontant vers le piston et décalant le premier niveau de poudre SI-SPHERE. La largeur de la partie horizontale de l'intrusion est proche de 5 cm. La géométrie asymétrique de l'intrusion traduit un mouvement préférentiel du liquide en direction du piston. Un filon d'1 cm de longueur, d'1 mm d'épaisseur remonte sub-verticalement à partir de la terminaison externe de l'intrusion, et se prolonge par un chevauchement naissant, qui décale les strates de quelques millimètres. Au-dessus de l'intrusion, la série est soulevée en dôme. L'épaississement tectonique n'est accommodé que par un chevauchement synthétique du mouvement du piston et un pli anticlinal.

4.3.2 Comparaisons entre les séries S et SB

La comparaison entre les expériences de la série SB et les expériences S1.3 à S4.3 montre les différences de géométrie entre ces expériences (Figure 5.20). Ces différences mettent en évidence l'effet du refroidissement du liquide dans le modèle au cours de l'expérience. En effet, dans les expériences de la série SB (i.e. le débit D est relativement élevé), un plateau non déformé glisse sur le liquide peu visqueux encore liquide (Figure 5.20). En revanche, dans les expériences S1.3 à S4.3 (i.e. D est relativement faible), un chevauchement arqué et un plateau non déformé n'apparaissent que dans une seule expérience (S3.3). Dans les autres expériences de la série S, nous pensons que le liquide se fige partiellement à l'intérieur du modèle et n'est pas assez fluide pour permettre le décollement d'un plateau non déformé.

La série d'expériences SB montre donc que le refroidissement du liquide dans les expériences de la série S joue un rôle mécanique important, malheureusement peu contraint. Cette série montre également que l'influence du refroidissement du liquide sur la géométrie

des modèles n'a lieu que pour des valeurs de débit D très faibles (ici D = 10.4 ml min^{-1}), inférieures aux valeurs utilisées dans les expériences du Chapitre 4. Dans ces expériences, les phénomènes de refroidissement étaient donc négligeables, et n'influaient pas sur la géométrie des modèles.

5 Conclusions

Les expériences d'injection de liquide dans un milieu stratifié présentées dans ce chapitre sont des expériences préliminaires, et leur petit nombre ne nous permet pas de faire une étude quantitative approfondie.

Cependant, nous mettons en évidence un certain nombre de phénomènes.

(1) Les niveaux peu résistants limitent la remonté du liquide. Ces niveaux ne permettent pas au liquide de se propager par fracturation hydraulique. S'il traverse, le liquide sous pression se propage le long de cisaillements.

(2) La présence d'une stratification modifie le mode de déformation de la série stratifiée : la déformation dans un milieu homogène est de type fragile, accommodée par des failles, la déformation dans un milieu stratifié est accommodée en partie par des failles, mais également par des plis.

(3) Lorsque les niveaux de poudre SI-SPHERE sont peu épais, la pile stratifiée est résistante à la fracture et se déforme principalement par plissement. Lorsque les niveaux de poudre SI-SPHERE sont épais, la pile stratifiée est peu résistante et se fracture plus facilement qu'elle ne se plisse.

(4) Le mode de mise en place du sill basal, simulant un laccolite, dépend des propriétés mécaniques de l'encaissant sus-jacent, et en particulier du couple de paramètres (Résistance à la fracture / capacité de plissement) de la série stratifiée. Si la série est peu résistante, ou si elle ne se plisse pas, le liquide sous pression fracture son encaissant, et l'intrusion laccolitique est de type « poinçon » (Gilbert, 1877). Si la série se plisse, et si elle est résistante à la fracture, le liquide sous pression induit un bombement de la série sus-jacente, et l'intrusion laccolitique est de type « arbre de Noël ».

(5) Si l'injection a lieu dans un milieu stratifié soumis à un raccourcissement, la mise en place du liquide peut être contrôlée par un plissement tectonique de la série stratifiée. En particulier, le liquide est principalement stocké au cœur d'anticlinaux.

(6) Les phénomènes de refroidissement du liquide dans les modèles peuvent modifier la géométrie des structures. Lorsque le liquide se fige, les frottements à la base du modèle augmentent et le liquide ne joue pas le rôle de niveau de décollement localisé. Contrairement aux expériences du Chapitre 4, la déformation ne peut pas se transférer à la terminaison de l'intrusion par l'apparition d'un chevauchement arqué.

Chapitre 6

Structure et histoire géologique du volcan Tromen, province de Neuquén, Argentine

1. Introduction

En Patagonie, le long de la cordillère des Andes, la plaque Nazca subducte sous la plaque continentale Amérique du Sud. La direction relative de convergence entre les deux plaques est restée relativement constante autour de 75°N depuis près de 60 Ma (e.g. Pardo-Casas et Molnar, 1987, Somoza, 1998). Le style tectonique observé dans les Andes peut être étroitement relié avec la convergence oblique et le champ de contraintes et de déplacement à l'intérieur de la cordillère principale et de la zone sub-andine plus à l'Est sont sub-parallèles à la direction de convergence (Zoback, 1992; Klotz et al., 2001).

Le bassin de Neuquén est un bassin mésozoïque situé en Patagonie du Nord, à l'Est de l'arc volcanique et de la cordillère principale (Vergani et al., 1995; Cobbold et Rossello, 2003). La bordure occidentale de ce bassin est impliquée dans la déformation andine et fait partie de la ceinture chevauchante de la zone sub-andine (Cobbold et Rossello, 2003). Dans le bassin de Neuquén, un certain nombre de volcans d'arrière arc pliocènes et pléistocènes se sont mis en place sur les sédiments mésozoïques déformés (Llambías et al., 1982; Saal et al., 1993; Rossello et al., 2002). Parmi ces édifices volcaniques, le Tromen est le seul à s'être mis en place à l'intérieur de la zone sub-andine déformée. Ce volcan est situé à l'aplomb du front chevauchant andin (Holmberg, 1975; Kozlowski et al., 1996), dont la forme arquée autour de l'édifice volcanique suggère une interaction forte entre la déformation et l'édifice volcanique.

L'origine de la forme arquée du chevauchement frontal andin autour du Tromen a été discutée à partir d'expériences analogiques (Branquet et Van Wyk de Vries, 2001; Marques et Cobbold, 2002). Ces expériences mettent en évidence l'influence d'un relief sur la géométrie arquée des chevauchements. La justification de cette étude implique que la déformation ait lieu après la formation de l'édifice volcanique. Or le Tromen est encore actif de nos jours (Zollner et Amos, 1973; Simkin et al., 1981; Llambías et al., 1982), ce qui suggère que la construction de l'édifice volcanique était synchrone, voire postérieure, de la déformation tectonique, et la forme arquée des chevauchements n'est donc pas une conséquence d'un relief existant.

Afin de connaître l'âge de la déformation dans la région du Tromen par rapport à sa période d'activité, une étude de terrain a été menée dont les objectifs étaient (1) de décrire la structure du massif du Tromen dans le substratum sédimentaire et dans les formations

volcaniques, (2) de dater la déformation et la période d'activité du Tromen et (3) de montrer la contemporanéité du volcanisme et de la déformation tectonique.

Dans un premier temps, le volcan Tromen est resitué dans son contexte géodynamique global puis local, et les principales formations volcaniques sont décrites. Dans un deuxième temps, les structures associées à la déformation sont décrites sur le massif du Tromen. L'ensemble de ces données montre qu'une partie des formations volcaniques du Tromen est affectée par une déformation compatible avec la déformation chevauchante régionale, donc que la déformation est synchrone d'une partie de l'activité volcanique.

2. Contexte géologique : les Andes et le bassin de Neuquén

2.1. La Cordillère des Andes

2.1.1. Présentation générale

La cordillère des Andes s'étend sur plus de 8000 km sur la bordure occidentale de la plaque sud-américaine, depuis le Venezuela au Nord jusqu'à la Terre de Feu et le Cap Horn au Sud. La cordillère des Andes est un exemple type de chaîne de marge active dans laquelle aucune collision n'intervient. Elle résulte de la subduction de plusieurs plaques océaniques sous la plaque continentale Amérique du Sud (Figure 6.1 et Figure 6.2). La subduction est probablement active depuis plus de 200 Ma (Forsythe, 1982). La cordillère des Andes est classiquement subdivisée en trois domaines morphostructuraux :

(1) Les Andes septentrionales qui s'étendent depuis le Venezuela au Nord (12°N) jusqu'au Pérou au Sud (10°S) (Figure 6.1). Ce domaine se prolonge au Nord par l'isthme de Panama. Les Andes septentrionales se développent dans un contexte de subduction faisant intervenir plusieurs plaques à la fois (Caraïbes, Cocos et Nazca, Figure 6.1 et Figure 6.2). Les Andes septentrionales se présentent comme une chaîne arquée, concave vers l'Est, et étroite de quelques centaines de kilomètres de largeur. L'altitude dans cette partie septentrionale peut être élevée (plus de 6000 m) dans la Cordillère Blanche Péruvienne.

(2) Les Andes Centrales qui s'étendent depuis le Pérou et la Bolivie au Nord (10°S) jusqu'au Chili et en Argentine au Sud (35°S). Ce segment résulte de la subduction de la seule plaque Nazca sous la plaque sud-américaine (Figure 6.1 et Figure 6.2). Il se caractérise par une géométrie arquée, concave vers l'Ouest, symétrique par rapport à un

axe passant par la ville de Santa Cruz de la Sierra (Bolivie) à l'Est et recoupant la fosse péruvo-chilienne aux alentours de 20°S (Figure 6.1, Gephart, 1994). Ce segment courbé correspond à l'orocline bolivien. Dans ce segment, la Cordillère se caractérise par la présence du haut plateau de l'Altiplano-Puna, d'altitude moyenne proche de 4000 m (Figure 6.1, Isacks, 1988). Le plateau est bordé à l'Ouest par la Cordillère Occidentale avec l'arc volcanique principal, la Précordillère et la Cordillère Côtière, et à l'Est par la Cordillère Orientale et les Chaînes Subandines. A cet endroit, la chaîne atteint une largeur de 800 km, pour des altitudes dépassant couramment les 6000 m.

(3) Les Andes Australes, ou Patagoniennes, qui s'étendent entre le Chili et l'Argentine entre 35°S et 55°S. Elles résultent de la subduction des plaques Nazca et Antarctique et interagissent avec la péninsule Antarctique et la plaque Scotia (Figure 6.1 et Figure 6.2). Elles se caractérisent par une chaîne rectiligne, large de quelques centaines de kilomètres. L'altitude des Andes Australes diminue progressivement depuis le Nord (4000 à 5000 m) vers le Sud en Terre de Feu (2000 à 3000 m).

L'axe de symétrie défini au cœur de l'orocline bolivien est applicable à l'ensemble des Andes. La symétrie s'observe à plusieurs niveaux. Premièrement, l'âge de la croûte océanique de la plaque Nazca le long de la fosse est symétrique par rapport à l'axe de l'orocline (Figure 6.2). Deuxièmement, la topographie et la morphologie de la chaîne sont également symétriques (Montgomery et al., 2001). Les domaines septentrionaux et australx présentent les mêmes caractéristiques (altitude, largeur). De plus, les altitudes moyennes et la largeur de la chaîne diminue progressivement en s'éloignant du centre de l'orocline (Figure 6.1). La courbure de la côte est également symétrique (Cahill et Isacks, 1992). Troisièmement, la quantité de raccourcissement est également symétrique par rapport à l'axe de l'orocline (Allmendinger et al., 1997; Kley et Monaldi, 1998; Kley et al., 1999). La quantité de raccourcissement est maximale dans les Andes Centrales au niveau de l'Altiplano-Puna et diminue vers l'extérieur de l'orocline (Lamb et al., 1997; Kley et Monaldi, 1998; Kley et al., 1999). Ce différentiel de raccourcissement se traduit par une rotation symétrique des flancs de l'orocline (antihoraire au Nord, horaire au Sud, Beck, 1998, Arriagada et al., 2000, Roperch et al., 2000). Enfin, la symétrie s'observe également dans la répartition du volcanisme. L'arc volcanique principal est le plus large dans les Andes Centrales. De part et d'autre de ce domaine, une lacune de volcanisme marque les transitions entre la zone volcanique centrale (CVZ) et les zones volcaniques Nord (NVZ) et Sud (SVZ) (Figure 6.2). Ces lacunes de volcanisme correspondent à un aplatissement local du plan de subduction (zone de « flat slab », Kay et Abbruzzi, 1996, Kay et Mpodozis, 2002, Ramos et al., 2002).

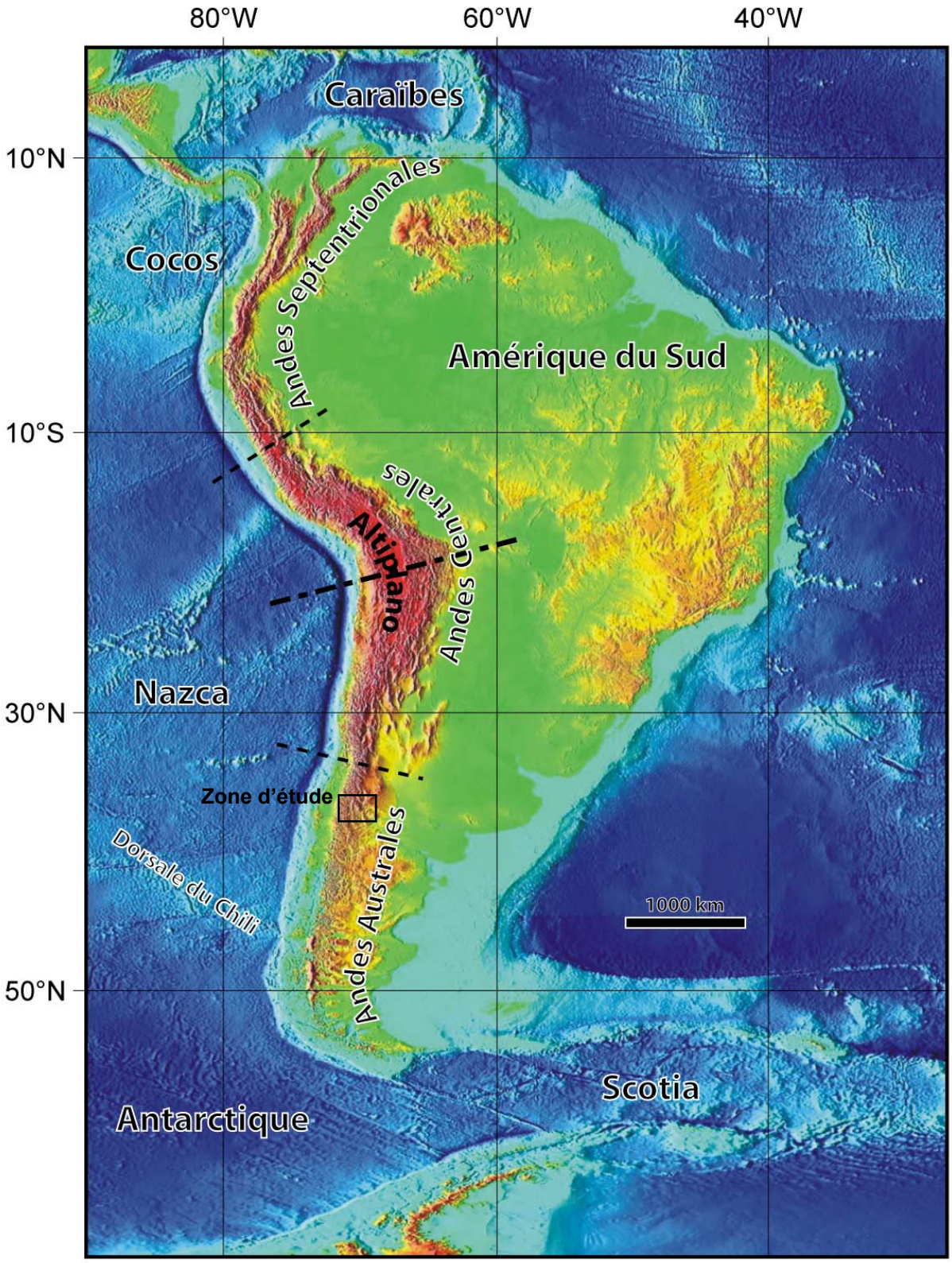


Figure 6.1. Carte topographique de l'Amérique du Sud et des plaques tectoniques adjacentes. L'image représente les trois principaux domaines andins, séparés des traits pointillés fins. Le trait pointillé épais passant par le centre des Andes Centrales marque la position approximative de l'axe de symétrie de l'orocline bolivien. Les zones de couleur rouge sont les plus élevées (plus de 3000 m), les zones de couleur verte sont situées à basse altitude.

2.1.2. Evolution de la subduction andine

La vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud a été estimée au cours du temps à partir de l'analyse des anomalies magnétiques mesurées dans les roches du plancher océanique pacifique (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). Les résultats de ces travaux montrent que la vitesse de convergence entre les deux plaques a évolué au cours du Crétacé et du Cénozoïque.

Pendant l'Albien et le Campanien, la vitesse de convergence était relativement élevée (près de 10 cm an^{-1}, Soler et Bonhomme, 1990, Jaillard et Soler, 1996). Cet épisode rapide semble coïncider avec l'initiation de l'orogenèse andine, et correspond à la phase tectonique péruvienne. Pendant cette phase, la direction de convergence était probablement oblique par rapport à la fosse. Entre le Crétacé Supérieur et le Paléocène, la vitesse de convergence diminue considérablement et atteint des valeurs moyennes autour de 50 mm an^{-1}.

A partir de 49.5 Ma et pendant tout l'Eocène Moyen, la direction de convergence change radicalement et devient sub-perpendiculaire à la limite des plaques. Cette direction est restée relativement constante jusqu'à nos jours. Ce changement de direction s'accompagne d'une forte accélération de la convergence (plus de 150 mm an^{-1}). Cette accélération coïncide avec la phase tectonique incaïque (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette accélération est suivie d'une phase de ralentissement à l'Oligocène.

Au cours du Néogène, la vitesse de convergence augmente de nouveau pour atteindre de nouveau près de 150 mm an^{-1}. Cette accélération coïncide avec la phase tectonique Quechua de l'orogenèse andine (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Entre cette période et nos jours, la vitesse de convergence diminue quelque peu, mais reste relativement élevée (100 mm an^{-1}). Ces valeurs estimées dans le temps sont compatibles avec les valeurs actuelles mesurées *in situ* dans les Andes Centrales (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1998) et dans les Andes Australes (Klotz et al., 2001).

Les phases tectoniques corrélées aux périodes d'accélération de la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud se retrouvent aussi bien dans les Andes Centrales (e.g. Kennan et al., 1995, Lamb et al., 1997) que dans les Andes Australes (Cobbold et Rossello, 2003).

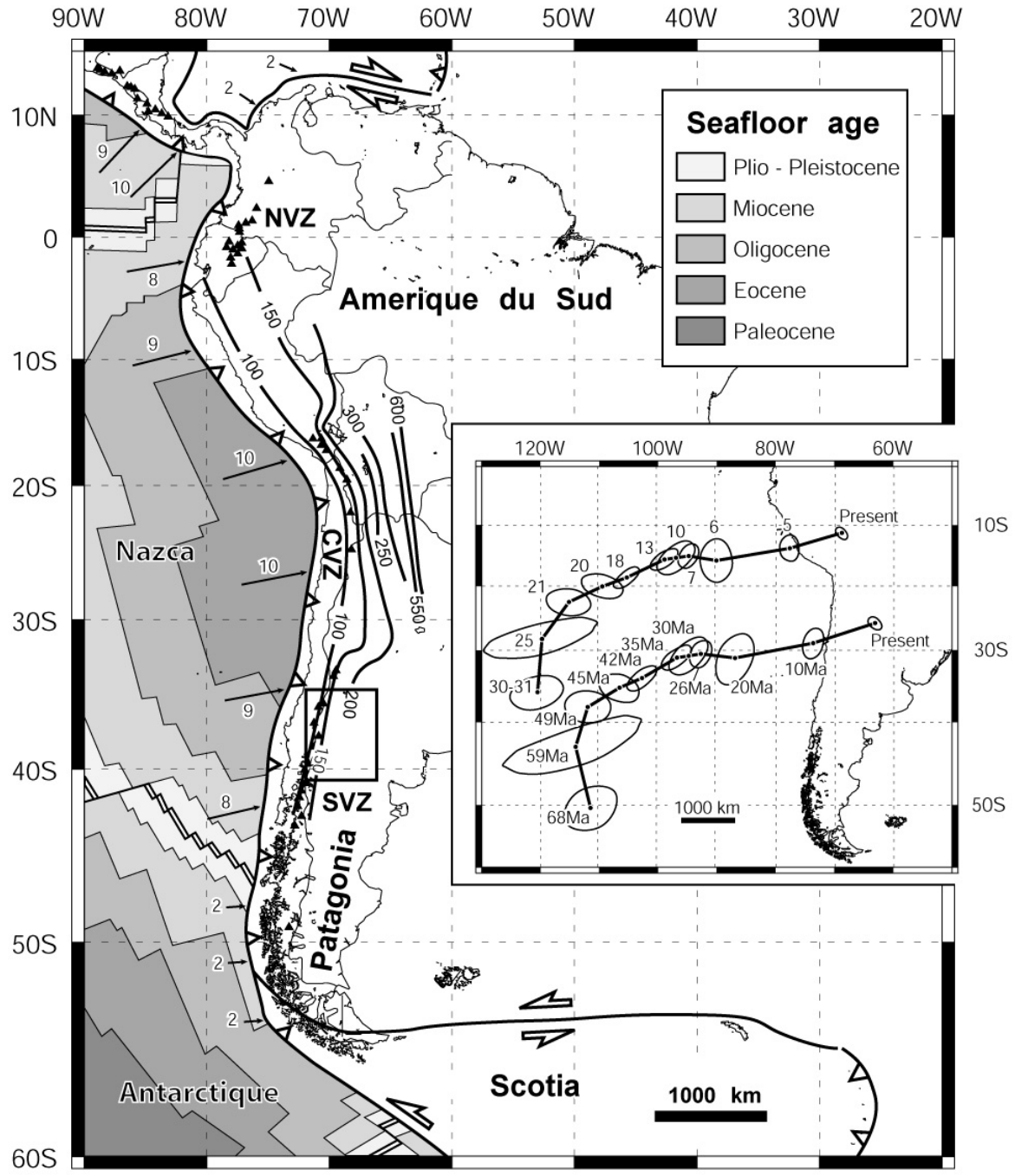


Figure 6.2. Carte des plaques tectoniques autour de l'Amérique du Sud (modifié d'après Cobbold et Rossello, 2003). La carte principale montre l'âge du plancher océanique (légende en haut à droite), les vitesses de convergence relative entre les plaques océaniques et la plaque sud-américaine (en cm/an), les volcans de l'arc andin (triangles noirs), les lignes d'isoprofondeur du slab sous l'Amérique du Sud. Le cadre noir localise la région de Neuquén. L'encadré montre les emplacements successifs de points de la plaque Nazca en relatif par rapport à la plaque sud-américaine (D'après Pardo-Casas et Molnar, 1987), les ellipses représentent l'incertitude sur leur position.

2.2. Les Andes Australes

2.2.1. Morphologie

Les Andes Australes présentent une structuration Ouest-Est, depuis la fosse océanique jusqu'au continent sud-américain non déformé. On distingue la zone avant arc (cordillère côtière, vallée centrale), la cordillère principale et la zone arrière arc (zone sub-andine, Figure 6.3). Ces unités morphostructurales sont parallèles à la limite des plaques le long de la subduction. L'altitude de la cordillère principale diminue progressivement du Nord au Sud (Figure 6.1).

On note néanmoins une différence de morphologie de part et d'autre du point triple du Chili entre les plaques Amérique du Sud, Nazca et Antarctique, situé à 46°30S, où la dorsale océanique du Chili est impliquée dans la subduction. Au Nord du point triple, de 35°S à 46°30S, le bloc avant arc est marqué par la présence d'une vallée centrale limitée à l'Ouest par la cordillère côtière et à l'Est par la cordillère principale qui comprend l'arc volcanique actuel (Figure 6.3). A l'Est de la Cordillère Principale, le bloc arrière arc correspond au domaine sub-andin où se sont développés de nombreux bassins au cours du Mésozoïque (Franzese et al., 2003). Dans cette partie, l'arc volcanique est très actif, avec des volcans célèbres comme le Copahue, le Villarica et le Llaima (e.g. Cingolani et al., 1991).

Au Sud du point triple, de 46°30S à 56°S, la chaîne côtière et la vallée centrale diminuent en altitude et plongent dans l'océan Pacifique, d'où elles émergent en un vaste archipel constitué de milliers d'îles (Figure 6.3). Dans cette partie, l'arc volcanique est beaucoup moins actif que dans la partie nord. La Terre de Feu correspond à la pointe australe de l'Amérique du Sud. Elle est associée à une courbure concave vers l'Est appelée orocline patagonien.

2.2.2. Structure profonde

La géométrie de la zone de subduction est imagée à partir de la répartition de l'activité sismique qui se concentre dans le panneau plongeant, dans le manteau (Figure 6.4).

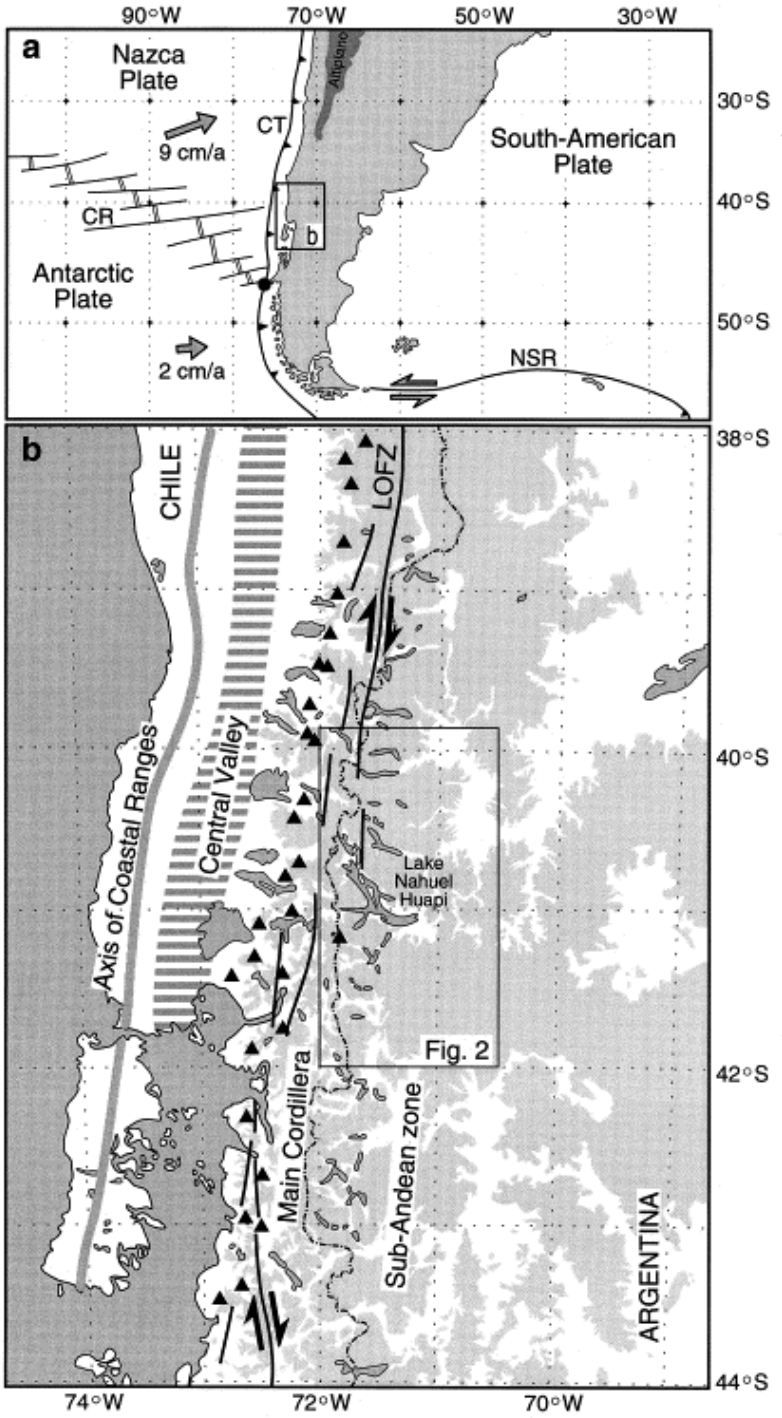


Figure 6.3. Contexte morpho-tectonique des Andes Australes entre 38°S et 44°S (d'après Diraison et al., 1998). **a.** Contexte tectonique de la corne australe de l'Amérique du Sud avec les plaques océaniques adjacentes. Les structures majeurs sont la ride du Chili (CR), la fosse du Chili (CT) et la ride nord de Scotia (NSR). Le point noir correspond à la jonction en point triple entre les plaques Nazca, Antarctique et Amérique du Sud. **b**. Carte morphostructurale de la Patagonie du Nord montrant la cordillère côtière, la vallée centrale, la cordillère principale et la zone sub-andine. Les zones grisées correspondent aux altitudes supérieures à 1000 m. Les triangles représentent les volcans, et les segments noirs sont les zones de faille de Liquiñe-Ofqui (LOFZ).

Dans la partie nord des Andes Australes, la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est rapide (8 à 9 cm/an, Figure 6.2). L'activité sismique y est particulièrement élevée et permet de mettre en évidence la géométrie du panneau plongeant (Cahill et Isacks, 1992; Bohm et al., 2002). Entre 36°S et 40°S, le panneau plonge dans le manteau avec une pente régulière entre 30 et 40° (Bohm et al., 2002, Yáñez et al., 2002, Figure 6.4). La plupart de l'activité sismique est enregistrée dans les 100 premiers kilomètres sous la surface, mais l'activité sismique est enregistrée jusqu'à environ 200 km (Figure 6.4).

Au Sud de 46°30S, la convergence entre les plaques Antarctique et Amérique du Sud est assez lente, proche de 2 cm/an et les activités sismique et volcanique sont nettement moins importantes que dans la partie nord (e.g. DeMets et al., 1990). Par conséquent, la reconstitution de la géométrie du panneau plongeant est plus complexe.

Tout le long des Andes Australes, la structure et l'épaisseur crustales sont mal connues. On note néanmoins une corrélation étroite entre la quantité de contamination crustale dans les magmas et l'anomalie gravimétrique de Bouguer caractéristique de l'épaisseur de la croûte (Hickey et al., 1986; Hildreth et Moorbath, 1988). Cette corrélation suggère que l'épaisseur de la croûte sous la cordillère principale diminue de 50-60 km au Nord (34°S) à 30-35 km au Sud (38°S). Cette corrélation est confirmée par les analyses de Tormey et al. (1991). Plus au Sud, l'épaisseur de la croûte est relativement constante aux alentours de 30 km.

2.2.3. Géologie des Andes Australes

L'histoire tectonique des Andes Australes est marquée par plusieurs phases de déformation successives. Au cours du Mésozoïque, la Patagonie est soumise à une phase d'extension liée à l'éclatement de la bordure sud-ouest du Gondwana et à l'ouverture de l'océan Atlantique (Uliana et Biddle, 1988). Cette phase d'extension conduit à la formation de grabens et demi grabens, actuellement orientés NNW/SSE. Ces grabens affectent le socle paléozoïque et contrôlent l'ouverture des bassins sédimentaires mésozoïques patagoniens, situés en position arrière-arc (e.g. Cuyo, Neuquén, Austral et Magellan, Franzese et al., 2003).

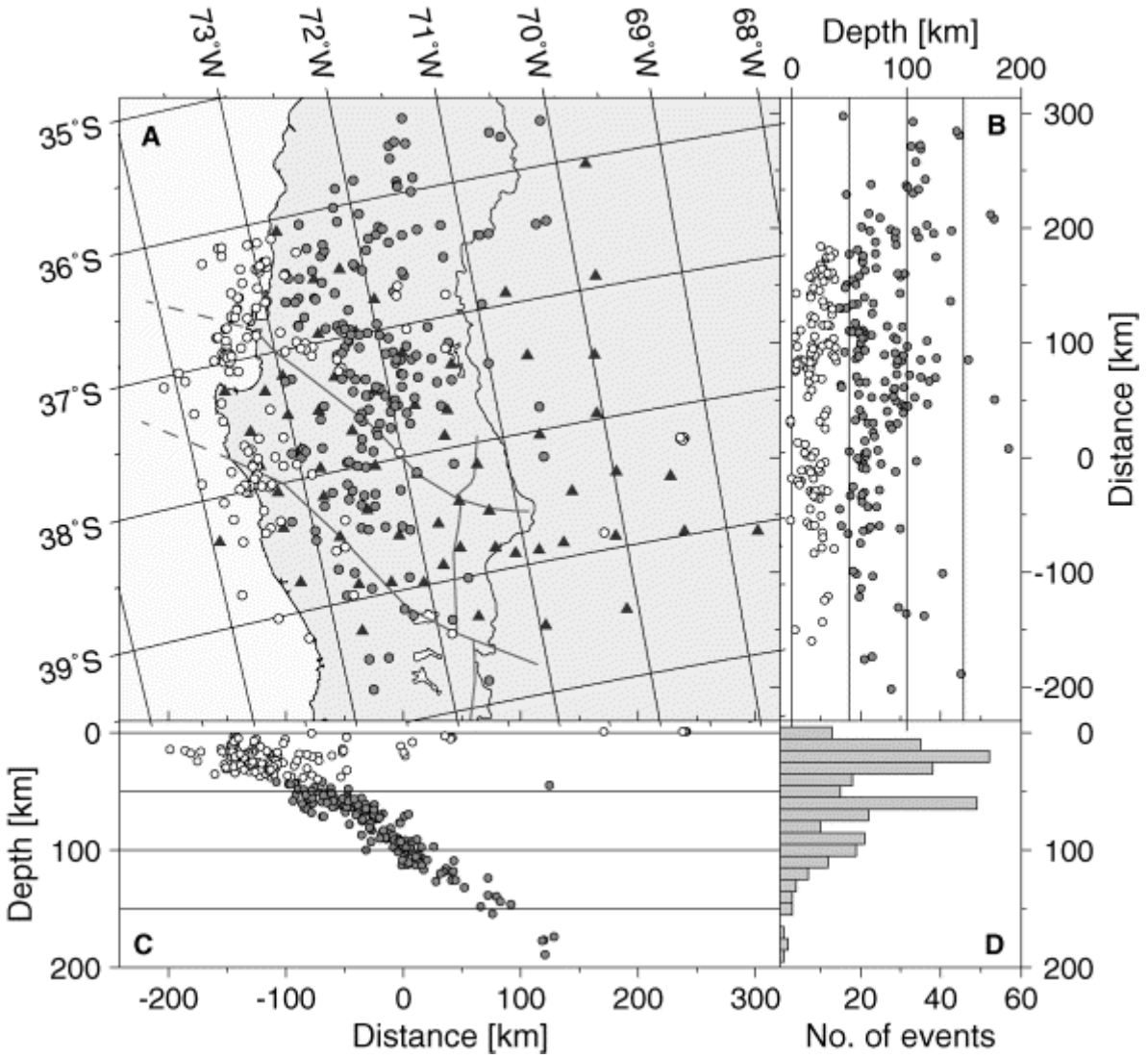


Figure 6.4. Distribution des séismes entre 35°S et 40°S en Patagonie du Nord (d'après Bohm et al., 2002). Les séismes crustaux (profondeur < 40 km) sont représentés par des cercles blancs. Les triangles noirs représentent les stations sismiques. Les traits grisés représentent les zones de faille de Bio-Bio, Gastre et Liquiñe-Ofqui. **A.** Carte montrant les épicentres des séismes. **B.** Hypocentres des séismes projetés sur une coupe verticale N – S. **C.** Projection des hypocentres sur un plan vertical E – W, et montrant le plan de Benioff. **D.** distribution profondeur / fréquence des séismes.

Au cours du Crétacé Supérieur, les structures associées à ces bassins subissent les première phases d'inversion associées à la compression andine (Franzese et al., 2003). Ce processus conduit à la fermeture des bassins et à la formation de structures tectoniques d'avant pays. Les Andes Australes sont le siège des trois phases tectoniques majeures reconnues dans toutes les Andes (Cobbold et Rossello, 2003) :

(1) la phase péruvienne (Crétacé Supérieur), qui correspond aux premières phases d'inversion des structures extensives. Dans le bassin de Neuquén, l'inversion se traduit

par la formation de structures chevauchantes (Cobbold et Rossello, 2003). En Terre de Feu, cette phase correspond à l'initiation de l'orocline patagonien (Diraison, 1998) ;

(2) la phase incaïque (Paléogène). Cette phase est associée à une déformation transpressive dextre dans les parties nord (Diraison et al., 1998; Cobbold et Rossello, 2003). En Terre de Feu, la déformation est en grande partie décrochante senestre ;

(3) la phase Quechua (Néogène), qui correspond aux dernières déformations dans les Andes Australes. Cette phase se traduit par un raccourcissement quasiment parallèle à la direction de convergence, avec une composante décrochante dextre (Diraison et al., 1998; Cobbold et Rossello, 2003).

Le raccourcissement accumulé au cours de ces phases de déformation est relativement faible, et les structures et les bassins d'avant pays sont peu développés et de taille réduite (Diraison et al., 1998; Cobbold et Rossello, 2003).

Dans les Andes Australes, l'activité de l'arc magmatique andin a débuté au cours du Jurassique (180 Ma) et perdure encore de nos jours. Il se caractérise par un magmatisme calco-alcalin typique d'arc de subduction. L'activité de l'arc patagonien se traduit par l'émission d'une grande quantité de laves, ainsi que par la mise en place du batholite patagonien qui s'étend le long de la côte depuis 41°S jusqu'à la Terre de Feu (Bruce et al., 1991; Cingolani et al., 1991). Au cours de sa période d'activité, l'arc magmatique patagonien situé au nord du point triple (Figure 6.3) a migré de 200 km d'Est en Ouest (Rapela et Kay, 1988; Cingolani et al., 1991). Actuellement, le volcanisme actif de cet arc est situé sur la bordure orientale de la vallée centrale, et semble étroitement lié à la zone de faille Liquiñe-Ofqui (Figure 6.3), reconnue comme une structure décrochante dextre majeure parallèle à la direction de la chaîne (Cingolani et al., 1991; Cembrano et al., 1996; Diraison et al., 1998; Cembrano et al., 2002).

2.3. Le bassin de Neuquén

2.3.1. Présentation générale

Le bassin de Neuquén est un bassin sédimentaire mésozoïque géographiquement situé dans l'avant pays andin. Il s'étend de 67°W à plus de 70°W d'Est en Ouest, et de 36°S à plus de 40°S du Nord au Sud (Figure 6.6), et couvre une surface de plus de 160000 km^2. Il est limité au Nord par la Sierra Pintada, au Sud par le massif nord-patagonien et à l'Ouest par l'arc volcanique andin (Figure 6.5 et Figure 6.6). Le bassin de Neuquén fait partie d'un

ensemble de bassins mésozoïques situés en position arrière arc (Franzese et al., 2003). La formation de ces bassins résulte de l'éclatement du Gondwana.

La zone d'étude se situe à la terminaison septentrionale de la SVZ, dans une région comprise entre 36 et 38°S, et 69 et 71°W. Cette région est située à proximité de la ville de Chos Malal, située au Nord de la province de Neuquén à une centaine de kilomètres à l'Est de la cordillère principale (Figure 6.5). A cette latitude, l'arc volcanique est situé à 300 kilomètres de la fosse (Figure 6.5). Dans cette région, le domaine volcanique d'arrière arc est particulièrement large : les volcans Pliocène à Holocène (Auca Mahuida, Payún Matrú, Chachahuen, Cerro Nevado) se situent à plusieurs centaines de kilomètres à l'Est de l'arc volcanique (225 kilomètres pour le Cerro Nevado, Figure 6.5, Saal et al., 1993). Le Tromen est, de ce groupe de volcans d'arrière arc, le plus proche de l'arc volcanique (~100 kilomètres). Encore actif de nos jours, sa période d'activité aurait débuté au Pliocène (Zollner et Amos, 1973). Les formations volcaniques du Tromen reposent en discordance sur les séries sédimentaires mésozoïques du bassin de Neuquén (Figure 6.6).

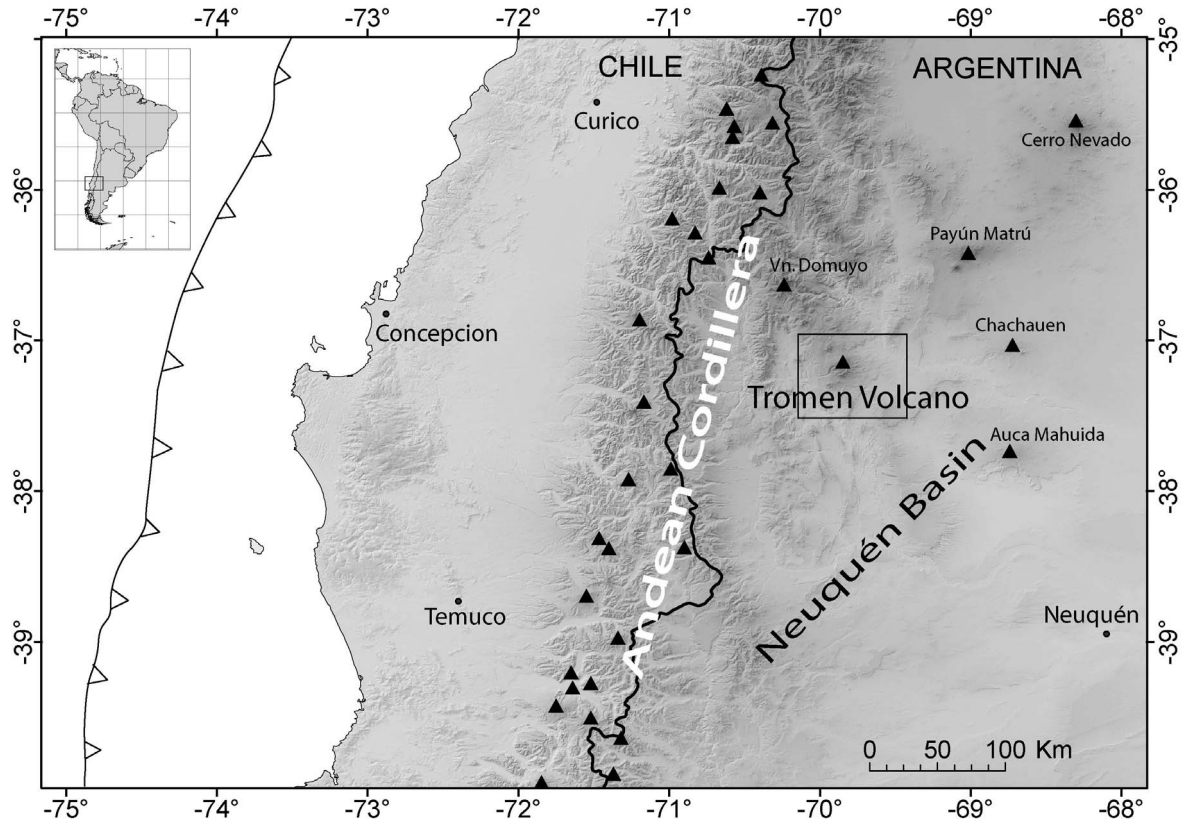


Figure 6.5. Carte de localisation du volcan Tromen.

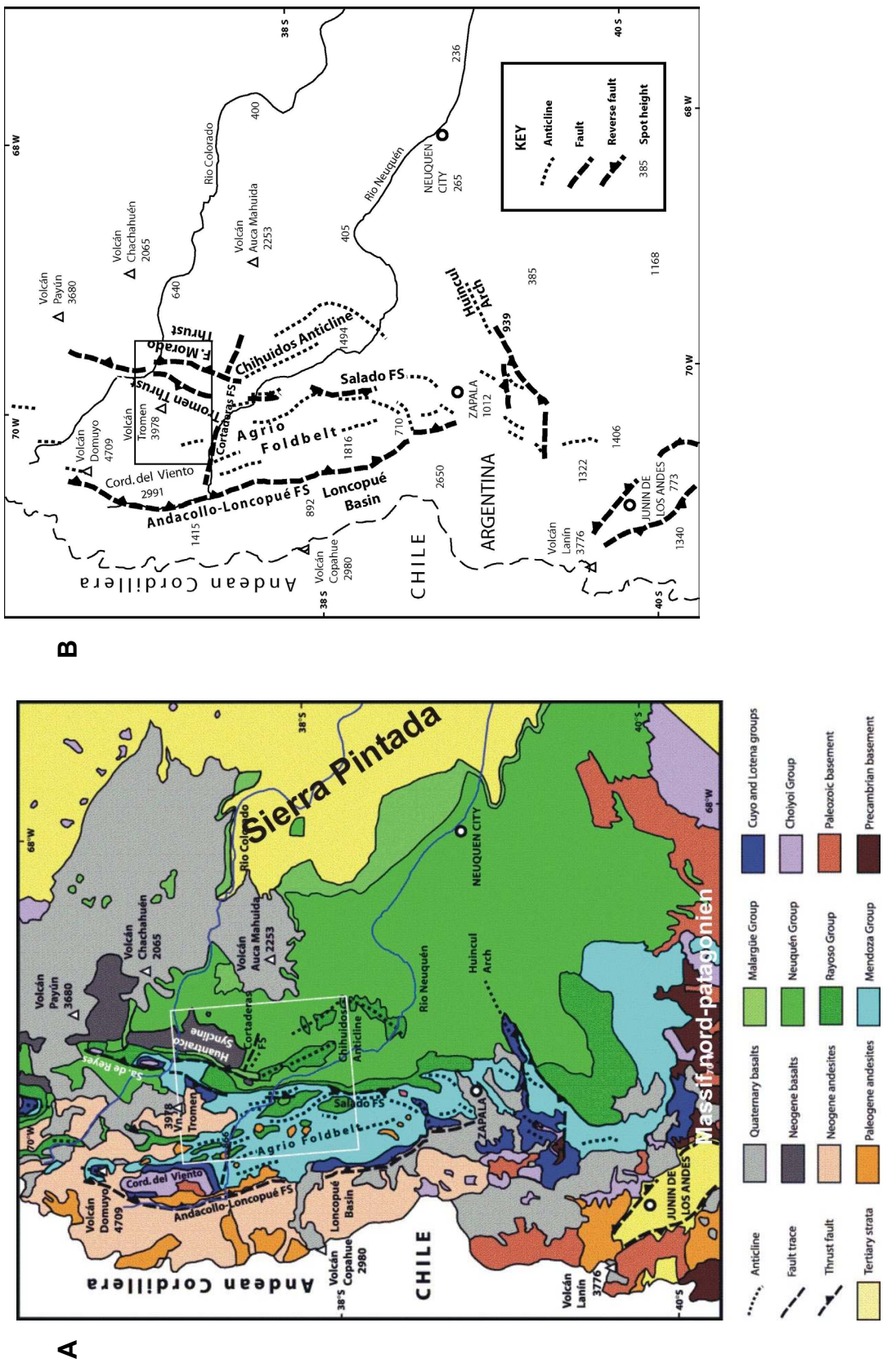


Figure 6.6. Cartes du bassin de Neuquén, Argentine (Cobbold et Rossello, 2003). **A**. Carte géologique. **B**. Schéma structural. Le cadre localise la zone de travail.

2.3.2. Stratigraphie du bassin de Neuquén

La série stratigraphique de la région de Chos Malal est épaisse de 4500 à 5000 mètres et est datée du Jurassique au Crétacé (Kozlowski et al., 1996, Figure 6.7). L'histoire tectono-sédimentaire du bassin de Neuquén débute au Trias-Lias par une phase de rifting associée à l'éclatement du Gondwana (Franzese et al., 2003). Les dépôt-centres sont multiples et localisés au fond de grabens (Vergani et al., 1995). Les formations associées à cette phase de rifting sont les formations du groupe pre-Cuyo, non représentées dans la région de Chos Malal.

Après la phase de rifting, les failles deviennent inactives, et la subsidence est de type thermique et répartie sur l'ensemble du bassin (Vergani et al., 1995). Les dépôt-centres isolés, associés à la phase de rifting, s'amalgament pour ne former qu'un seul grand bassin. A cette époque, la sédimentation est essentiellement marine. La base de la série est constituée par un conglomérat marin tufacé (liasique), au-dessus duquel se succèdent les formations pélitiques noires de Los Molles, les évaporites et les grès des formations Tabanos et Lotena (Figure 6.7). La formation carbonatée Manga et la barre tidale las Lajas sont incluses dans le groupe Lotena (Vergani et al., 1995). L'épaisse couche évaporitique de la formation Auquilco marque le retrait de la mer. Cette phase est scellée par la formation Tordillo. L'épaisseur de cette séquence atteint 2000 m.

Le Kimméridgien Supérieur est marqué par une incursion marine et une forte subsidence du bassin qui se traduisent par le dépôt des argiles noires et vertes des formations Vaca Muerta et de Agrio respectivement (Figure 6.7). Ces deux épais niveaux argileux sont séparés par une formation plus gréseuse, Mulichinco. Au sein de la formation Agrio, la barre gréseuse (Avilé), unique dans toute la série de Neuquén, contraste avec les argiles qui l'entourent. Le tout est surmonté d'un niveau évaporitique (Huitrín) et par les pélites rouges de la formation Rayoso.

Le Crétacé Supérieur est marqué par le dépôt des conglomérats et grès rouges de la formation Neuquén. Mieux représentée dans les parties orientales du bassin, cette formation n'est que très peu conservée aux alentours de Chos Malal, tout au plus au cœur de certains synclinaux (Zollner et Amos, 1973; Kozlowski et al., 1996). Des dépôts volcaniques cénozoïques se sont déposés en discordance sur toute la série mésozoïque.

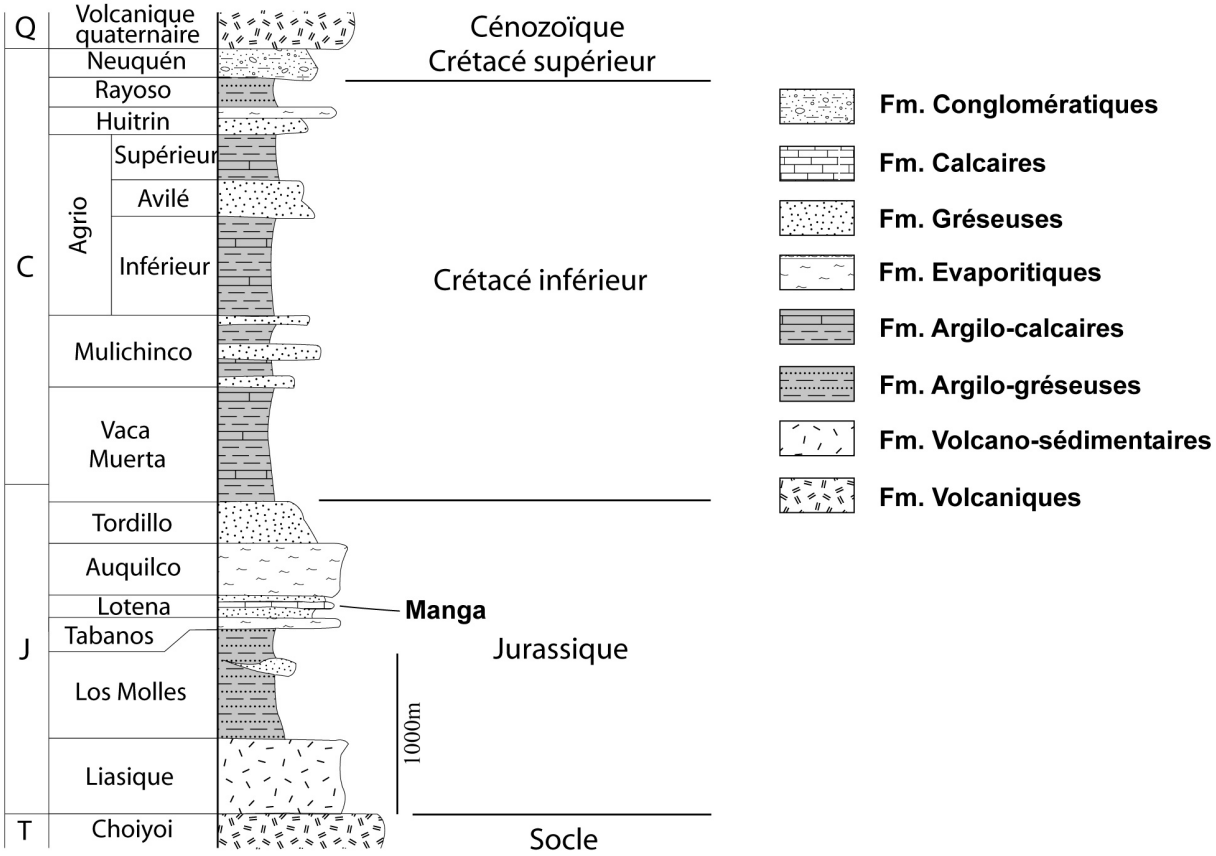


Figure 6.7. Echelle chrono-stratigraphique simplifiée du bassin de Neuquén (modifiée d'après Kozlowski et al., 1996). T. Trias. J. Jurassique. C. Crétacé Supérieur. Q. Cénozoïque.

2.3.3. Tectonique andine du bassin de Neuquén

Au cours du Crétacé Supérieur et du Cénozoïque, le bassin de Neuquén commence à subir une inversion associée à la compression andine (Vergani et al., 1995; Cobbold et Rossello, 2003), et peu de sédiments ont été conservés. La bordure occidentale du bassin est déformée et incluse dans l'avant pays andin (Cobbold et Rossello, 2003, Figure 6.6). Dans cette zone, le front oriental des Andes se situe, du Nord au Sud, au niveau du système chevauchant Tromen – Filo Morado et du système de failles de Salado (Figure 6.6, Cobbold et Rossello, 2003). Plus à l'Est, l'avant pays est peu déformé (Figure 6.6), et les formations du bassin de Neuquén sont monoclinales avec un faible pendage vers l'Est.

Les premières phases de la déformation compressive andine se traduisent par l'inversion dès le Crétacé Supérieur des structures extensives liées au rifting liasique (Vergani et al., 1995; Kozlowski et al., 1996; Zapata et al., 2002; Cobbold et Rossello, 2003). Cette

phase correspond à la phase péruvienne reconnue dans toutes les Andes (Cobbold et Rossello, 2003). Les structures associées à cette phase ont une orientation N/S et traduisent un raccourcissement E/W.

Une deuxième phase de déformation compressive a lieu à l'Eocène (Manceda et Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995; Cobbold et Rossello, 2003), corrélée avec la phase incaïque (Cobbold et Rossello, 2003). Elle se traduit par la réactivation des structures chevauchantes associées à la phase péruvienne. L'orientation NW/SE des plis et des chevauchements, ainsi que l'orientation NE/SW d'une population de filons de bitume datés de l'Eocène, traduisent une direction de compression NE/SW pendant l'Eocène (Diraison et al., 1998; Cobbold et al., 1999).

Une dernière phase, reliée à la phase Quechua, est la plus récente (Cobbold et Rossello, 2003). Elle se traduit par le plissement des basaltes du synclinal de Huantraico et probablement par la formation de la zone en triangle de Filo Morado, à l'Est du Tromen (Holmberg, 1975; Kozlowski et al., 1996; Cobbold et Rossello, 2003). Le chevauchement situé immédiatement à l'Est du Tromen (chevauchement du Tromen) et plus à l'Est, celui de Filo Morado, apparaissent au cours de la phase Quechua (Cobbold et Rossello, 2003) et semblent également actif pendant l'Holocène. Suivant les estimations, la majeure partie de la déformation se serait terminée il y a 12 Ma (Kozlowski et al., 1996) mais Cobbold et Rossello (2002) et Cobbold et Rossello (2003) suggèrent que la déformation est encore active actuellement.

3. Le volcan Tromen : présentation générale

3.1. Pétrographie des roches du Tromen

La pétrologie des laves du Tromen est peu connue. En se basant sur la composition chimique des laves émises par le Tromen au cours de l'Holocène, Llambías et al. (1982) leur attribue une affinité calco-alcaline et associe le Tromen au volcan Domuyo (Figure 6.5) et à l'arc volcanique. En revanche, Saal et al. (1993) attribue aux laves du Tromen à affinité alcaline, et les relie aux formations volcaniques des volcans d'arrière arc de la région de Neuquén (Auca Mahuida, Payun Matrú, Chachaúen). L'objectif de notre étude étant la structure du Tromen, nous n'apportons pas de nouvelles données géochimiques ; le nombre insuffisant de données chimiques publiées ne nous permet pas de formuler un avis sur l'origine des laves du Tromen.

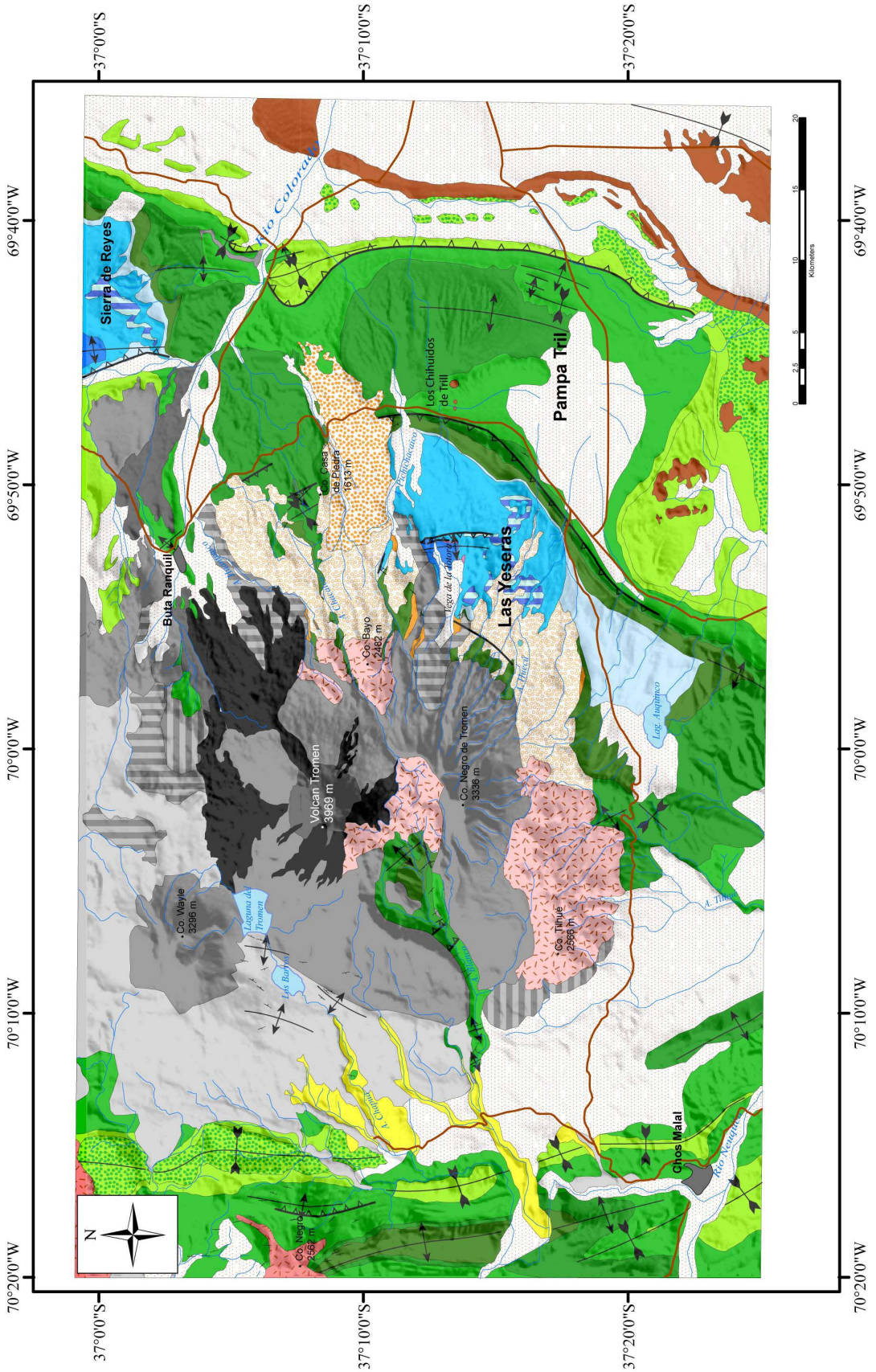


Figure 6.8. Carte géologique du volcan Tromen et de sa région, modifiée d'après Zollner et Amos (1973) et Holmberg, (1975). Les traits noirs localisent la position des coupes géologiques présentées dans ce chapitre.

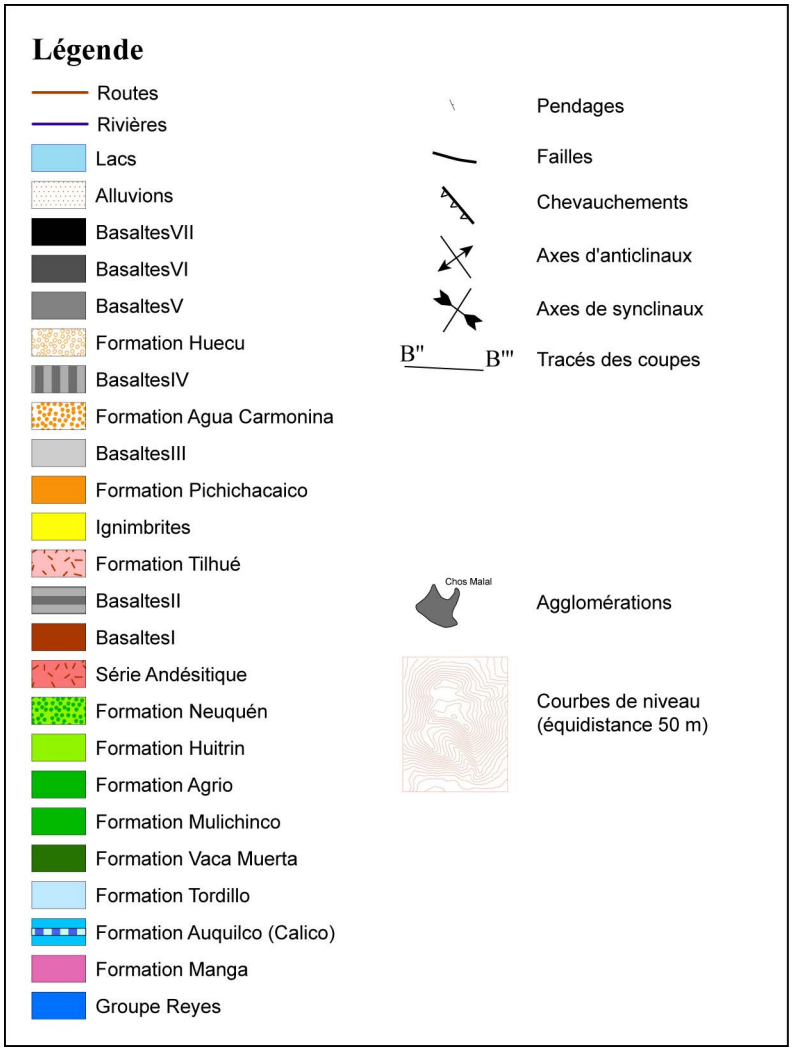


Figure 6.8 (suite). Légende de la carte de la Figure 6.8.

Le massif du Tromen est constitué par un cône volcanique principal auquel sont associés des édifices adventifs : le Cerro Waylé au Nord, le Cerro Bayo à l'Est, le Cerro Negro del Tromen et le Cerro Tilhué au Sud (Figure 6.8 et Figure 6.9, Zollner et Amos, 1973, Holmberg, 1975, Llambías et al., 1982). Le Cerro Bayo et le Cerro Tilhué sont décrits comme étant intrusifs (Zollner et Amos, 1973; Holmberg, 1975).

Les laves émises par le Tromen sont assez diversifiées (Zollner et Amos, 1973; Holmberg, 1975) et couvrent une gamme de compositions chimiques allant des pôles basiques (basaltes à olivine) à des pôles plus acides (dacites et rhyolites). L'échelle volcano-stratigraphique définie par Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975) correspond à l'échelle indiquée dans la légende de la Figure 6.8.

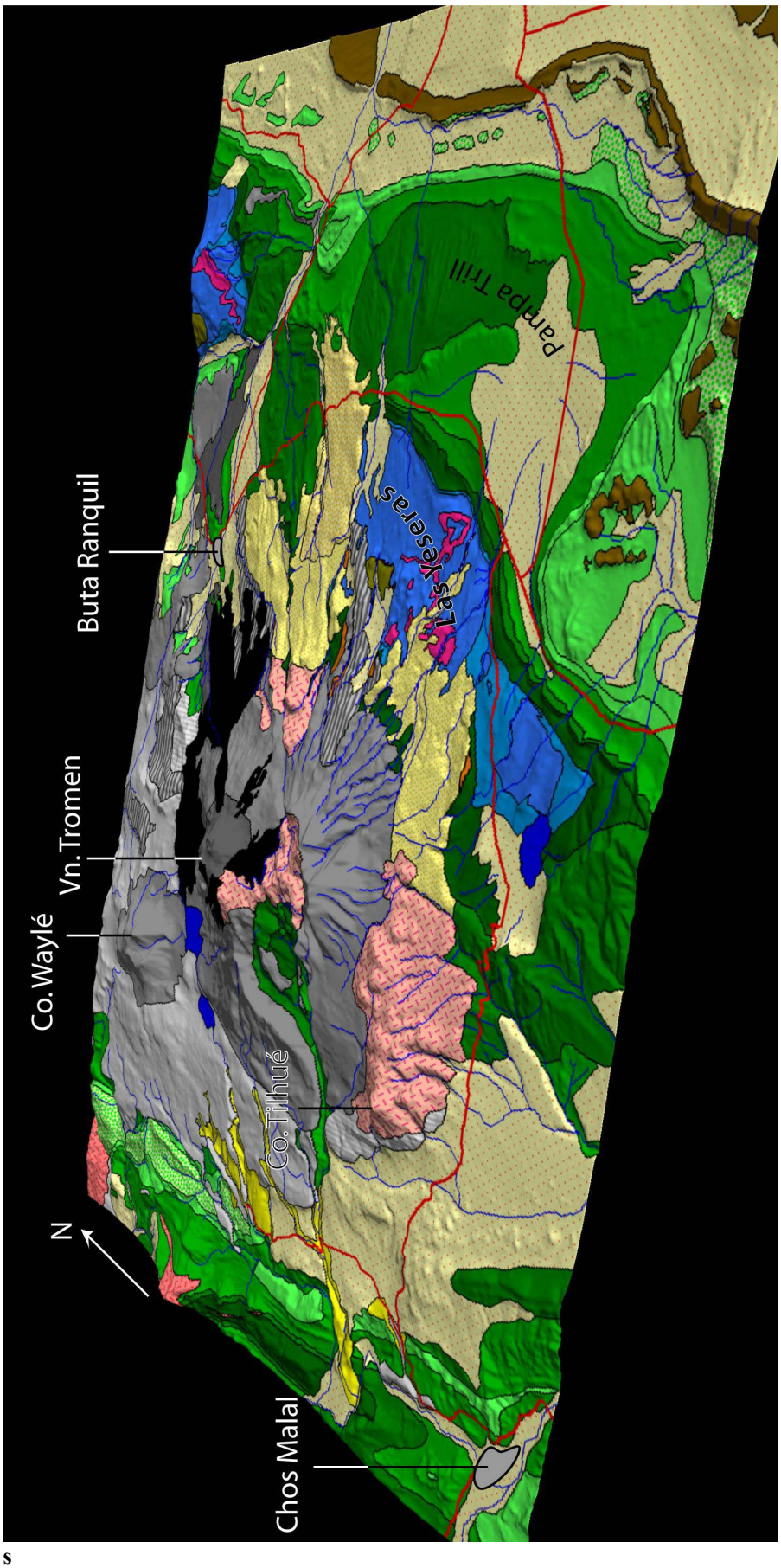


Figure 6.9. Carte géologique en relief du massif du volcan Tromen. La légende est la même que pour la Figure 6.8, sauf pour la formation Calico (en violet ici). Les données topographique proviennent du MNT SRTM90, diffusé par l'USGS (adresse : http://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/).

s

Formation d'appartenance	N° Echantillon	Long (W)	Lat (S)	Nature
Fm. Vaca Muerta	ABL03-02	-70.075	-37.206	Calcaire argileux
Fm. Tordillo	TR-04	-69.919	-37.226	Grès
Fm. Tordillo	TR-07	-69.915	-37.228	Grès
Fm. Tilhué	ABL-05	-70.065	-37.209	Andésite
Fm. Tilhué	ABL-08	-70.053	-37.184	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-03	-70.057	-37.203	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-04	-70.057	-37.203	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-05	-70.055	-37.202	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-06	-70.054	-37.203	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-07	-70.054	-37.203	Andésite
Fm. Tilhué	ABL03-08	-70.054	-37.203	Andésite
Fm. Tilhué	CB03-01	-69.937	-37.164	Andésite
Fm. Tilhué	CB03-02	-69.940	-37.165	Andésite
Fm. Tilhué	CB03-03	-69.943	-37.166	Andésite ou Dacite
Fm. Tilhué	CB03-04	-69.943	-37.166	Andésite
Fm. Tilhué	CB03-05	-69.934	-37.151	Dacite
Fm. Tilhué	CB03-06	-69.941	-37.152	Dacite
Fm. Tilhué	CB03-07	-69.945	-37.152	Dacite
Fm. Tilhué	CB03-08	-69.949	-37.154	Dacite
Fm. Tilhué	CB03-11	-69.966	-37.164	Andésite violacée
Fm. Tilhué	CB03-12	-69.963	-37.160	Andésite violacée
Fm. Tilhué	CB03-13	-69.934	-37.149	Dacite ou Rhyolite
Fm. Tilhué	CB03-14	-69.947	-37.142	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-01	-70.124	-37.308	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-02	-70.126	-37.309	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-02A	-70.126	-37.309	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-03	-70.122	-37.306	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-06	-70.124	-37.302	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-07	-70.114	-37.310	Andésite
Fm. Tilhué	TIL-04	-70.122	-37.306	Microdiorite
Fm. Filons E/W	ABL-04	-70.065	-37.209	Basalte
Sill Arroyo Blanco	ABL-06	-70.061	-37.198	Andésite
Fm. Filons E/W	ABL-07	-70.058	-37.190	Andésite
Fm. Filons E/W	ABL03-09	-70.076	-37.200	Andésite
Fm. Filons E/W	ABL03-10	-70.076	-37.200	Andésite
Fm. Pichichacaicao	TR-01	-69.924	-37.227	Andésite basaltique
Fm. Pichichacaicao	TR-02	-69.924	-37.227	Andésite basaltique
Fm. Basalto III	LB-01	-70.152	-37.144	Basalte
Fm. Basalto III	LB-02	-70.161	-37.106	Basalte
Fm. Basalto IV	TR-03	-69.916	-37.229	Andésite
Fm. Basalto IV	YS-03-02	-69.888	-37.201	Basalte
Fm. Basalto V	CWA-01	-70.137	-37.055	Basalte
Fm. Basalto V	CWA-02	-70.134	-37.062	Basalte
Fm. Basalto V	CWA-03	-70.121	-37.064	Andésite
Fm. Basalto V	CWA-04	-70.121	-37.064	Basalte
Fm. Basalto V	CWA-05	-70.142	-37.031	Andésite
Fm. Basalto V	LB-03	-70.135	-37.128	Basalte
Fm. Basalto V	ABL03-01	-70.138	-37.225	Basalte
Fm. Basalto V	CB03-10	-69.943	-37.154	Basalte à olivine
Fm. Agua Carmonina	PT03-03	-69.800	-37.143	Cendres
Carbonate	PT03-02	-69.795	-37.189	Bloc d'andésite
Fm. Agua Carmonina	PT03-04	-69.800	-37.143	Carbonates
Fm. Agua Carmonina	PT03-05	-69.802	-37.144	Travertins
Carbonates	PT03-01	-69.791	-37.211	Carbonates
Conglomérat	ABL-01	-70.104	-37.213	Bloc d'andésite
Conglomérat	ABL-02	-70.082	-37.217	Bloc d'andésite
Conglomérat	ABL-03	-70.082	-37.217	Bloc de basalte

Tableau 1. Tableau récapitulatif des échantillons récoltés dans le massif du Tromen. Le tableau répertorie la formation d'appartenance de l'échantillon, le numéro, la position géographique de prélèvement et la nature de l'échantillon. Localisation des échantillons Figure 6.10.

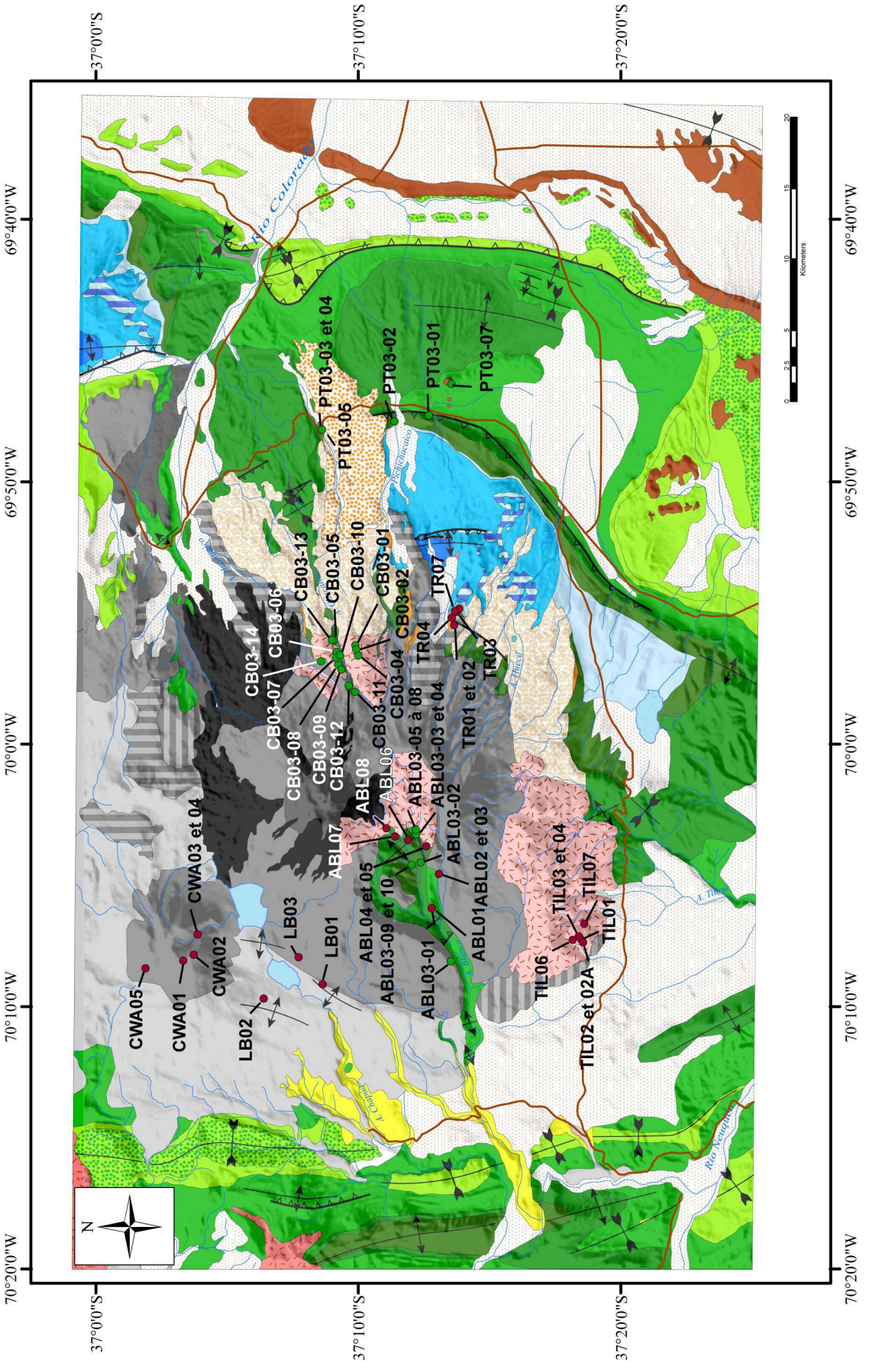
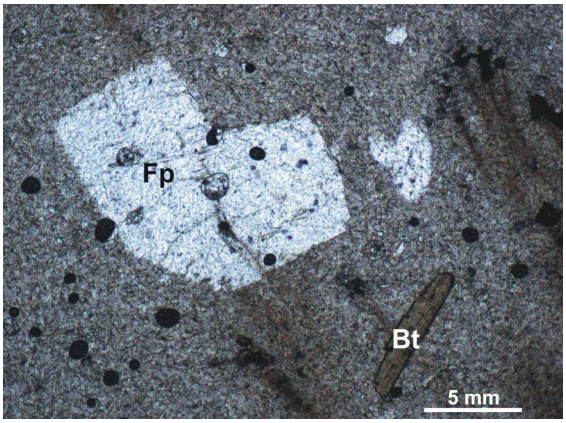
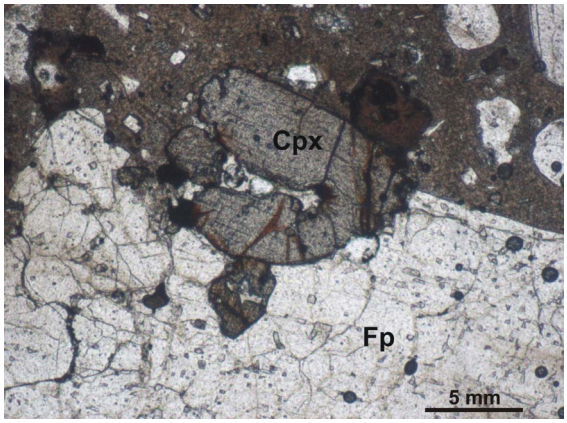


Figure 6.10. Carte de localisation des échantillons récoltés dans le massif du Tromen (Tableau 1). Les points rouges correspondent aux échantillons récoltés lors de la première mission, les points verts aux échantillons de la deuxième mission.

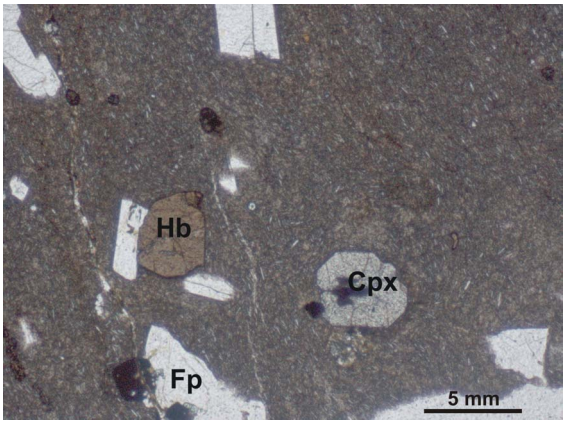
A


Fp
Bt
5 mm

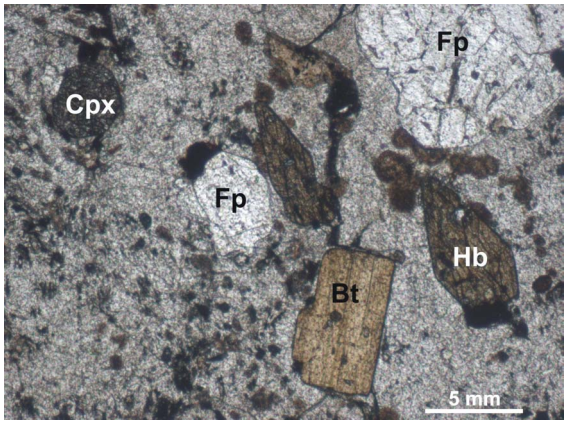
B


Cpx
Fp
5 mm

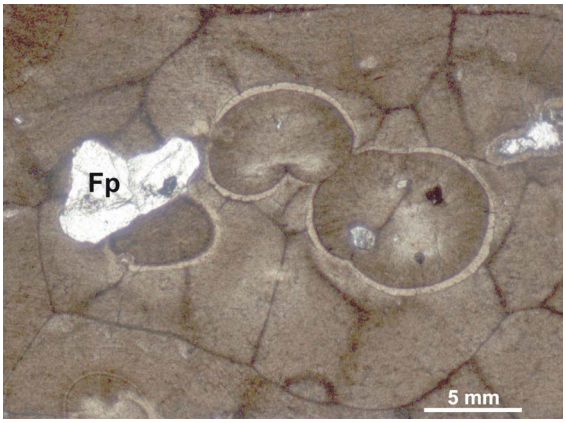
C


Hb
Cpx
Fp
5 mm

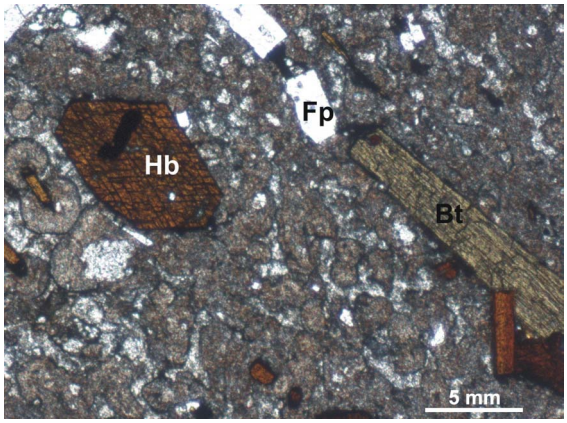
D


Fp
Cpx
Fp
Hb
Bt
5 mm

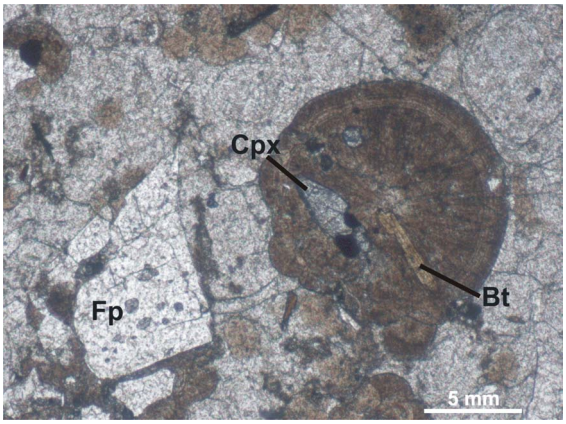
E


Fp
5 mm

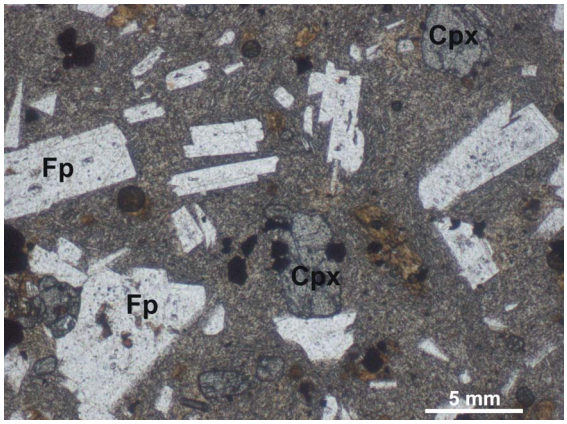
F


Fp
Hb
Bt
5 mm

G


Cpx
Bt
Fp
5 mm

H


Cpx
Fp
Cpx
Fp
5 mm

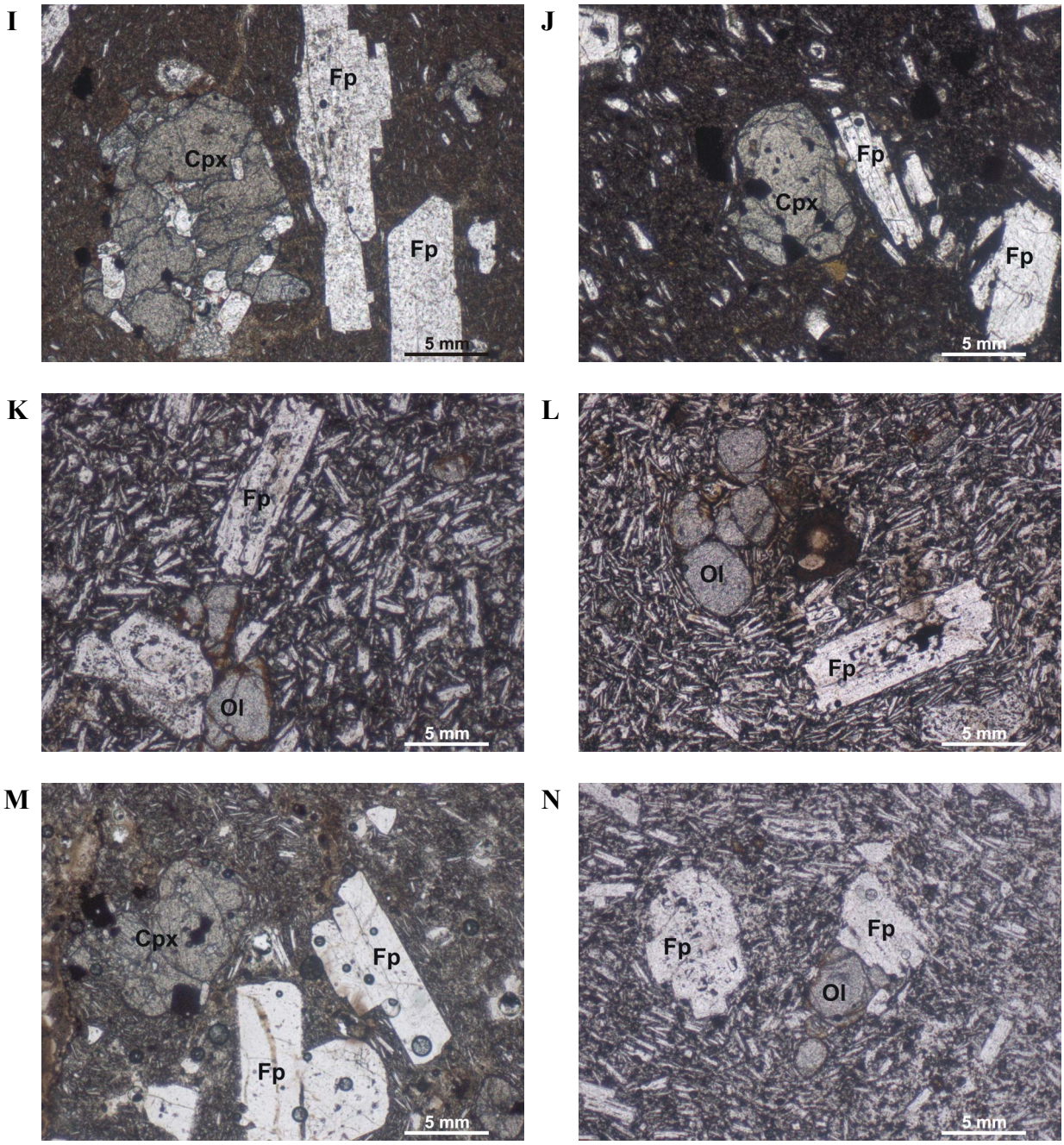


Figure 6.11. Photographies en lumière polarisée non analysée de lames minces d'échantillons provenant des différentes formations volcaniques du volcan Tromen. Fp : Feldspath plagioclase, Bt : Biotite, Cpx : Clinopyroxène Augite, Hb : Hornblende, Ol : Olivine. **A.** Echantillon ABL-05 (formation Tilhué) ; **B.** Echantillon ABL-08 (formation Tilhué) ; **C.** Echantillon ABL-03-08 (formation Tilhué) ; **D.** Echantillon CB-03-01 (formation Tilhué) ; **E**. Echantillon CB-03-05 (formation Tilhué), les formes arrondies sont des sphérolites ; **F**. Echantillon CB-03-14 (formation Tilhué) ; **G**. Echantillon TIL-01 (formation Tilhué), la forme arrondie autour de la biotite et du clinopyroxène est un sphérolite ; **H**. ABL-07 (filons E/W) ; **I.** Echantillon TR-01 (formation Pichichacaico) ; **J.** Echantillon TR-02 (formation Pichichacaico) ; **K.** Echantillon LB-01 (formation Basalto III) ; **L.** Echantillon LB-02 (formation Basalto III) ; **M.** Echantillon TR-03 (formation Basalto IV) ; **N.** Echantillon LB-03 (formation Basalto V).

Au cours des campagnes de terrain, nous avons échantillonné toutes les formations volcaniques associées au Tromen. La description pétrographique de nos échantillons permet entre autre d'obtenir des datations à partir de la méthode ^{39}Ar – ^{40}Ar (Annexe 5). L'application de cette méthode dépend de la minéralogie des roches à dater et nécessite une description pétrographique. Les descriptions suivantes sont regroupées par formation volcanique, et résument les descriptions pétrographiques détaillées fournies dans l'annexe 4. Seules les formation associées au Tromen, c'est-à-dire à partir de la formation Tilhué (Figure 6.8), sont décrites.

3.1.1. Formation Tilhué

La formation Tilhué est représentée par trois ensembles géographiques distincts situés au centre du massif du Tromen, au niveau du Cerro Bayo et du Cerro Tilhué (Figure 6.8).

Cerro Bayo

Au niveau du Cerro Bayo à l'Est du massif du Tromen, la formation Tilhué renferme à l'affleurement de rares coulées andésitiques violacées affleurant en deux niveaux d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur en amont du Cerro Bayo dans la vallée de l'Arroyo Chacaico. Ces niveaux reposent sur des conglomérats (voir Figure 6.32). La texture de ces andésites (CB-03-11 et CB-03-12, Tableau 1) est microlitique porphyrique à glomérо-porphyrique avec 20 à 40% en volume de phénocristaux, essentiellement du plagioclase (An_{45}), pouvant atteindre plusieurs centimètres en taille et souvent riche en inclusions de mésostase. Les autres phénocristaux sont des clinopyroxènes.

La formation Tilhué au Cerro Bayo renferme d'autre part, de manière beaucoup plus étendue à l'affleurement, des andésites et des dacites claires, en discordance sur les andésites violacées et les conglomérats (voir Figure 6.32 et Figure 6.34). Ces andésites claires se présentent sous forme d'édifices massifs de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Figure 6.12). La fluidalité est très prononcée (Figure 6.12). La cartographie de la fluidalité dans certains de ces massifs montre qu'elle est concentrique, et qu'elle se referme sur leur sommet (Figure 6.12). Cette géométrie suggère que chaque édifice andésitique corresponde à un dôme ou à un dôme coulée.

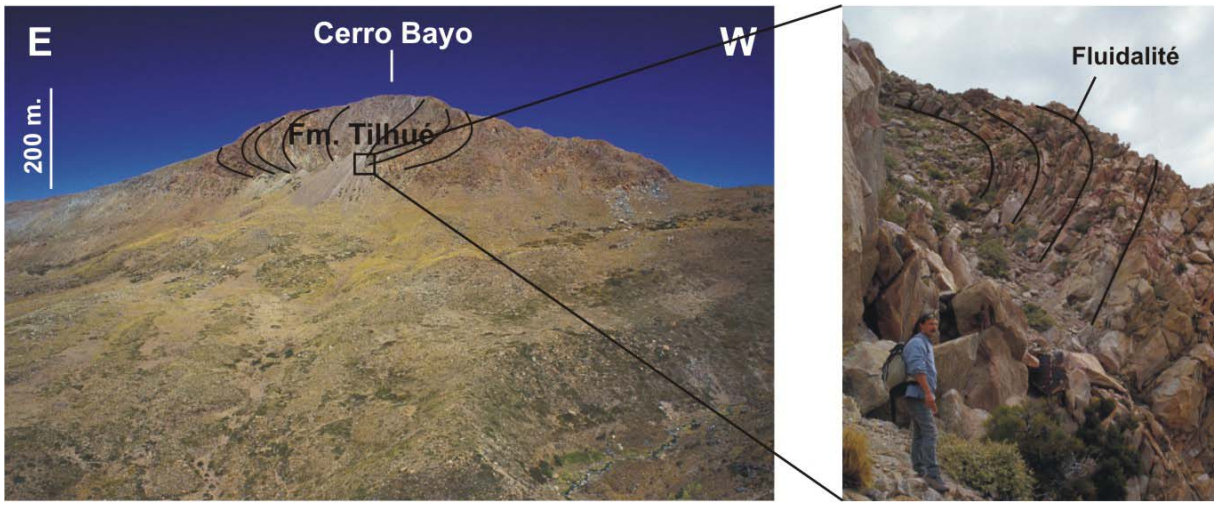


Figure 6.12. Photographies de terrain de la formation Tilhué au niveau du Cerro Bayo. Vue panoramique du sommet du Cerro Bayo en direction du Sud, sur la rive gauche de l'Arroyo Chacaico (Figure 6.8). La photographie de détail montre la structure interne et la fluidalité des andésites.

Les roches qui constituent les andésites claires de la formation Tilhué varient en continu depuis des termes andésitiques à des termes dacitiques, voire rhyolitiques (échantillons CB-03-01 à CB-03-08, CB-03-13 et CB-03-14, Tableau 1). Toutes ces roches sont caractérisées par l'absence de quartz en phénocristaux. Les textures sont toujours porphyriques, vacuolaires et fluidales, parfois sphérolitiques, avec des phénocristaux relativement trapus qui atteignent 4 à 5 millimètres de longueur (Figure 6.11D, E et F). La fluidalité est souvent marquée à l'échelle macroscopique par une alternance de niveaux de ponces vacuolaires aplaties et de lits vitrifiés, et parfois de clastes de cristaux indiquant un dynamisme de mise en place pouvant être explosif. La proportion de phénocristaux parfois en amas gloméro-porphyriques varie entre 20 et 40 % en volume pour les termes andésitiques (échantillons CB-03-01, CB-03-02, CB-03-04 et CB-03-14) et seulement de l'ordre de 5 à 10 % pour les termes les plus différenciés (échantillons CB-03-05 à CB-03-08 et CB-03-13).

Les phénocristaux des termes andésitiques clairs sont en majorité des plagioclases renfermant parfois des inclusions vitreuses (oligoclase, An_{20-30}). Les autres phénocristaux sont la hornblende brune (parfois zonée) et la biotite auréolées d'une couronne de minéraux opaques. Dans les termes dacitiques seuls les feldspaths et des pseudomorphoses complètes de biotite en amas de minéraux opaques constituent les phénocristaux. Ces feldspaths sont des oligoclases (An_{25}) et des feldspaths alcalins (sanidine-anorthose) parfois en surcroissance sur le plagioclase (texture rapakivi).

Centre du massif (El Paso)

Au centre du massif du Tromen, la formation Tilhué affleure au fond de la vallée de l'Arroyo Blanco, au niveau du col entre les sommets du Tromen et du Cerro Negro del Tromen (échantillons ABL-03-03 à ABL-03-08, ABL-05 et ABL-08, Figure 6.13). Il s'agit d'andésites massives, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Figure 6.13), qui pourraient correspondre à des dômes ou des crypto-dômes, comme au Cerro Bayo. Elles reposent directement sur le substratum. Ce groupe de roches, de couleur gris sombre à jaune, forme un ensemble hétérogène qui suggère un caractère composite.

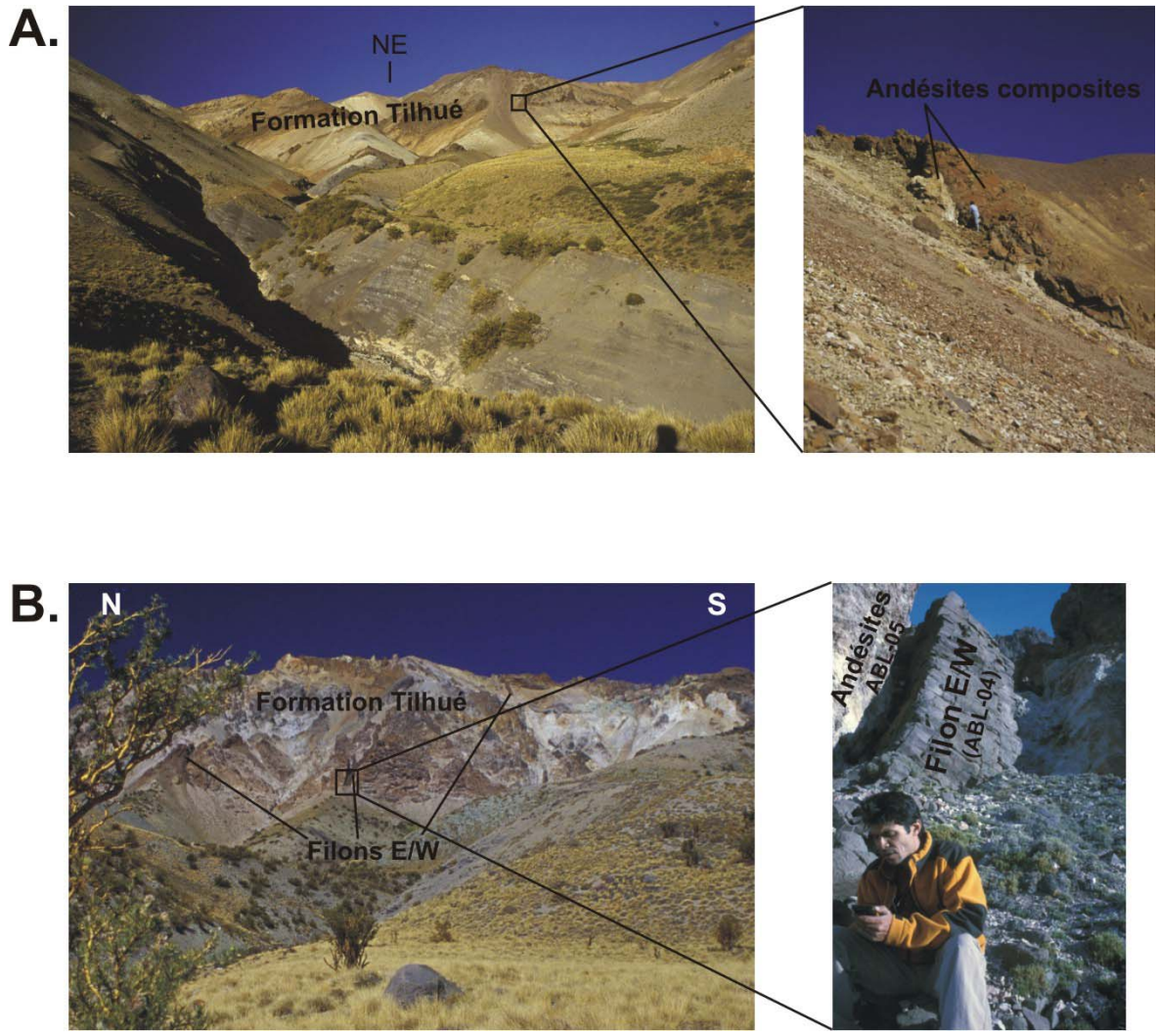


Figure 6.13. Photographies de terrain de la formation Tilhué au centre du massif du Tromen. **A**. Vue vers le NE depuis le fond de la vallée de l'Arroyo Blanco. Le massif photographié est localisé sur la Figure 6.15. **B**. Vue vers l'Est depuis le fond de la vallée de l'Arroyo Blanco. Le massif photographié est localisé sur la Figure 6.15. La formation Tilhué est recoupée par des dykes andésitiques E/W (voir § 3.1.2).

La texture de ces andésites est toujours porphyrique, généralement vacuolaire et fluidale (Figure 6.11A, B et C), rarement microgrenue (échantillon ABL 05). Les phénocristaux atteignent fréquemment 3 mm, plus rarement 5 mm, et ont une forme relativement trapue. La proportion des phénocristaux parfois en amas glomero-porphyriques varie généralement entre 15 et 40 % en volume, plus rarement 5% (échantillon ABL 05, Tableau 1).

La minéralogie est caractérisée par l'abondance du plagioclase qui représente la grande majorité des phénocristaux. Il est souvent zoné et contient des inclusions vitreuses. La composition du plagioclase oscille de 40 à 50 % d'anorthite (andésine) et plus rarement descend à An_{25}. Les autres phénocristaux sont du clinopyroxène, accompagné ou non de hornblende brune et parfois de biotite. L'altération est souvent très prononcée.

Des ignimbrites affleurent de manière très discontinue dans la partie aval de la vallée de l'Arroyo Blanco où elles recouvrent les sédiments mésozoïques (voir § 4.1.1). Elles semblent reliées à la mise en place des andésites de la formation Tilhué (Zollner et Amos, 1973). Ces ignimbrites sont localement recouvertes par des formations conglomératiques de remplissage de paléo-vallées (voir § 4.1.1). Ces formations renferment des blocs décimétriques de basalte (échantillon ABL 03, Tableau 1) et d'andésites (échantillons ABL-01 et ABL 02, Tableau 1, Annexe 4). Les conglomérats reposent aussi sur les dômes de la formation Tilhué, décrits précédemment. La relation stratigraphique entre ces conglomérats et la formation volcanique Basalto V (cf. § 3.1.7), beaucoup plus jeune, à proximité immédiate n'a pas été observée directement, mais il semble que les conglomérats, de pendage vers l'Ouest, soient surmontés par les coulées de la formation basalto V qui présentent le même pendage (voir Figure 6.18).

Cerro Tilhué

Les andésites de la formation Tilhué recouvrent le sommet du Cerro Tilhué sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Figure 6.14), et peuvent représenter un ensemble de dômes ou de dôme-coulées. Localement, des coulées pyroclastiques de blocs décimétriques ont pu être observés et témoignent d'une mise en place en partie explosive. Dans cette coulée, un xénolite de microdiorite a été échantillonné (TIL-04, Tableau 1). Les andésites claires qui constituent les dômes présentent une fluidalité prononcée, montrant des variations importantes d'orientation et d'inclinaison.

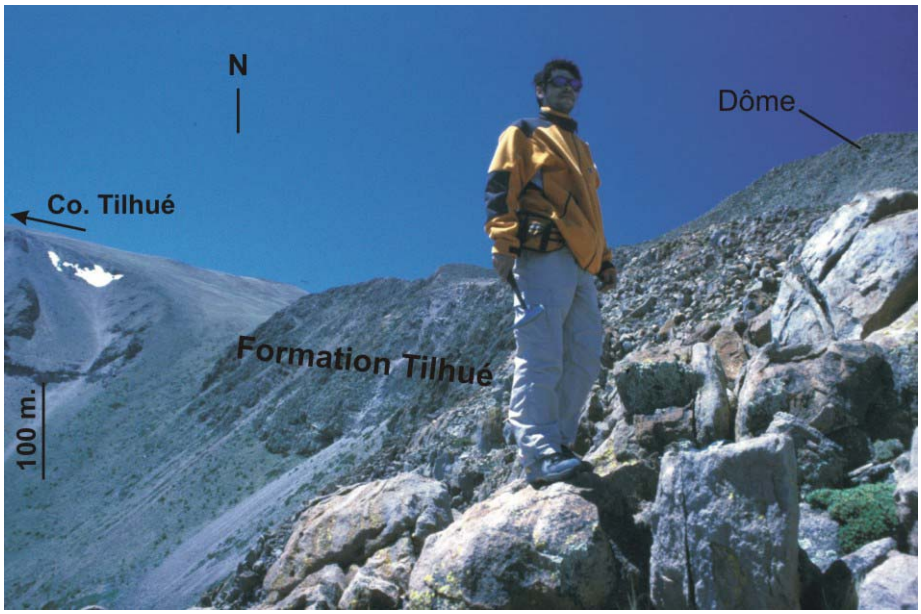


Figure 6.14. Photographie de terrain de la formation Tilhué à proximité du somment du Cerro Tilhué. Les andésites de cette formation sont épaisses de plusieurs centaines de mètres, et forment des dômes en surface (en haut à droite de l'image).

La texture de ces andésites est porphyrique et vacuolaire, avec des phénocristaux pouvant atteindre 3 à 5 mm de longueur (échantillons TIL-01 à TIL-03, TIL-06 et TIL-07, Tableau 1, Figure 6.11G). La proportion de phénocristaux varie entre 10 et 30 % en volume. La mésostase vitreuse ou sphérolitique renferme parfois des microlites souvent orientés dans la fluidalité. Les minéraux principaux sont le plagioclase (An_{20-30}, oligoclase), parfois zonés, le clinopyroxène, la hornblende brune et la biotite. Ces phases hydroxylées sont ceinturées par une gaine de minéraux opaques et apparaissent parfois sous forme de pseudomorphoses.

3.1.2. Sills et Filons E/W de l'Arroyo Blanco

Des sills andésitiques intrusifs, sub-concordants dans la formation Mulichinco basculée de 30° vers l'Ouest, affleurent à proximité du sommet de la vallée de l'Arroyo Blanco (échantillon ABL-06, Tableau 1). Ils présentent une texture vitreuse et porphyrique (30 % en volume de phénocristaux). Les phénocristaux sont des plagioclases à ~25 % d'anorthite (oligoclase) et des pseudomorphoses de phases hydroxylées (amphibole ou biotite) en amas de minéraux opaques.

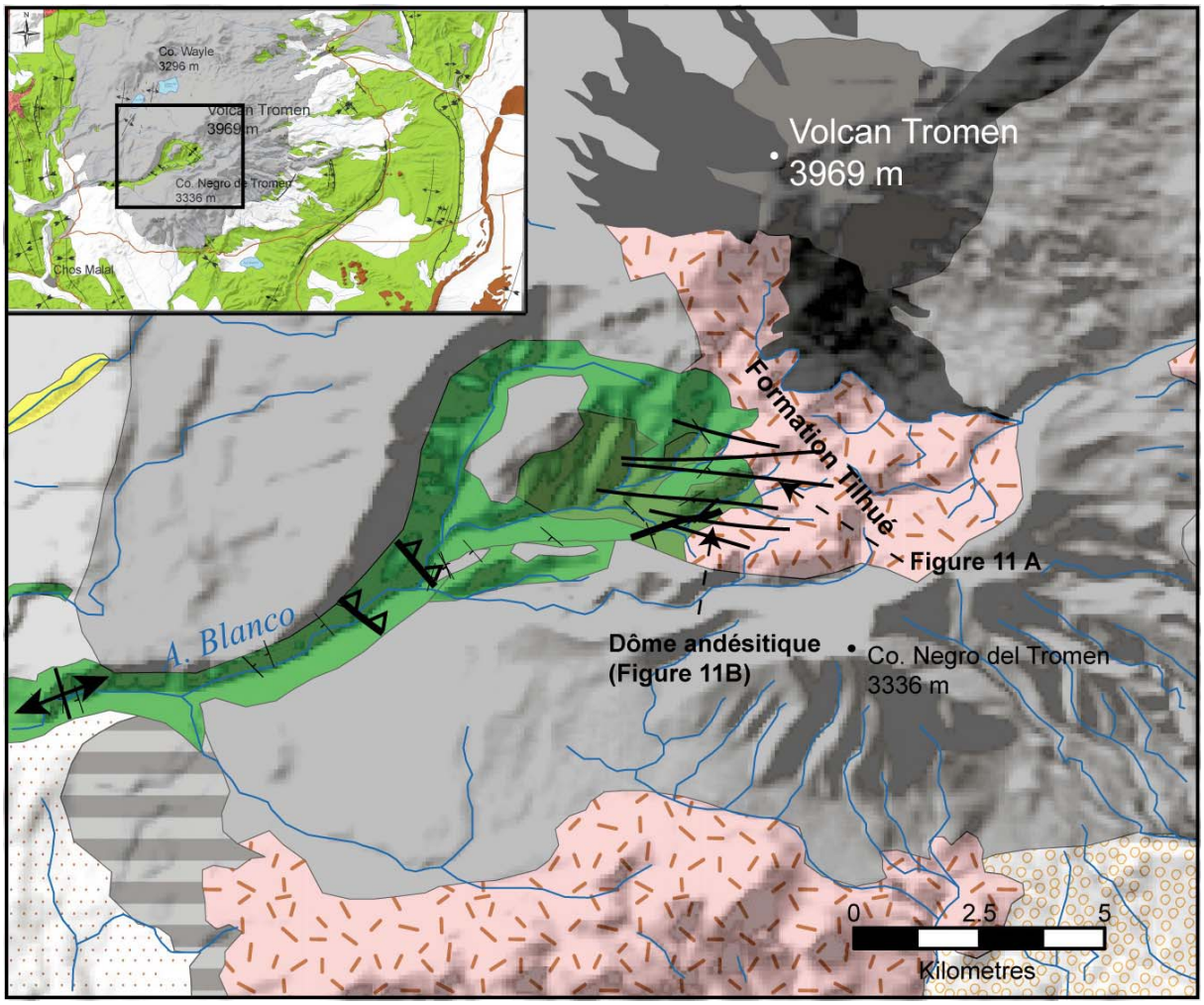


Figure 6.15. Carte géologique simplifiée du centre du Tromen. Agrandissement de la Figure 6.8 centré sur la vallée de l'Arroyo Blanco. Légende identique à la Figure 6.8. Les photographies de la Figure 6.13 sont localisées (flèches pointillées). Les traits noirs fins représentent les filons E/W.

D'autre part, une vingtaine de filons sub-verticaux orientés E/W a été observée dans la partie amont de l'Arroyo Blanco (Figure 6.15). Ces filons recoupent l'encaissant sédimentaire mésozoïque (formation Vaca Muerta et Mulichinco), les sills mentionnés ci-dessus et les dômes andésitiques de la formation Tilhué (Figure 6.13). Ces filons ont une épaisseur d'une dizaine de mètres en moyenne. Ils sont constitués d'andésite sombre (échantillons ABL 04, ABL 07, ABL 03-09 et ABL 03-10, Tableau 1), souvent très altérée.

Leur texture est microlitique, porphyrique, fluidale, parfois vitreuse et occasionnellement sphérolitique (Figure 6.11). Les phénocristaux atteignent 4 à 5 millimètres de longueur, et sont de forme trapue, parfois allongée. Les phénocristaux sont en grande majorité constitué par l'andésine (An_{40-50}), souvent zonée. Le reste des phénocristaux est constitué par le clinopyroxène, souvent altérés et en pseudomorphoses micacées.

La relation chronologique entre les sills et les andésites de la formation Tilhué n'a pas été déterminée. Les filons E/W sont, quant à eux, postérieurs aux sills et à la formation Tilhué.

3.1.3. Formation Pichichacaico

Sur le versant est du Tromen, la formation conglomératique Pichichacaico affleure ponctuellement entre les altitudes de 1500 et 1900 mètres (Holmberg, 1975, Figure 6.8). Les affleurements de ces conglomérats se répartissent sur une zone allongée d'une vingtaine de kilomètres depuis Los Potreritos au Nord jusqu'à la zone du lac Auquinco au Sud (Figure 6.8). Les éléments de ces conglomérats sont des galets décimétriques d'andésites et des graviers de basaltes (Holmberg, 1975). La matrice est constituée de sables basaltico-andésitiques et tufacés. La couleur de la formation est jaune orangée. La diversité des blocs contenus dans cette formation est moindre que la diversité des blocs du conglomérat observé dans la vallée de l'Arroyo Blanco, ce qui suggère qu'il ne s'agisse pas de la même formation.

Deux types de blocs d'andésites basaltiques ont été reconnus à l'intérieur de cette formation (Tableau 1). Ils se distinguent par la taille de leurs phénocristaux : jusqu'à 5 mm pour TR-01 et au maximum 2 mm pour TR-02 (Figure 6.11). Les roches sont vacuolaires à texture microlitique porphyrique (~30 % en volume de phénocristaux). Leur minéralogie est identique : l'andésine (An_{30-40}) constitue l'essentiel des phénocristaux. Elle est accompagnée de clinopyroxène. La mésostase possède la même minéralogie que celle des phénocristaux.

Les affleurements de la formation Pichichacaico sont très localisés, et les relations chronologiques de cette formation avec les autres formations du Tromen ne sont pas évidentes.

3.1.4. Formation Basalto III : coulées de Los Barros

Les coulées situées autour de la lagune de Los Barros, à l'Ouest du Tromen, sont attribuées à la formation Basalto III (Zollner et Amos, 1973, Figure 6.8). Cette formation se présente sous la forme de coulées basaltiques (échantillons LB 01 et LB 02, Tableau 1) qui recouvrent un plateau situé au Sud, à l'Ouest et au Nord du Cerro Waylé (Figure 6.16). Les coulées sont épaisses de plusieurs mètres et sont d'épaisseur relativement constante sur de grandes surfaces (voir Figure 6.21).

Les textures sont porphyriques, avec des phénocristaux trapus qui atteignent 5 à 8 millimètres de longueur (Figure 6.11), vacuolaires (vacuoles centimétriques), fluidales, microlitiques voire trachytiques. La proportion de phénocristaux ne dépasse pas 20 % en volume. La majorité des phénocristaux sont l'andésine (An_{45-50}), l'olivine, et plus rarement le clinopyroxène.

Les relations chronologiques entre cette formation et les autres formations basaltiques n'ont pas été observées sur le terrain.

3.1.5. Carbonates et formation Agua Carmonina

Sur le versant oriental du Tromen et à proximité du front chevauchant du Tromen affleurent des formations carbonatées relativement jeunes, mais probablement d'âges divers. Elles reposent en discordance sur les formations sédimentaires mésozoïques. Elles présentent des variations de faciès importantes depuis des faciès très meubles, parfois avec des blocs de volcanites décimétriques, à des faciès indurés de travertins sans bloc de volcanite.

Les faciès meubles sont d'âge inconnu. Ils affleurent sur les pentes et montrent des variations d'épaisseur le long de ces pentes (de 0 à 10 m). Ceci suggère qu'il s'agit de dépôts sur des paléo-reliefs et que leur pendage peut difficilement être interprété comme un marqueur d'une déformation récente. L'échantillon PT03-02 est un bloc remanié d'andésite, difficilement attribuable à une formation en particulier, extrait d'une de ces formations carbonatées meubles. Cette andésite a une texture porphyrique à gloméro-porphyrique, vitreuse à microlitique fluidale. Parmi les phénocristaux l'andésine (An_{40}) est le plus abondant associé à de l'augite et des hornblendes brunes gainées de minéraux opaques. Les microlites de plagioclase sont accompagnés de quelques microcristaux de minéraux opaques et des apatites aciculaires.

Les faciès de travertin sont décrits par Holmberg et sont inclus au sommet de la formation Agua Carmonina rattachée au Pleistocène supérieur (Holmberg, 1975). Cette formation est en majorité constituée de conglomérats grossiers. Les blocs de ce conglomérat sont des fragments de coulées basaltiques et peuvent parfois atteindre plusieurs mètres cubes. La matrice est constituée de sables et de lapilli basaltiques. A proximité du Cerro Casa de Piedra le long de la route nationale 40 (Figure 6.8), la formation Agua Carmonina affleure sous forme de « sables » fins à stratification entrecroisée, de couleur gris clair à blanc.

3.1.6. Formation Basalto IV

La formation Basalto IV de couleur gris sombre correspond à des coulées ponctuelles au Nord et à l'Est du Tromen (Figure 6.8), épaisses de quelques mètres, reposant sur les conglomérats de la formation Pichichacaico (Figure 6.8).

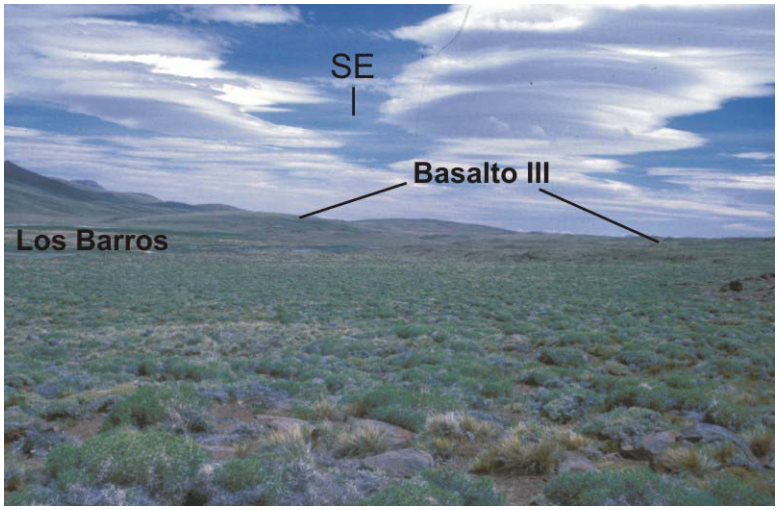


Figure 6.16. Photographie de terrain des coulées de la formation Basalto III. L'image est prise en direction du SE, sur le plateau de laves à proximité de la lagune de Los Barros (Figure 6.8)

La texture de ces basaltes vacuolaires est porphyrique, microlitique et fluidale, avec des phénocristaux qui peuvent atteindre 1 cm de longueur (échantillons TR-03 et YS-03-02, Tableau 1). Les phénocristaux sont essentiellement des plagioclases zonés dont les cœurs sont souvent riches en inclusions de mésostase et de forme relativement allongée (Figure 6.11M). Le plagioclase renferme ~45 à 60 % d'anorthite (andésine-labrador). Les autres phénocristaux, plus rares et de plus petite taille, sont des augites et des olivines. La minéralogie de la mésostase est la même que celles des phénocristaux. Les minéraux opaques sont accessoires. L'apatite est aciculaire, parfois en inclusions dans le plagioclase.

Sur le terrain, les coulées de cette formation sont difficilement différenciables de celles des autres formations.

3.1.7. Formation Basalto V

La formation Basalto V recouvre le cône principal du Tromen, du Cerro Negro del Tromen et du Cerro Waylé (Figure 6.8). Ils reposent sur les andésites de la formation Tilhué

au sommet de la vallée de l'Arroyo Blanco (Figure 6.15). Sur le terrain et en lame mince il est impossible de les distinguer des Basalto III. Il s'agit de coulées peu épaisses (quelques mètres), d'épaisseur constante sur une grande surface. Ces basaltes possèdent de nombreuses vacuoles allongées dans la direction d'écoulement de la lave (échantillons LB-03, ABL03-01 et CWA-01 à 06, CB-03-10, Tableau 1)

La texture de ces laves basaltiques vacuolaires est porphyrique, avec des phénocristaux visibles à l'œil nu, de 2 à 3 mm de longueur. La proportion des phénocristaux ne dépasse pas 15 % en volume (Figure 6.11). La mésostase est constituée de microlites assez gros (0.5 mm) et souvent jointifs (texture trachytique). Les cristaux sont orientés conformément à la fluidalité. Les phénocristaux sont le plagioclase (An_{40-70}, andésine-labrador), parfois l'olivine et/ou clinopyroxène.

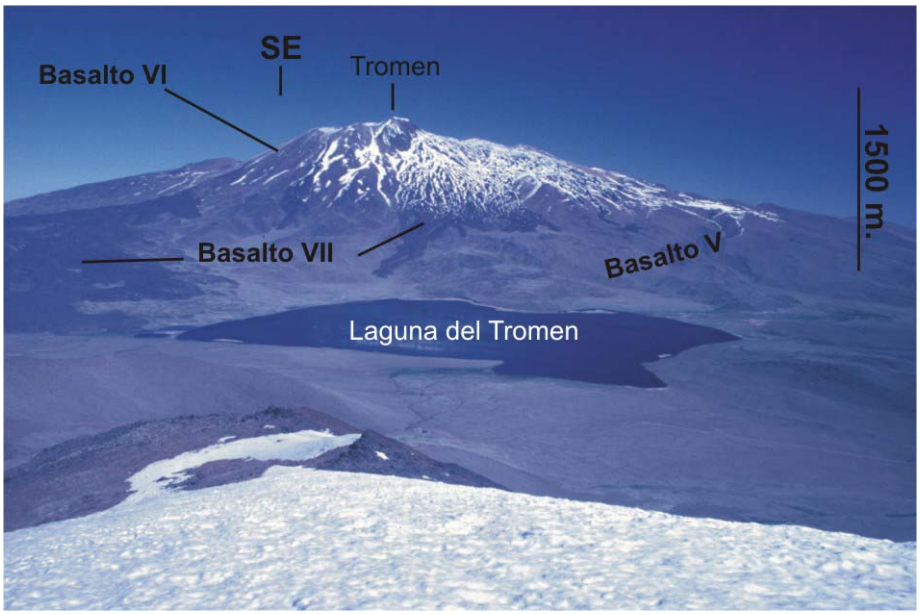


Figure 6.17. Photographie de terrain du sommet du Tromen. L'image est prise depuis le sommet du Cerro Wayle (Figure 6.8), vers le SE. Les coulées sombres récentes de la formation Basalto VII apparaissent clairement par rapport aux formations plus anciennes Basalto V et VI. A noter que le dénivelé entre la laguna del Tromen et le sommet est de plus de 1500 m.

La formation Huecú n'est pas décrite, car non échantillonnée.

3.1.8. Formations Basalto VI et VII

Les formations Basalto VI et Basalto VII constituent la zone sommitale du Tromen. Elles correspondent aux coulées les plus récentes et ont été regroupées (Planche 2, B.). Ces formations n'ont pas été échantillonnées. Elles correspondent à des coulées scoriacées, avec une fluidalité marquée. La minéralogie de ces basaltes est classique (Zollner et Amos, 1973; Holmberg, 1975; Llambías et al., 1982).

Les textures sont porphyriques, avec 40 à 50 % en volume de phénocristaux pouvant atteindre 2 millimètres de longueur. La mésostase est microlitique. Le plagioclase constitue entre 80 et 90 % du volume des phénocristaux, les autres étant l'augite et l'olivine. Les minéraux accessoires les plus communs sont les minéraux opaques.

Les coulées de la formation Basalto VII correspondraient à des épanchements historiques à partir de ce cône (1822, Simkin et al., 1981) et se présentent sous forme de coulées noires bien visibles dans le paysage parce qu'elles sont dépourvues de végétation (Figure 6.17).

3.1.9. Bilan

Toutes les roches émises par le volcan Tromen présentent des minéralogies similaires entre elles. Les différences entre les roches des différentes formations sont subtiles, et les limites géologiques cartographiées par Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975) sont parfois peu évidentes sur le terrain.

A l'exception des dykes, toutes les roches échantillonnées sur le Tromen présentent des textures symptomatiques d'une mise en place en surface, ou à proximité immédiate de la surface. Toutes les unités magmatiques affleurant dans le massif du Tromen sont donc des laves en coulées ou des crypto-dômes. En particulier, les roches andésitiques de la formation Tilhué, considérées dans la littérature comme étant des massifs intrusifs (Zollner et Amos, 1973; Holmberg, 1975), résultent probablement d'activités effusive et explosive.

La plupart des formations décrites précédemment sont illustrées dans la Figure 6.18, qui montre les relations stratigraphiques entre les différentes formations volcaniques et sédimentaires rencontrées dans le massif du Tromen. Ces relations sont en accord avec l'échelle chrono-stratigraphique de Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975), reprise dans la Figure 6.8.

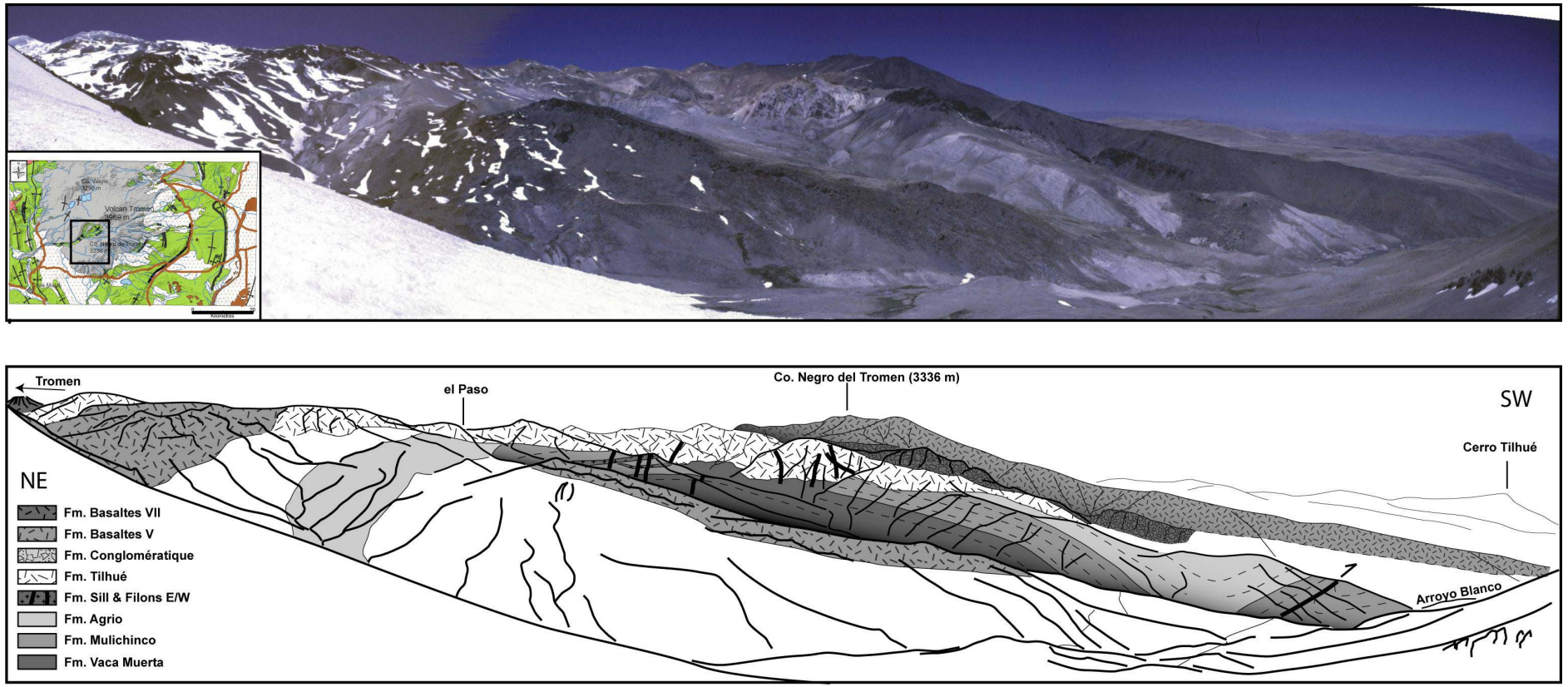


Figure 6.18. Vues panoramiques de l'amont de la vallée de l'Arroyo Blanco (photographie et schéma géologique). L'image est prise vers le SE, et montre les relations chronologiques entre différentes formations volcaniques (Formation Tilhué, Filons E/W, Basalto V et VII) et sédimentaires mésozoïques et cénozoïques (conglomérats). On note que les andésites de la formation Tilhué constituent le col (el Paso) entre les sommets du Tromen et du Cerro Negro del Tromen.

(1) La formation Tilhué localisée entre les sommets du Tromen et du Cerro Negro del Tromen (voir § 3.1.1) est la plus ancienne et repose directement sur les sédiments mésozoïques.
(2) La formation Tilhué est recoupée par une série de dykes verticaux orientés E/W (voir § 3.1.2).
(3) La formation Tilhué est recouverte par une épaisse couche de conglomérats (voir § 3.1.1).
(4) Les conglomérats sont recouverts par les coulées basaltiques de la formation Basalto V (voir § 3.1.7), le tout recouvert partiellement par les coulées de la formation Basalto VII (voir § 3.1.8)

3.2. Structure du Tromen

Le volcan Tromen est le seul volcan d'arrière arc localisé dans la ceinture chevauchante andine. D'une altitude de 3978 mètres, il domine l'avant pays au Nord de la province de Neuquén. Il repose à proximité du front de déformation, à l'aplomb du chevauchement du Tromen (Figure 6.6).

Topographiquement, le Tromen est situé sur un bloc surélevé (Llambías et al., 1982; Saal et al., 1993). Cette configuration se traduit par l'affleurement du substratum sédimentaire (Agrio à Vaca Muerta) dans la partie centrale du volcan (Zollner et Amos, 1973, Kozlowski et al., 1996, Figure 6.8).

Le substratum sédimentaire dans la région du Tromen est impliqué dans la ceinture chevauchante de l'avant pays andin, de vergence vers l'Est (Figure 6.7, Figure 6.8 et Figure 6.19). Dans cette zone déformée, Zapata et al. (1999) attribuent toute la déformation à la réactivation de structures de socle, probablement des failles normales jurassiques associées au rifting liasique. En revanche, Kozlowski et al. (1996) ne reconnaissent que quelques structures de socle de premier ordre (chevauchement de la Cordillera del Viento, chevauchements de Las Yeseras et de la Pampa Tril) (Figure 6.19). Les autres structures traduisent pour lui une déformation de couverture avec des niveaux de décollement. A l'est de la Cordillera del Viento le niveau de décollement principal serait localisé dans la formation Vaca Muerta et se prolongerait jusque sous le Tromen (Kozlowski et al., 1996). Un peu plus à l'Est, le front chevauchant de Las Yeseras (Figure 6.19) se traduit en surface par un pli anticlinal déversé vers l'Est qui est prolongé en profondeur par un accident de socle (chevauchement du Tromen, Kozlowski et al., 1996). Le front chevauchant est arqué autour

du Tromen et le contourne par l'Est (Holmberg, 1975; Kozlowski et al., 1996; Marques et Cobbold, 2002, Figure 6.6 et Figure 6.8). Au Sud-est et au Sud-ouest du Tromen, les plis et les failles de couverture sont également arqués et contournent l'édifice volcanique à l'Est (Branquet et Van Wyk de Vries, 2001; Marques et Cobbold, 2002). Encore plus à l'Est, le chevauchement de Filo Morado à vergence ouest, s'enracine dans les évaporites de la formation Huitrín (Kozlowski et al., 1996; Zapata et al., 2001). Il est lié au front chevauchant de la Pampa Tril et correspond à un rétro chevauchement (Figure 6.19). Ces deux derniers accidents majeurs limitent en coupe une zone en triangle (Kozlowski et al., 1996; Zapata et al., 2001, Figure 6.19).

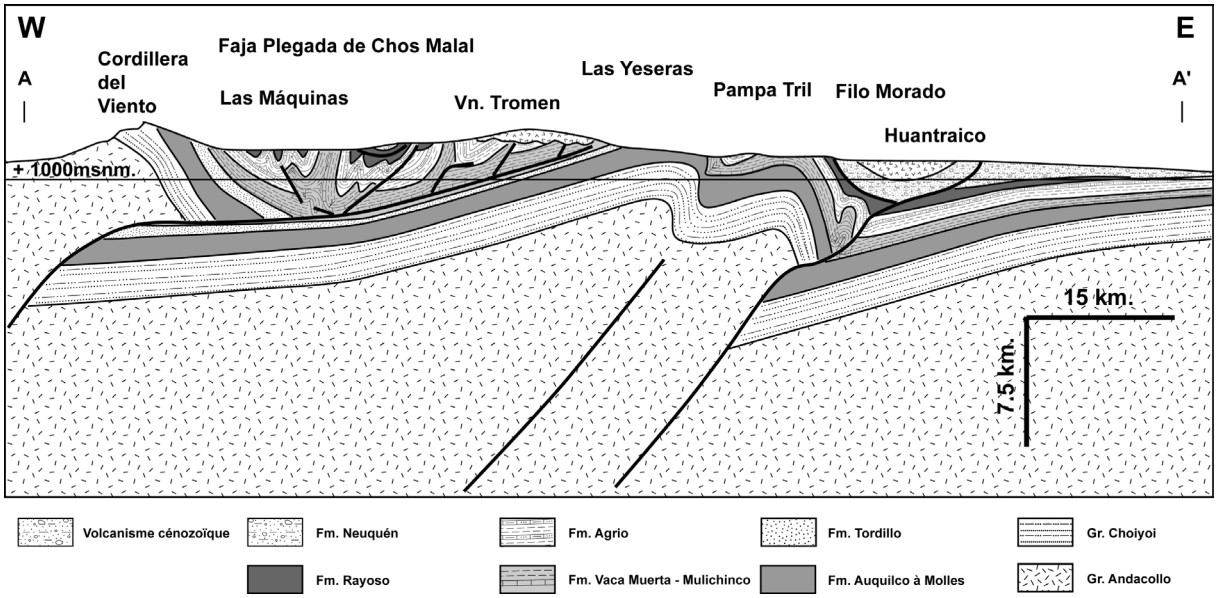


Figure 6.19. Coupe géologique de la bordure ouest du bassin de Neuquén passant par le Tromen, modifié d'après Kozlowski et al. (1996). Le groupe Andacollo correspond au socle (non indiqué sur la Figure 6.7). La déformation implique en partie le socle, le reste de la déformation étant accommodé par la couverture sédimentaire. Cette coupe met en avant le rôle de la unité Vaca Muerta en tant que niveau de décollement du chevauchement du Tromen (Kozlowski et al., 1996).

Les structures du substratum sédimentaire sous le Tromen sont recouvertes en discordance par des coulées volcaniques dans lesquelles aucune déformation n'a été décrite dans la littérature. Quelques structures affleurent dans les sédiments des vallées de l'Arroyo Blanco et de l'Arroyo Chapúa sur le versant ouest du volcan (Figure 6.8). Dans la Vallée de l'Arroyo Blanco, des plis quasiment N/S sont répertoriés, ainsi qu'un chevauchement à

vergence vers l'est (Kozlowski et al., 1996). Des structures à vergence est semblent également apparaître sur les quelques lignes sismiques qui traversent le versant Ouest du Tromen, mais la qualité de l'acquisition est médiocre (Cruz et al., 1996; Kozlowski et al., 1996).

4. Nouvelles données structurales

De nouvelles données structurales ont été relevées sur les différents versants du Tromen à la fois dans les volcanites et dans le socle sédimentaire. Ces nouvelles observations se concentrent sur le versant Occidental d'une part, et d'autre part, sur le versant Oriental (plaine de Las Yeseras et région en contrebas du Cerro Bayo).

4.1. Le versant occidental

Le versant occidental du Tromen est recouvert sur une grande surface par des coulées basaltiques des formations Basalto III et V (Figure 6.8 et Figure 6.20). Il est limité vers le nord par le Cerro Waylé au centre d'un plateau volcanique d'altitude moyenne proche de 2000 mètres (Figure 6.8, Figure 6.16 et Figure 6.20). En ce qui concerne le substratum sédimentaire, l'essentiel de nos observations se concentre dans la vallée de l'Arroyo Blanco et dans une moindre mesure celle de l'Arroyo Chapúa. Pour la partie volcanique, nos observations se situent surtout aux alentours de Los Barros.

4.1.1. Coupe de la vallée de l'Arroyo Blanco

La vallée de l'Arroyo Blanco est l'incision la plus profonde sur le versant Ouest du Tromen (Figure 6.8). L'érosion a décapé les coulées et porté les sédiments mésozoïques à l'affleurement au cœur du massif sur plusieurs kilomètres de large. Une coupe a été levée d'aval en amont jusqu'à 3200 m d'altitude (Figure 6.21). Le long de la coupe, les caractéristiques majeures sont les suivantes.

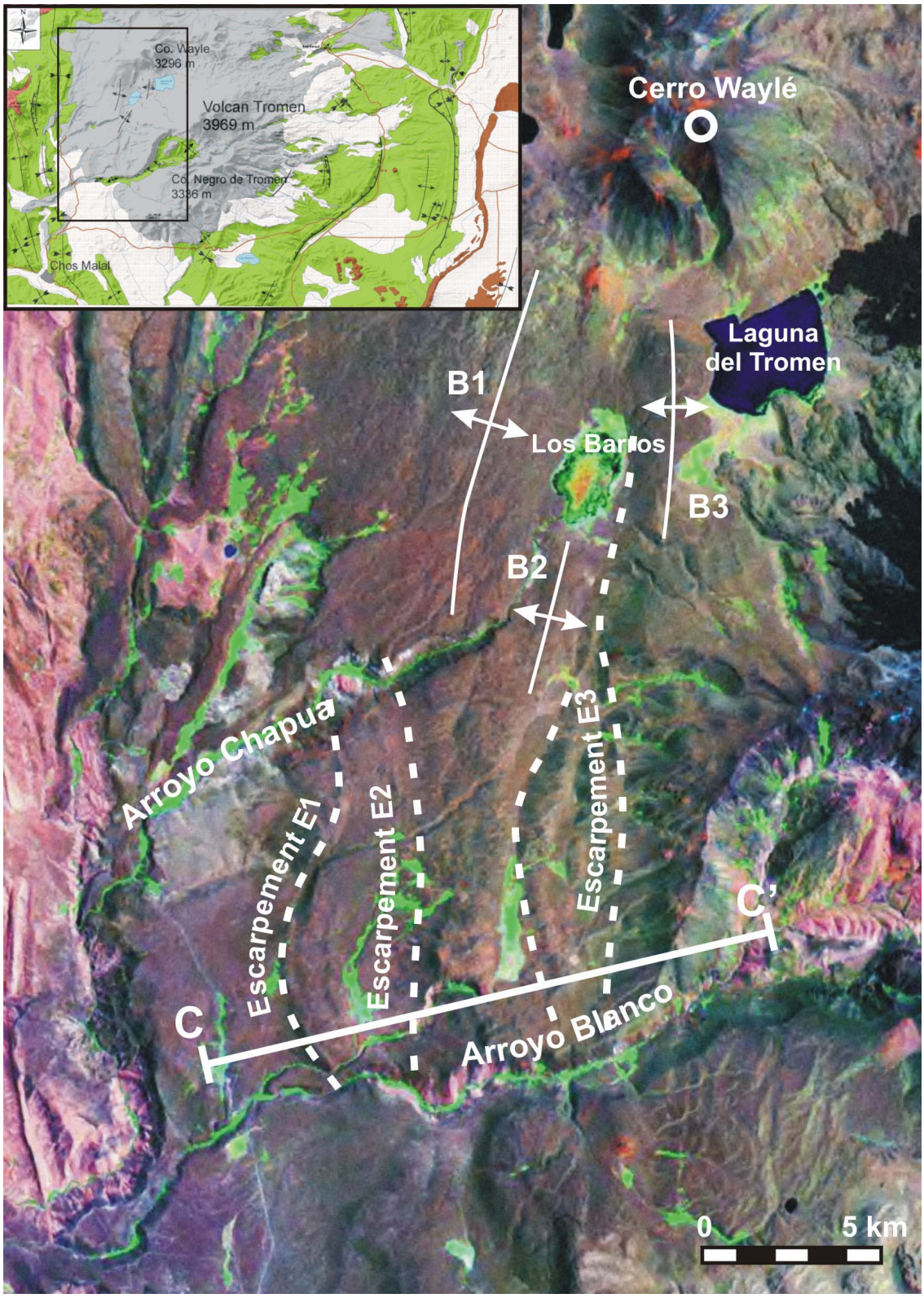


Figure 6.20 Photo satellite LANDSAT du versant ouest du Tromen. La surface sombre correspond à un nappage du versant par les coulées basaltiques des unités Basalto II et V. Sur cette photo sont localisés les plis dans les coulées de la unité Basaltes III autour de Los Barros, les escarpements, l'Arroyo Chapúa, l'Arroyo Blanco et la position du profil topographique de la Figure 6.21.

(1) Dans la partie basse de la vallée de l'Arroyo Blanco, les sédiments mésozoïques présentent de fortes variations de pendage (Figure 6.21). Dans la partie la plus en aval, la formation Agrio est plissée en anticlinal asymétrique à vergence vers l'Ouest (anticlinal A1) (Figure 6.21). Le pendage de la formation Agrio sur le flanc est de cet anticlinal est proche de 30° vers l'Est. En remontant vers l'Est, le pendage de la formation Agrio augmente brutalement pour atteindre une valeur de 70° vers l'Ouest (Figure 6.21). Il s'agit probablement du flanc ouest d'un anticlinal (anticlinal A2). Le flanc est de ce pli est recouvert et caché par des coulées d'ignimbrites et des conglomérats grossiers (Figure 6.21, voir § 3.1.1). Les fractures qui affectent les ignimbrites (Figure 6.22, site 5) s'organisent en dièdre, compatible avec une direction de raccourcissement E/W.

(2) En amont des affleurements d'ignimbrites et conglomérats, la formation Agrio présente un pendage faible. La stratification montre une légère ondulation anticlinale. Plus à l'Est, les sédiments sont affectés par trois failles inverses à vergence vers l'Ouest (failles F1, F2 et F3 d'Ouest en Est) (Figure 6.21). Le compartiment inférieur de F3 est déformé en synclinal pincé qui affecte les barres gréseuses de la formation Mulichinco.

(3) A l'Est de la faille F3, la série sédimentaire adopte un caractère monoclinal, avec un pendage vers le Sud-Ouest. Les barres gréseuses de la formation Mulichinco, plus résistantes à l'érosion, forment un rempart naturel dans le système de vallées de l'Arroyo Blanco (Figure 6.21). A l'Est de cette crête, les sédiments argileux meubles de la formation Vaca Muerta affleurent (Figure 6.21). La stratification demeure grossièrement monoclinale à pendage vers le Sud-ouest jusqu'à près de 2800 m d'altitude où la formation Vaca Muerta affleure toujours. A cette altitude, la stratification des formations Vaca Muerta puis Mulichinco se plisse en anticlinal et adopte un pendage de 30° vers le NE. Une population de plans striés correspondant avec des mouvements inverses dans la formation Vaca Muerta (Figure 6.22, site 2) est compatible avec une direction de chevauchement E/W.

(4) Le sommet du massif est constitué de la formation Tilhué (cf § 3.1.1. ; Figure 6.21). Elle repose vraisemblablement en discordance sur le substratum sédimentaire. Cependant le contact est en partie masqué par des éboulis et des dépôts de pente.

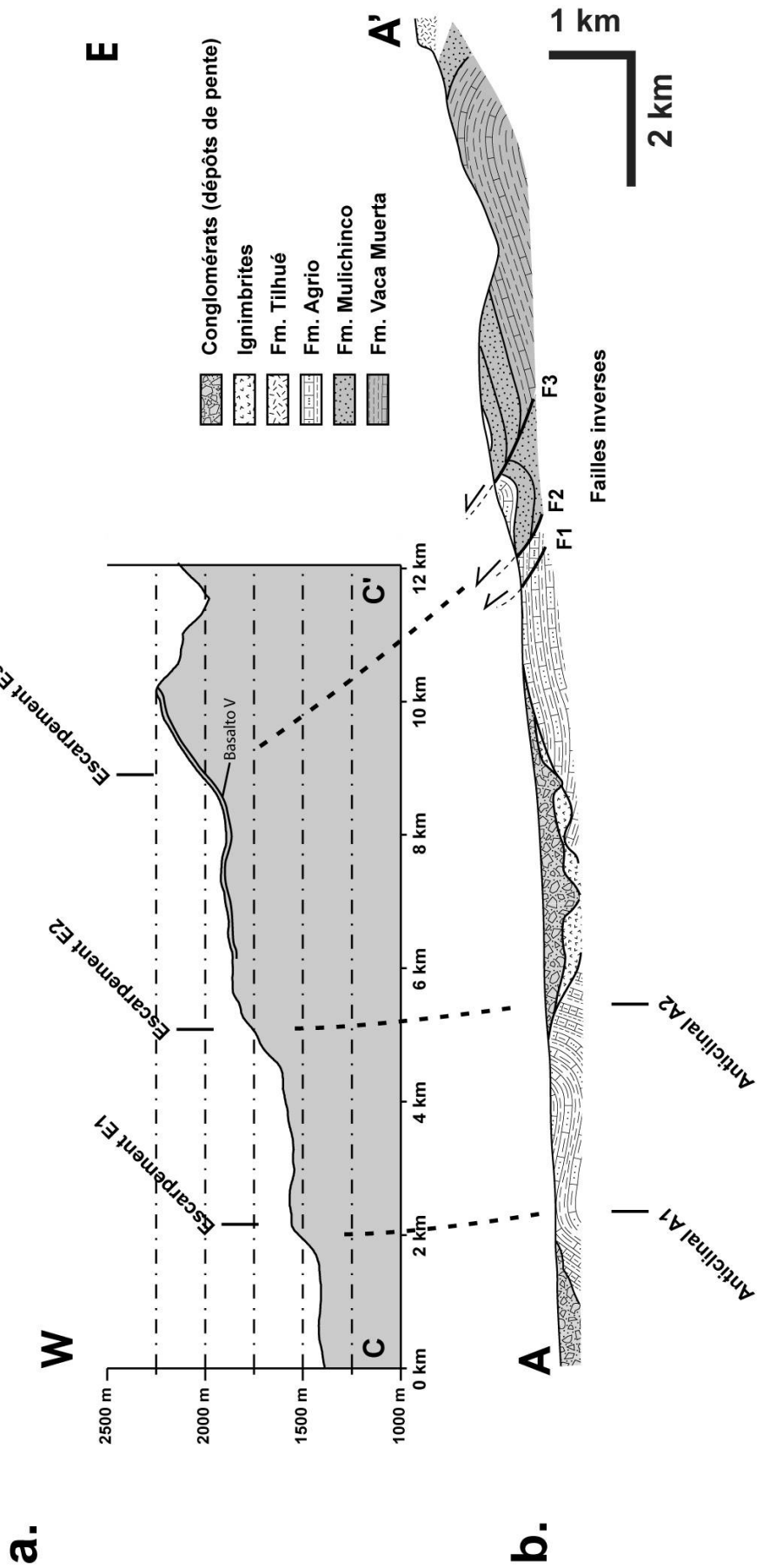


Figure 6.21. Profil topographique et coupe géologique du versant occidental du Tromen. **a.** Ce profil topographique, localisé sur la Figure 6.20, met en évidence les trois escarpements que l'on suit dans le paysage du versant ouest du Tromen. **b.** Coupe géologique levée au fond de la vallée de l'Arroyo Blanco (localisation Figure 6.8). Le profil topographique a été effectué à partir du MNT SRTM90, diffusé par l'USGS (adresse : http://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/).

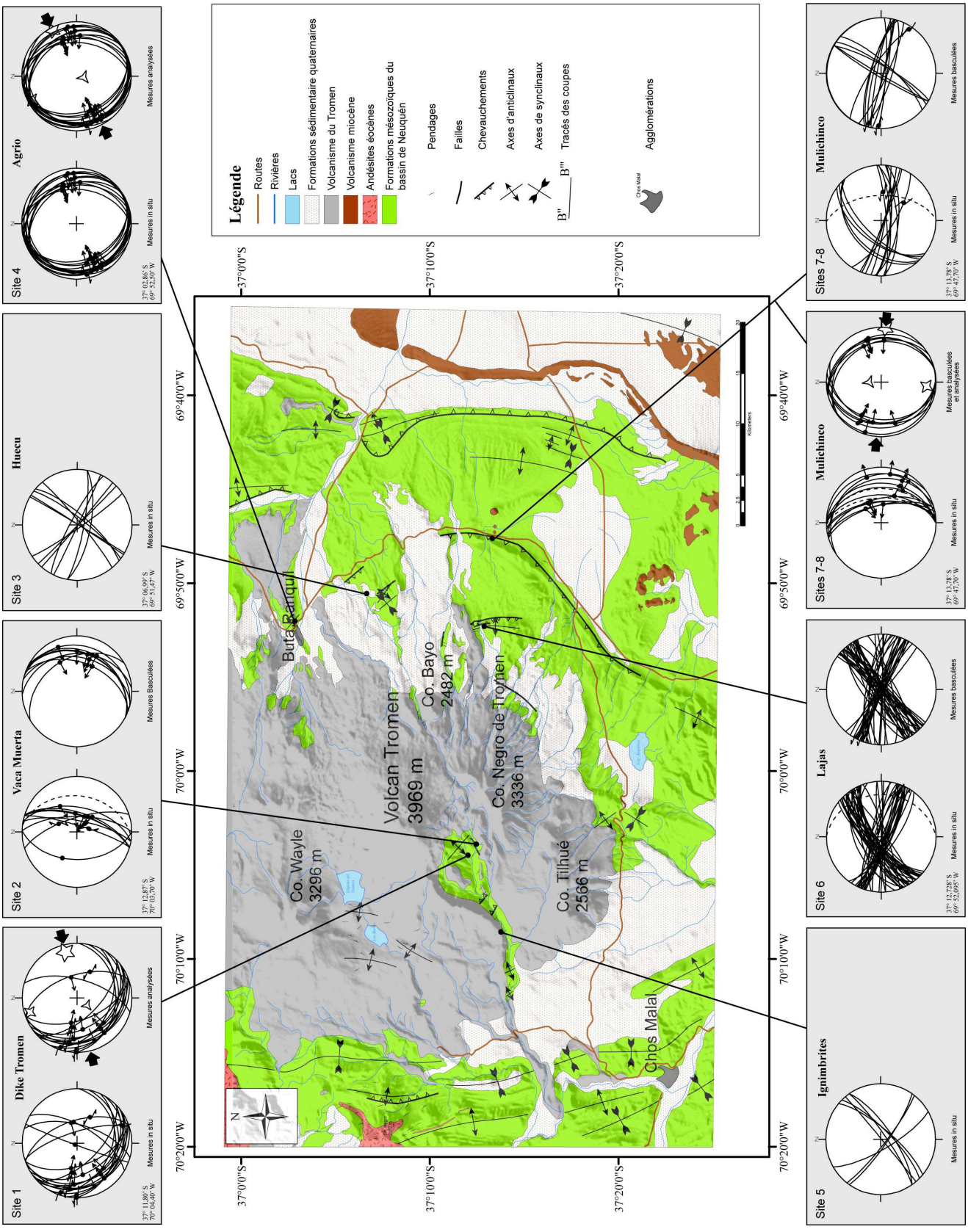


Figure 6.22. Schéma structural de la région du volcan Tromen, à partir de la carte de la Figure 6.8. Sont également reportées les données de microfracturation et leur localisation.

4.1.2. Déformation des filons de l'Arroyo Blanco

Une population de 17 filons andésitiques, intrusifs dans les sédiments mésozoïques et dans la formation Tilhué, a été observée dans la vallée de l'Arroyo Blanco (voir § 3.1.2, Figure 6.13). L'orientation préférentielle de ces filons est approximativement E/W (Figure 6.23). Ils recoupent une famille de sills mis en place dans la formation Mulichinco.

Ces filons sont significativement déformés et présentent une fracturation à plusieurs échelles. La Figure 6.24 montre deux de ces filons décalés de plusieurs dizaines de mètres par des failles grossièrement N-S dont le rejet apparent est senestre. Le long de ces accidents, la fracturation est, là encore, compatible avec un régime chevauchant E/W (Figure 6.22, site 1).

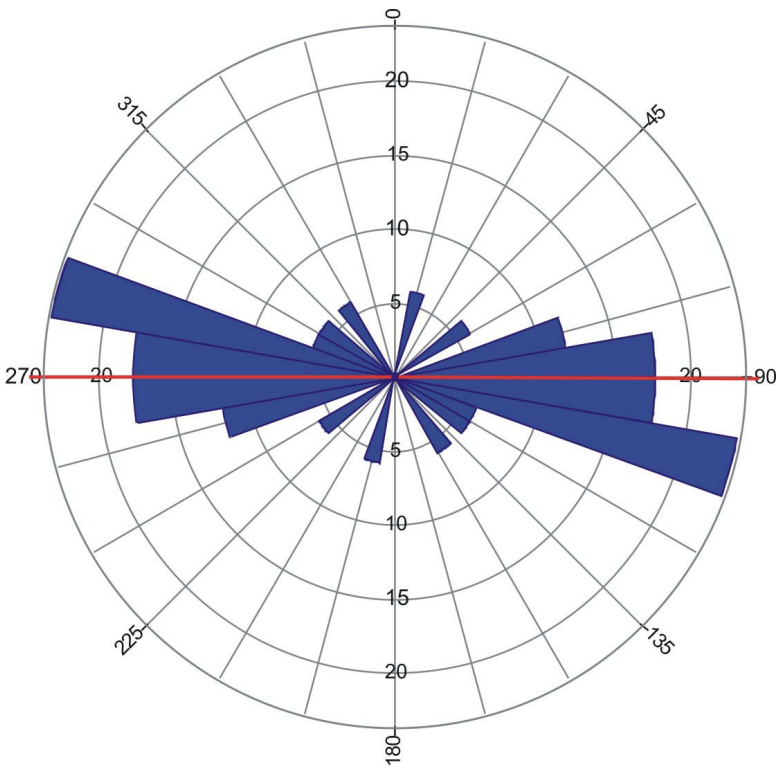


Figure 6.23. Diagramme en rose des filons de l'Arroyo Blanco. La population mesurée compte 17 filons. L'orientation moyenne est proche d'E/W.

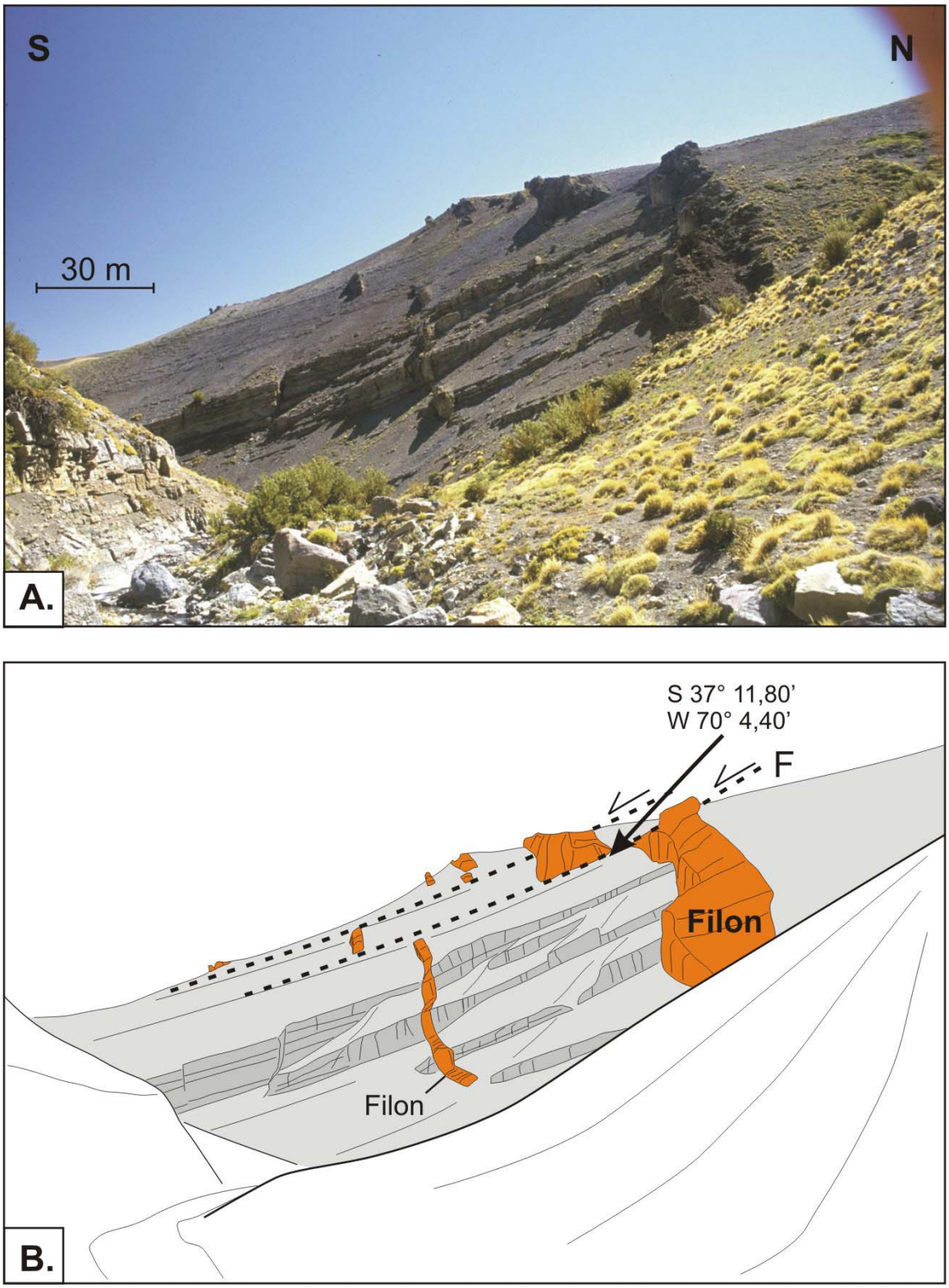


Figure 6.24. Photographie de terrain de dykes. **A**. Photo de 2 filons E/W de la vallée de l'Arroyo Blanco, vue vers l'Ouest. **B**. Dessin explicatif de la photo A. Les deux filons d'épaisseurs différentes sont décalés par le jeu de deux failles. L'encaissant est constitué par les argiles calcaires de la unité Vaca Muerta. La faille F en haut à droite décale le gros filon au point S 37° 11,80' ; W 70° 04,40', site 1 de la Figure 6.22.

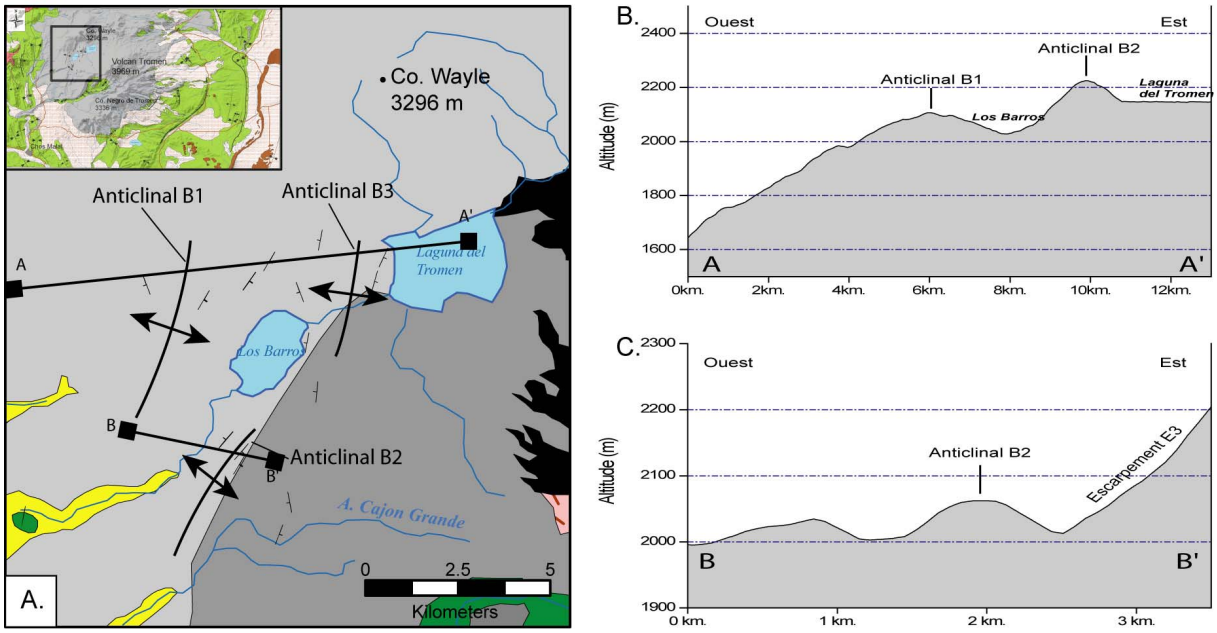


Figure 6.25. A. Carte géologique simplifiée du versant NW du Tromen, zone de Los Barros. Les traits noirs localisent les profils topographiques. **B**. Profil topographique A – A'. Sur ce profil, les anticlinaux B1 et B3 apparaissent sous forme de collines arrondies, allongées NNE/SSW. **C**. Profile topographique B – B'. Sur ce profil apparaissent l'anticlinal B2 et l'escarpement E3. Les profils topographiques ont été effectués à partir du MNT SRTM90, diffusé par l'USGS (adresse : http://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/).

4.1.3. Déformation des coulées de Los Barros

Le pendage des coulées qui recouvrent la zone de Los Barros suit grossièrement la topographie actuelle, et montre des variations. La cartographie du pendage de ces coulées met en évidence des ondulations allongées selon un axe NNE/SSW (Figure 6.25 et Figure 6.26), dont les axes sont également visibles sur l'image satellite du massif du Tromen (Figure 6.20). Ces ondulations affectent des empilements de coulées parallèles entre elles et d'épaisseur constante de part et d'autre de l'axe des ondulations. De plus, sur certains de leurs flancs, la direction d'écoulement de la lave marquée par l'allongement des vacuoles est aujourd'hui perpendiculaire à la ligne de plus grande pente de la coulée. Le pendage actuel a donc été acquis postérieurement à l'épanchement de la lave.

Ces observations montrent que les ondulations NNE/SSW, compatibles avec une direction de raccourcissement proche de E-W, sont des plis d'origine tectonique. Dans le but de caler l'âge maximum de cette déformation, trois échantillons (LB 01 à 03) ont été prélevés dans des coulées plissées dont le pendage est, pour deux d'entre eux (LB 01 et 02), opposé à la pente générale du volcan (Figure 6.25).

On peut noter également au Sud-est de Los Barros (S 37° 09.987', W 70° 07.328') la présence d'un suintement de pétrole (seep de l'Arroyo Cajón Grande, Figure 6.25, Cruz et al., 1996). Le pétrole provient du substratum sédimentaire, soit de la formation Vaca Muerta, soit de la formation Agrio (Cruz et al., 1996). Cette résurgence au sein des basaltes suggère que les formations mésozoïques sont proches de la surface sous les coulées et démontre ainsi la faible épaisseur de la couverture volcanique à cet endroit.

4.1.4. Les escarpements du versant occidental du Tromen

Au Sud de Los Barros les plis observés décrits précédemment se prolongent cartographiquement jusqu'à la vallée de l'Arroyo Blanco par des ruptures de pente sur le versant occidental du Tromen. Ces ruptures de pente délimitent trois escarpements majeurs (E1, E2 et E3 d'aval en amont) larges de quelques centaines de mètres (profil topographique de la Figure 6.21a) dont seul le pied est indiqué sur la Figure 6.20.

Les traces cartographiques des axes de plis de Los Barros prolongés par les escarpements du versant occidental coïncident géographiquement avec les structures du substratum mésozoïque de la vallée de l'Arroyo Blanco (Figure 6.20 et Figure 6.21).

En amont du versant occidental du Tromen, le pli B3 entre Los Barros et le lac du Tromen se prolonge par l'escarpement E3 qui lui-même se situe à l'intersection de la surface topographique et des failles inverses (F1 à F3) observées dans l'Arroyo Blanco (Figure 6.20 et Figure 6.21). Au niveau de l'escarpement E3, la surface topographique correspond à la surface d'une coulée de la formation Basalto V, et la rupture de pente topographique s'accompagne d'un changement du pendage de la coulée (Figure 6.21). Au niveau du pied de l'escarpement E3, nous avons vérifié que les coulées sont continues et qu'elles ne présentent pas de variation d'épaisseur de part et d'autre de la rupture de pente et de pendage. Ceci suggère que l'escarpement E3 et les variations de pente et de pendage associées sont le résultat d'une déformation acquise postérieurement à l'épanchement des coulées de lave.

En longeant le bord de la vallée de l'Arroyo Blanco vers l'aval et en s'approchant de l'escarpement E2, la surface topographique et les coulées pendent légèrement vers l'Est (Figure 6.21), dans une direction opposée à la pente générale. Ceci suggère que les coulées sont affectées par un léger pli anticlinal localisé entre les escarpements E2 et E3, qui se prolonge sur plusieurs kilomètres vers le Nord (Figure 6.20).

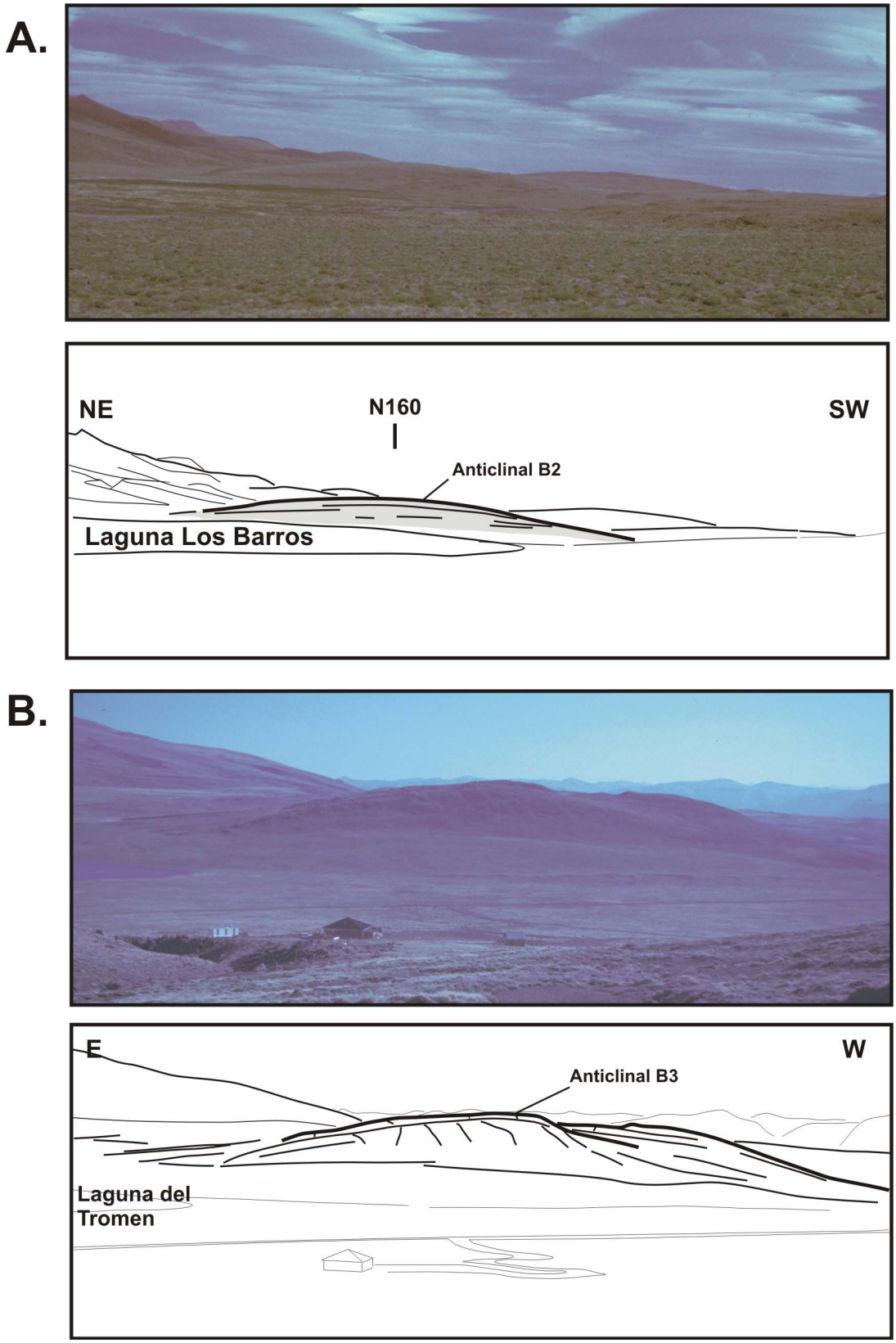


Figure 6.26. Vues de terrain des anticlinaux B2 et B3 dans les coulées de la zone de Los Barros. **A.** Vue panoramique de l'anticlinal B2, au Sud de la Laguna Los Barros. La vue est vers le SE. **B**. Vue Panoramique de l'anticlinal B3, vue depuis le pied du Cerro Waylé. La vue est vers le Sud. Pour la localisation, voir Figure 6.20.

L'escarpement E2, dans le prolongement du pli B1, se situe à l'aplomb de l'axe de l'anticlinal A2 qui affecte le substratum de la vallée de l'Arroyo Blanco (Figure 6.20 et Figure 6.21). L'escarpement E1, quant à lui, prolonge l'anticlinal A1 de l'Arroyo Blanco. Au voisinage de la vallée de l'Arroyo Blanco, la direction de l'escarpement E1 est parallèle à l'axe de l'anticlinal A1 (NW/SE, Figure 6.8 et Figure 6.20. L'escarpement E1 se prolonge vers le Nord jusqu'à la vallée de l'Arroyo Chapúa où affleure la formation Agrio (Figure 6.8) avec un pendage fort vers l'Ouest (jusqu'à 70°) mais variable, suggérant la présence voisine d'une charnière anticlinale. Comme pour l'escarpement E3, les escarpements E1 et E2 sont interprétés comme le résultat d'une déformation. Encore une fois, ces déformations sont compatibles avec un raccourcissement E/W. Cependant, à défaut d'être d'origine tectonique, des ruptures de pente sur les flancs d'un volcan peuvent aussi être contrôlées par des effets de gonflement magmatique. Dans les deux cas, la mise en place des coulées échantillonnées pour datation sur l'escarpement E3 est antérieure à la déformation. Si les escarpements peuvent être dus aussi bien au raccourcissement tectonique qu'au gonflement magmatique, il n'en demeure pas moins que les plis dans les coulées et les failles dans le substratum et les filons sont d'origine tectonique.

4.2. Le versant oriental

Les observations de terrain concernent essentiellement deux coupes levées dans la plaine de Las Yeseras, et une coupe à l'Est du Cerro Bayo (Figure 6.8).

4.2.1. Plaine de Las Yeseras

La plaine de Las Yeseras se caractérise par l'affleurement des évaporites de la formation Auquilco sur une grande surface (Figure 6.8). L'épaisseur des évaporites approche 400 mètres (Holmberg, 1975; Vergani et al., 1995). La plaine de Las Yeseras se termine à l'Est par le front chevauchant du Tromen (Kozlowski et al., 1996).

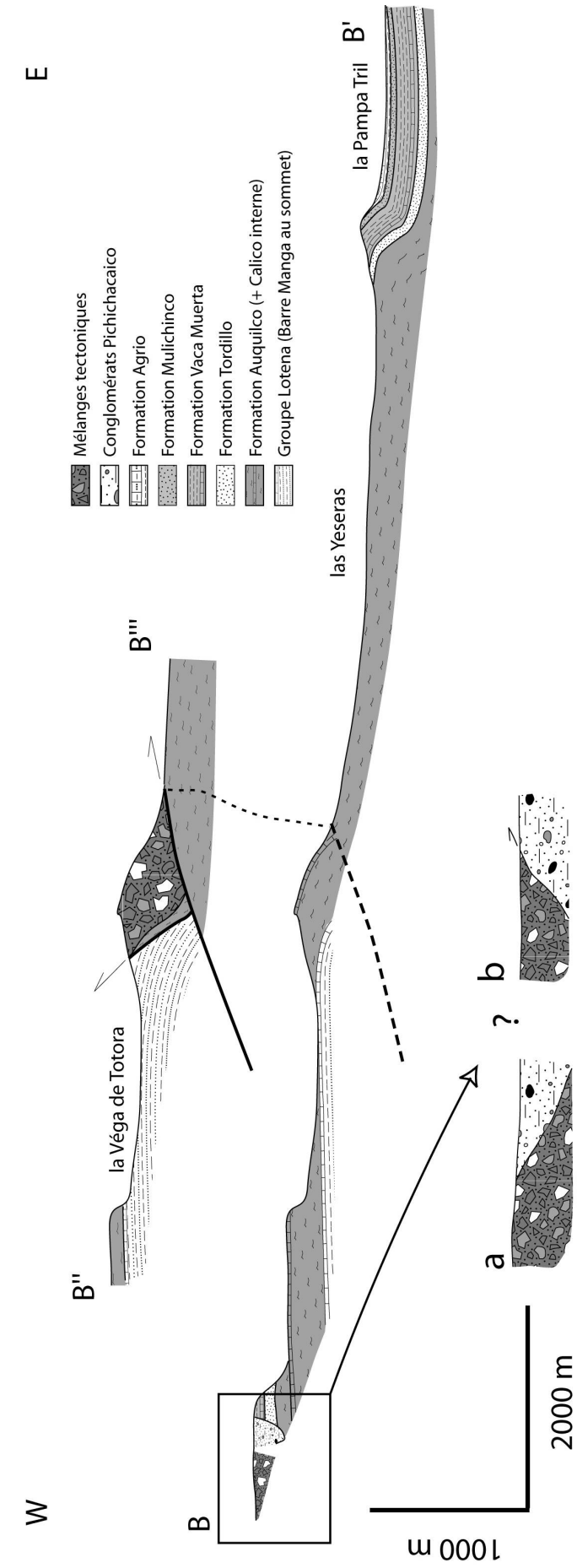


Figure 6.27. Coupes géologiques (B – B' et B'' – B''') du versant est du Tromen, passant par la plaine de Las Yeseras (localisation Figure 6.8). **a**. et **b**. Deux possibilités de relations chronologiques entre les conglomérats de la formation Pichichacaico et un mélange tectonique.

A l'extrémité est de la coupe B – B' (Figure 6.27), dans la Pampa Tril, les formations sédimentaires mésozoïques Agrio et Mulichinco ont un faible pendage vers l'Ouest. Au niveau du chevauchement du Tromen, les couches des formations Tordillo à Agrio se redressent brutalement avec un fort pendage vers l'Est, pouvant localement s'inverser. Sur la coupe de la Figure 6.27, le front chevauchant du Tromen n'apparaît pas marqué par une faille, mais par un pli anticlinal asymétrique localement déversé (anticlinal de Las Yeseras). Cependant, cette structure se prolongerait en profondeur par une faille de socle (Kozlowski 1995 ; Figure 6.19)

Le long du flanc est de l'anticlinal de Las Yeseras, les formations mésozoïques sont fracturées (Figure 6.22, sites 7-8). Les micro-failles mesurées sont inverses et décrochantes. Leur orientation est compatible avec un raccourcissement E/W.

En discordance sur les formations mésozoïques plissées, une fine pellicule de carbonates meubles s'est déposée entre le front chevauchant du Tromen et Los Chihuidos de Trill (Figure 6.8, voir § 3.1.5). Des failles recoupent indifféremment le substratum et ces formations carbonatées (Figure 6.28). Par endroit, elles décalent ces formations de plusieurs centimètres (Figure 6.28), et attestent d'une déformation postérieure au dépôt de ces formations carbonatées dont l'âge est inconnu, mais postérieur à une partie du volcanisme du Tromen.

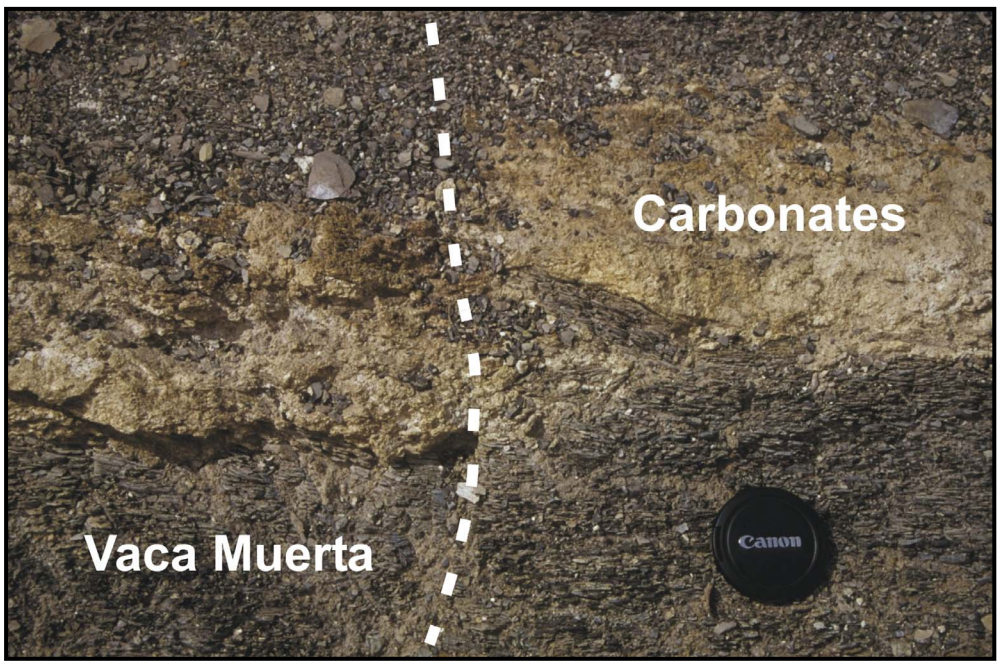


Figure 6.28. Formations carbonatées récentes décalées sur une dizaine de centimètres par une faille. Le site d'observation se situe au point de coordonnées S 37° 12,65' ; W 69° 47,45', le long de la route nationale 40, entre le chevauchement à l'Est de la plaine de Las Yesera, et Los

La plaine de Las Yeseras, à l'Ouest du front de chevauchement, est constituée essentiellement par les évaporites de la formation Auquilco (Figure 6.27), dans lesquelles est intercalée une barre carbonatée (Barre Calico). Le détail des structures au sein des évaporites peut être relativement complexe et la stratification, les failles et les plis sont difficiles à identifier dans une lithologie presque uniforme de gypse. Parmi les structures majeures, la plaine d'évaporites est parcourue du Nord au Sud par un chaînon d'une centaine de mètres de hauteur. Il s'agit d'un anticlinal asymétrique à vergence Est, possiblement faillé dans les gypses (Figure 6.27). Le cœur de cet anticlinal montre à l'affleurement les carbonates de la formation Manga. Cet anticlinal d'axe N/S se prolonge vers le Nord en un anticlinal faillé (Figure 6.27, coupe B'' – B''').

Sur la coupe B'' – B''', l'anticlinal est adjacent à un chaînon de plusieurs centaines de mètres de hauteur et son cœur montre à l'affleurement les formations Auquilco et le groupe Lotena (Figure 6.27 et Figure 6.29). La structure au niveau du chaînon apparaît relativement complexe. Pour simplifier, elle pourrait correspondre à une zone en triangle entre deux chevauchements majeurs de vergences opposées entre lesquels affleure un mélange tectonique constitué de lames décamétriques d'évaporites et de sédiments détritiques du groupe Lotena. Sous ce mélange, à l'Est du chaînon, on retrouve les évaporites de la formation Auquilco (Figure 6.27 et Figure 6.29). A l'Ouest, une lame d'évaporites marque le contact entre le mélange tectonique et un rétro-chevauchement qui recoupe la stratification du groupe Lotena sous-jacent (Figure 6.27 et Figure 6.29).

Sous le rétro-chevauchement, le pendage du groupe Lotena atteint 30° vers l'Est. La formation Lajas au sein du groupe Lotena est intensément fracturée (Figure 6.22, site 6). Les familles de joints et de failles décrochantes qui l'affectent sont organisées en dièdre compatible avec un raccourcissement E/W. Vers l'Ouest, le flanc de l'anticlinal est peu incliné (10 à 15° vers l'Ouest) (Figure 6.29) et montre la succession stratigraphique normale Lotena – Auquilco, jusqu'à Vaca Muerta au Sud de la Véga de la Totora. (Figure 6.27 et Figure 6.30).

En remontant vers l'Ouest le long de la coupe B – B', la formation Tordillo repose en légère discordance sub-horizontale sur les évaporites de la formation Auquilco (Figure 6.27 et Figure 6.30). Les grès de la formation Tordillo, de pendage 15° vers le Nord (orientation N90), sont altérés par un épisode hydrothermal. Au-dessus, les argiles noires à ammonites de la formation Vaca Muerta pendent de 30° vers l'WSW (orientation N150) (Figure 6.27 et Figure 6.30). Les pendages très différents mesurés sur une même verticale suggèrent une déformation non négligeable au sein de la série. Plus à l'Ouest, un chenal de conglomérats de

la formation Pichichacaico (cf § 3.1.3) est en discordance sur les formations mésozoïques (Figure 6.27 et Figure 6.30).

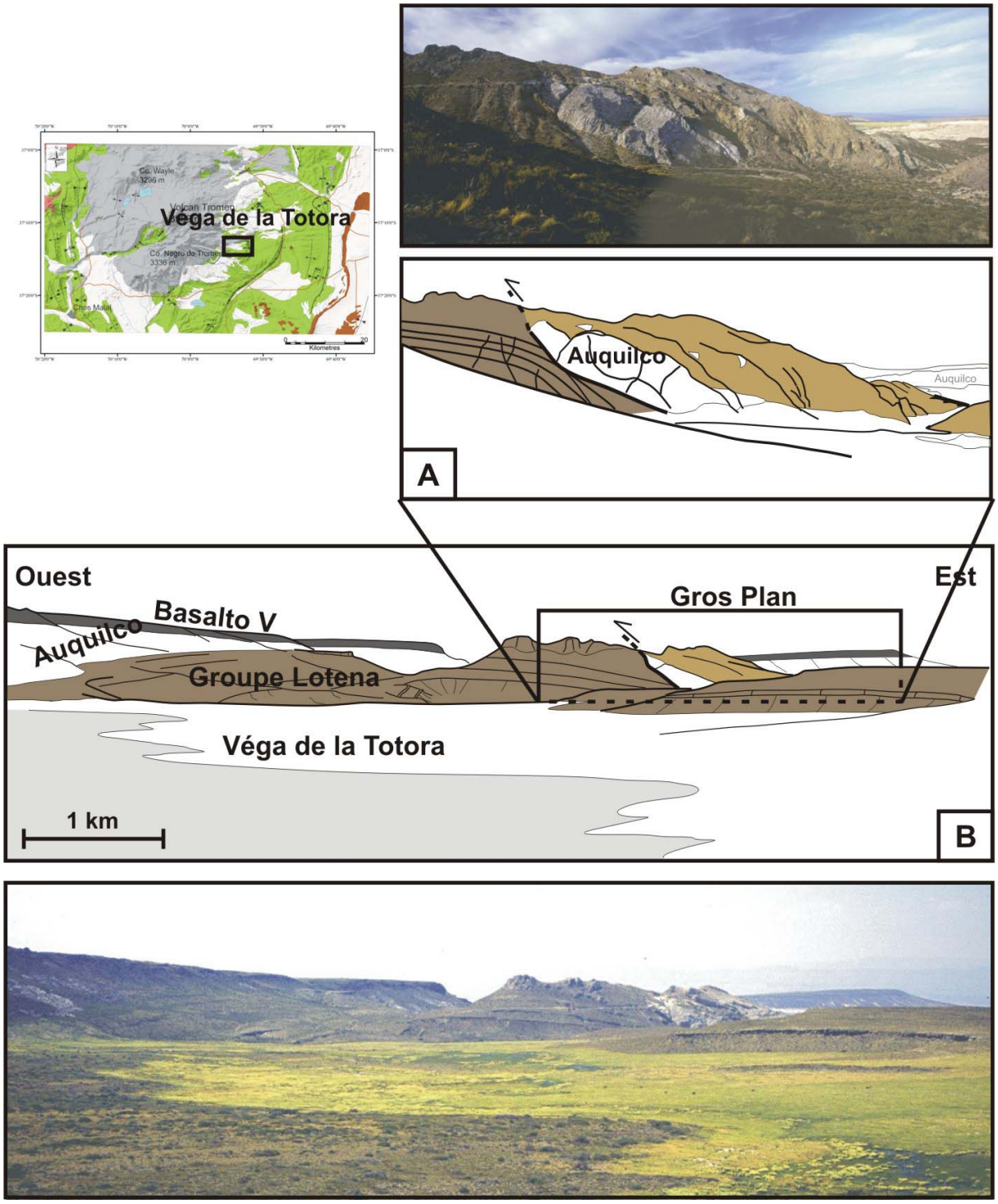


Figure 6.29. Vue panoramique de la bordure nord de la Vega de la Totora. **A**. photographie et dessin explicatif du rétrochevauchement affectant les formations du groupe Lotena. **B**. Photographie panoramique et dessin explicatif de l'anticlinal de la Totora. A correspond à un agrandissement d'une partie du panorama B. L'encadré en haut à gauche correspond au schéma structural de la Figure 6.22.

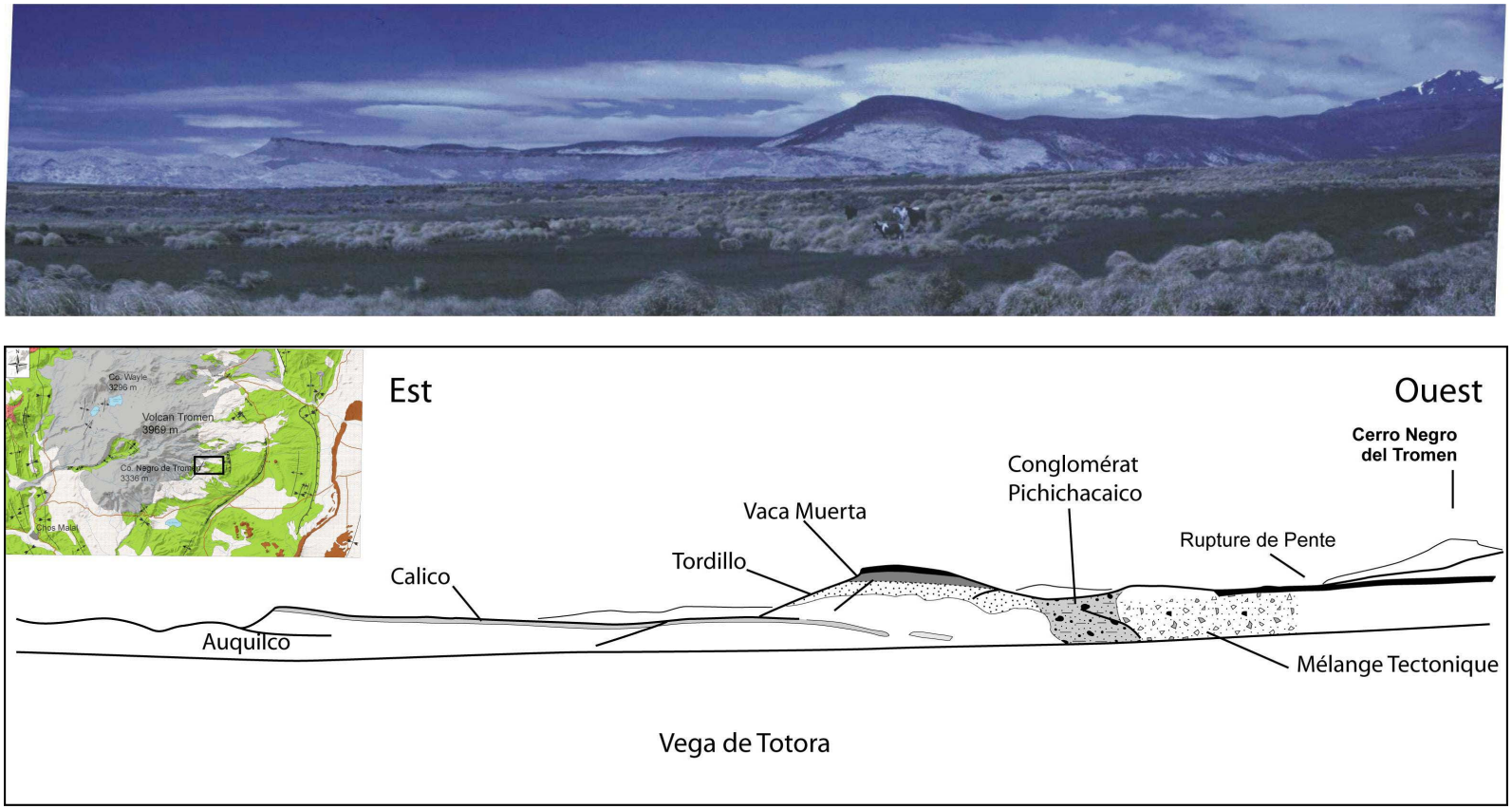


Figure 6.30. Photographie panoramique et dessin explicatif de la bordure sud de la Véga de Totora. La série mésozoïque (formations Auquilco, Tordillo et Vaca Muerta) est monoclinale avec un léger pendage vers l'Ouest.

Tout comme les grès de la formation Tordillo, les conglomérats sont altérés par un épisode hydrothermal. Les galets des conglomérats sont parcourus par deux familles de fractures non striées, verticales, d'orientations ~N80 et ~N120 formant un dièdre compatible avec un raccourcissement E/W.

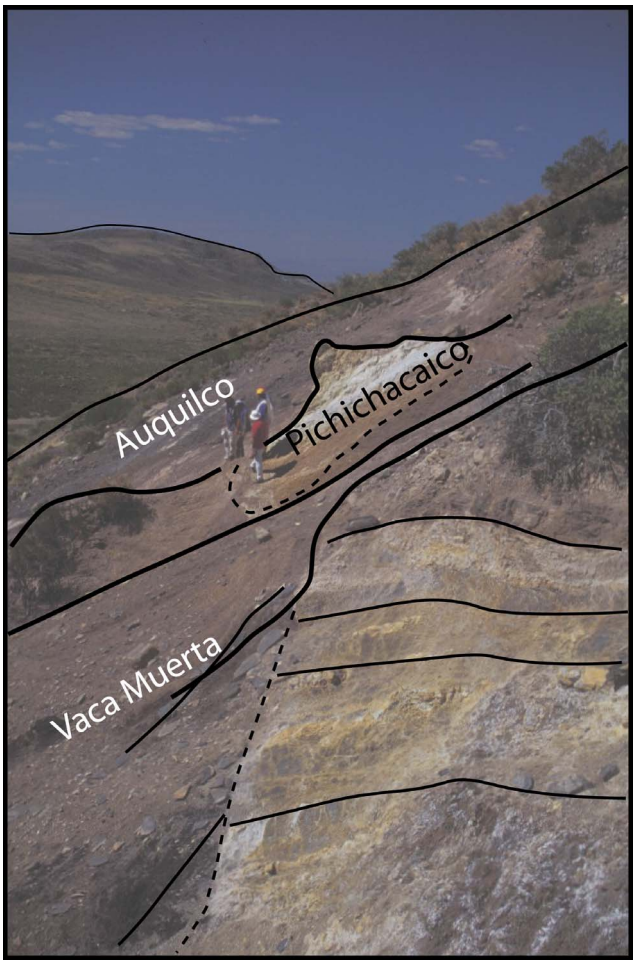


Figure 6.31. Photographie du mélange tectonique localisé sur la Figure 6.30. On peut apercevoir des morceaux d'évaporites de la formation Auquilco, des argiles calcaires de la formation Vaca Muerta de pendages très variables et des conglomérats Pichichacaico. Tous ces blocs sont juxtaposés sans logique apparente.

La partie amont de la coupe B-B' montre un mélange incluant des blocs plurimétriques de roches d'origines diverses fortement déformées et altérées qui affleurent sur plusieurs centaines de mètres (Figure 6.27, Figure 6.30 et Figure 6.31). Ces blocs sont parfois des évaporites qui pourraient provenir de la formation Auquilco. D'autres sont des grès et des argiles calcaires vraisemblablement des formations Tordillo et Vaca Muerta comme en témoignent les fossiles d'ammonites. Localement, un bloc de conglomérats à galets de volcanites affleure aussi. Il ressemble au conglomérat de la formation Pichichacaico mais peut

aussi correspondre à n'importe quel évènement conglomératique de la région. Ces blocs sont juxtaposés sans logique apparente. Nous interprétons ce mélange comme une brèche tectonique associée à un accident majeur dont il n'a pas été possible de préciser la géométrie mais qui témoigne d'une déformation postérieure au dépôt du conglomérat remaniant une partie du volcanisme.

Pour résumer, toutes les structures tectoniques dont la géométrie a pu être précisée sont compatibles avec une vergence vers l'Est (Figure 6.27). Il semble que la faille majeure de la coupe B'' – B''' recoupe indifféremment les évaporites de la formation Auquilco et les argiles gréseuses du groupe Lotena (Figure 6.27). Cet accident ne s'enracine donc pas dans un niveau de décollement localisé dans les évaporites. Il peut s'agir d'un chevauchement de socle ou d'un chevauchement qui s'enracine sur un niveau de décollement plus profond (Molles ou Choiyoi). Dans tous les cas, il ne se prolonge pas clairement vers le Sud (coupe B-B' Figure 6.27).

4.2.2. Zone du Cerro Bayo

La deuxième zone d'étude structurale du versant oriental du Tromen s'étend du Cerro Bayo jusqu'à Buta Ranquil et le Rio Colorado (Figure 6.8). Cette zone est séparée de la plaine de Las Yeseras par un ensemble de conglomérats rattachés aux formations Agua Carmonina et Huecú qui descendent des pentes du volcan.

Dans la partie aval du versant, les formations mésozoïques sont grossièrement monoclinales, avec un pendage proche de 10° vers le Nord-Est (Figure 6.32). La formation Mulichinco affleure principalement et la formation Vaca Muerta n'apparaît qu'au fond des vallées (Figure 6.32). La série sédimentaire mésozoïque présente cependant des ondulations de faible amplitude et de longueur d'onde pluri-kilométrique (Figure 6.32). Ces ondulations présentent un axe d'orientation voisine de NNW/SSE et correspondent à des plis (Figure 6.22). Des failles inverses peuvent également être observées (Figure 6.32). Elles ont une orientation identique aux axes des plis (NNW/SSE).

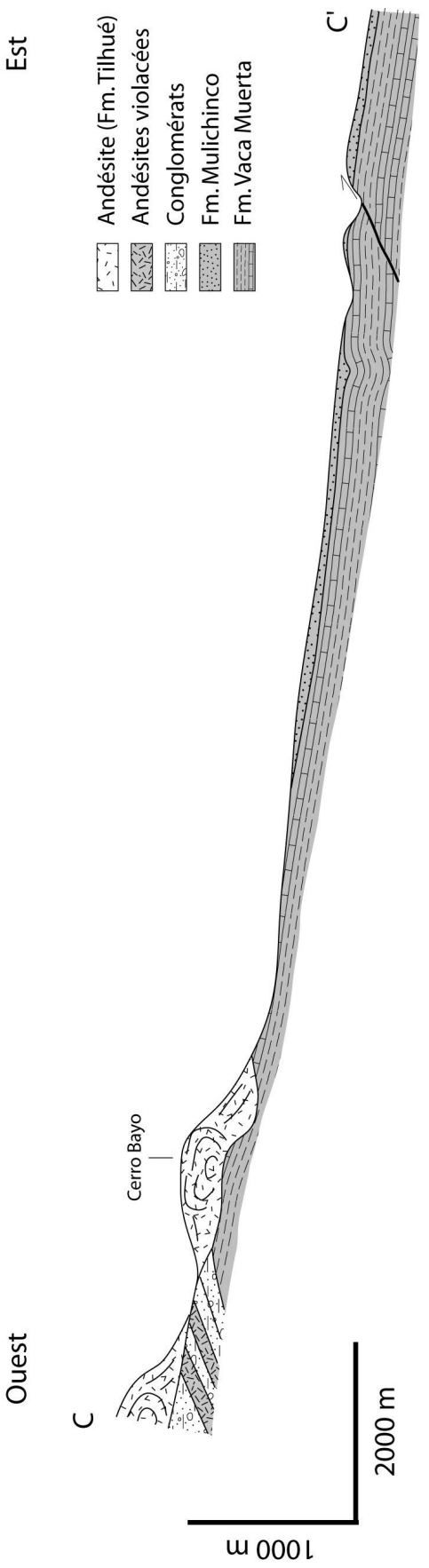


Figure 6.32. Coupe géologique du versant nord-est du volcan Tromen. La coupe C – C' débute à l'Ouest par les dômes andésitiques du Cerro Bayo et se termine à l'Est à proximité de la route nationale 40. Les andésites violacées sont décrites avec les andésites de la formation Tilhué.

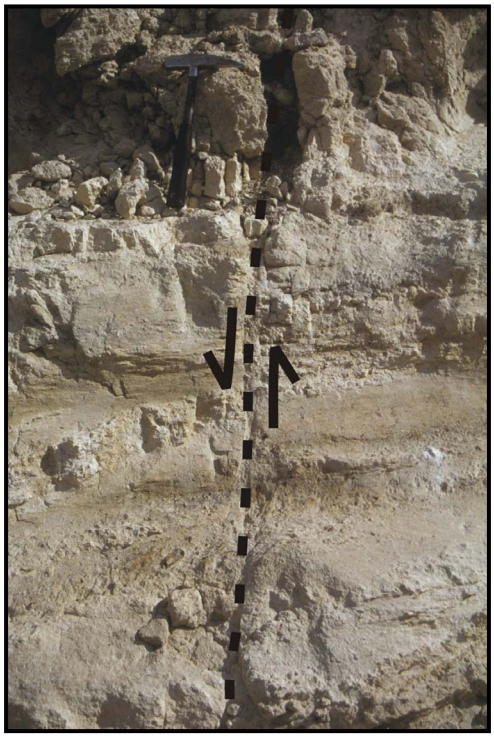


Figure 6.33. Photographie d'une faille observée dans les unités peu consolidées de la unité Agua Carmonina. Le site d'observation est localisé au point S 37° 08.58' ; W 69° 47.99', à proximité immédiate du Cerro Casa de Piedra le long la route nationale 40, au niveau du contact cartographique entre les formations Agua Carmonina et Mulichinco (Figure 6.8).

A proximité du Cerro Casa de Piedra, le long de la route nationale 40 où affleurent les sables de la formation Agua Carmonina, des failles sub-verticales décalent la stratification sur plusieurs centimètres (Figure 6.33). Dans les travertins d'un à deux mètres d'épaisseur qui chapeautent la formation Agua Carmonina, des brèches de faille sur quelques centimètres d'épaisseur attestent de déformations cassantes non négligeables. De plus, les joints mesurés dans les travertins (Figure 6.22, site 3) s'organisent en dièdre compatible avec un raccourcissement E/W.

En amont du versant, les formations andésitiques à dacitiques du Cerro Bayo, que nous avons interprétées comme des dômes coulées (voir § 3.1.1) recouvrent en discordance les argiles calcaires de la formation Vaca Muerta (Figure 6.32 et Figure 6.34). Puis à l'extrémité amont de la coupe CC' (Figure 6.32), des coulées andésitiques intercalées de brèches volcano-sédimentaires en discordance sur la formation Vaca Muerta pendent vers l'Ouest de 20°, dans une direction opposée à la pente générale du versant. De plus, ces formations sont elles-mêmes recouvertes en discordance angulaire par les volcanites de l'unité Bayo. Ces observations suggèrent que le pendage actuel des coulées andésitiques et des brèches ait été acquis à l'issue d'un basculement vers le centre du Tromen antérieurement à la mise en place des dômes.

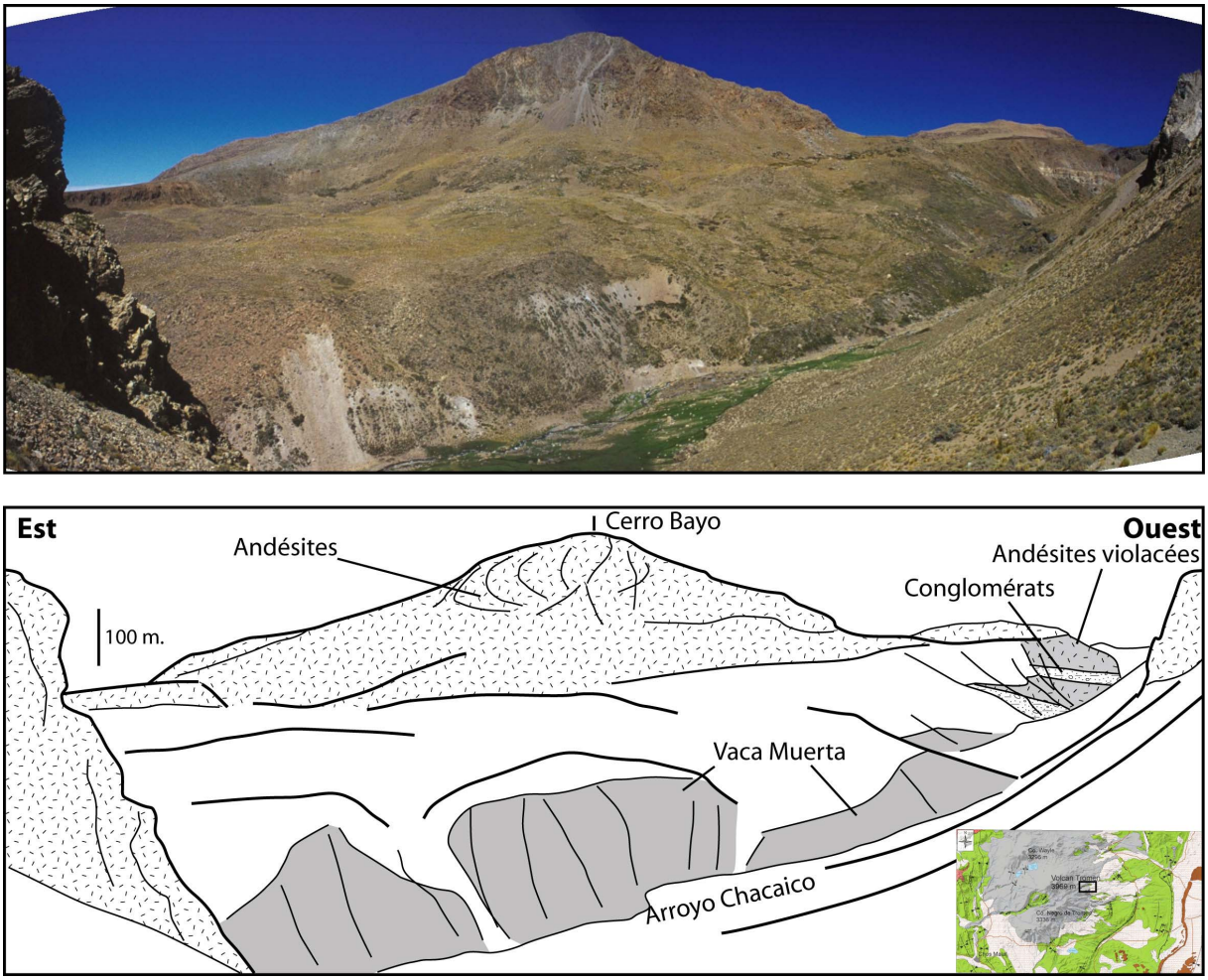


Figure 6.34. Photographie panoramique et dessin explicatif du Cerro Bayo. La vue est vers le Sud. La vallée qui incise le massif du Cerro Bayo est celle de l'Arroyo Chacaico.

On peut également noter qu'une coulée de basalte à olivine, rattachée à la formation Basalto V (Figure 6.8, Holmberg, 1975), en position basse par rapport aux dômes andésitiques qu'elle contourne, provient du Tromen et s'épanche au fond de la vallée de l'Arroyo Chacaico sur les sédiments mésozoïques.

5. Géochronologie

5.1. Méthodologie $^{40}Ar/^{39}Ar$

Après broyage et tamisage des échantillons, la fraction 0.3 – 2mm a été utilisée pour prélever les grains (minéraux et roche totale, RT) à analyser. Pour chaque échantillon, des

grains de biotite et d'amphibole, sans signes visibles d'altération ou des fragments de roche totale, ont été sélectionnés sous la loupe binoculaire. Une vingtaine de grains de chaque échantillon ont été enveloppés dans une feuille d'aluminium. Les paquets correspondant aux différents échantillons ont été placés, sous forme d'une colonne, dans un tube d'aluminium et ont été irradiés dans un flux de neutrons au sein du réacteur McMaster (Hamilton, Canada) (flux total reçu : $7x10^{17}$ $n.cm^{-2}$). Des paquets de moniteurs de flux (sanidine standard ACs-2 d'âge 1.186 Ma), intercalés dans la colonne d'échantillons tous les 10 échantillons, ont été irradiés simultanément. Ainsi, les effets du gradient de flux sont minimes et parfaitement contraints par les analyses des moniteurs de flux.

Lors de l'analyse des grains ou minéraux individuels, les gaz sont extraits sur une ligne tout métal sous ultra-vide par chauffage par paliers de température successifs, à l'aide d'un laser CO_2 (SYNRAD). Une analyse consiste en moyenne en 5 à 10 étapes successives de chauffage à température croissante jusqu'à la fusion du grain. Les gaz extraits par chauffage pendant une minute sont purifiés pendant deux minutes pour éliminer l'eau, le CO_2 (piège froid) et les gaz actifs (getter SAES GP10). Ils sont ensuite introduits et analysés en statique dans un spectromètre de masse MAP 215®. Une analyse du bruit de fond de la ligne (blank) est faite toutes les trois étapes. Les analyses d'échantillon et de bruit de fond comportent 11 cycles itératifs de mesure des différents isotopes (^{36}Ar à ^{40}Ar). Les rapports isotopiques mesurés sont corrigés du bruit de fond, des valeurs du blank, des interférences dues à K, Ca et Cl, de la contamination atmosphérique et de la discrimination de masse.

Les âges plateau calculés sont définis à partir des critères suivants: (i) ils sont constitués d'au moins trois étapes consécutives ; (ii) les âges apparents des étapes se recouvrent dans la marge d'erreur à 2σ, (iii) le plateau correspond à au moins 70 % de l'^{39}Ar extrait, (iv) aucune étape ne représente plus de 50 % des gaz extraits. Tous les âges plateau sont donnés, avec une marge d'erreur de 1σ au même titre que les âges apparents sur les graphiques (voir Annexe 3). Dans certains cas, lorsqu'un âge plateau n'a pas pu être défini, nous avons définis des « pseudo-plateaux » ou « paliers d'âge », représentant moins de 70% de l'^{39}Ar extrait. Une information plus détaillée est fournie en annexe (Annexe 3).

5.2. Résultats

Dans leur très grande majorité les analyses effectuées sur les échantillons de notre zone d'étude ont permis le calcul d'âges plateau. Sur ce type de matériel, l'établissement d'un

âge plateau est le meilleur critère de validité. Tous les résultats valides (26 analyses) sont reportés dans le Tableau 2 et la Figure 6.35.

L'âge le plus vieux obtenu est de 2.08 ± 0.13 Ma (Tableau 2). Il correspond à l'age de cristallisation des andésites de la formation Tilhué au centre du volcan. L'échantillonnage quasi-systématique de l'ensemble des formations volcaniques les plus anciennes indique que cet âge doit être proche de celui des premières manifestations volcaniques du Tromen. L'activité du Tromen s'est poursuivie pendant près de 2 Ma, les dernières éruptions étant historiques (Simkin et al., 1981). L'absence d'âges aux alentours de 0.25 Ma reflète l'absence d'échantillon provenant des coulées les plus récentes (Basalto VI et VII de Holmberg, 1975).

Les âges obtenus sur les coulées des Basalto III dans la région de Los Barros sont voisins de 1.25 Ma. Ceux des Basalto IV sur le versant est du Tromen sont voisins de 1.8 Ma et les âges des Basalto V sont dispersés entre 2 et 0.04 Ma.

Les formations andésitiques à dacitiques de la formation Tilhué, montrent deux populations d'âges. Les plus anciens autour de 2 Ma correspondent aux dômes observés au centre du massif du Tromen (El Paso). Les plus jeunes sont regroupés entre 1.44 et 0.82 Ma, et correspondent aux andésites échantillonnées dans les dômes du Cerro Bayo et du Cerro Tilhué. Un âge de 1.72 Ma a été obtenu sur les coulées andésitiques violacées qui affleurent sous les dômes andésitiques du Cerro Bayo.

Les filons et sills de l'Arroyo Blanco se mettent en place entre 2.03 et 1.61 Ma. Leurs âges coïncident avec l'âge des formations basaltiques les plus anciennes, et les blocs de volcanites échantillonnés dans le conglomérat de la formation Pichichacaico.

Un bloc extrait des formations conglomératiques meubles à matrice carbonatée à l'Est du Tromen donne un âge approximatif de 0.6 Ma.

6. Interprétations et discussion

6.1. Histoire volcano-sédimentaire du Tromen

Les résultats géochronologiques montrent que les différentes formations volcaniques qui ont été cartographiées par Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975) sur des critères de corrélation de faciès ne correspondant pas à des unités temporelles. En effet, les Basalto III apparaissent plus jeunes que les Basalto IV, la formation Basalto V peut recouvrir 2 Ma d'activité du Tromen et les andésites de la formation Tilhué apparaissent plus jeunes que la

plupart des basaltes échantillonnés, sensés eux être plus jeunes. Nos observations géologiques et les datations nous permettent de proposer une nouvelle histoire volcano-sédimentaire du Tromen, et un nouveau découpage stratigraphique.

Formation	Echantillon	Type/Minéral	Age(s) significatif(s)	% dégazage plateau	Détermination du plateau
Fm. Tilhué (El Paso)	ABL-05	Biotite	2,01 ± 0,26 (AP)	95%	1s
Fm. Tilhué (El Paso)	ABL-05	Biotite	2,08 ± 0,13 (AP)	98%	1s
Fm. Filons E/W	ABL-04	RT	1,98±0,08 (AP)	96%	1s
Sill Arroyo Blanco	ABL-06	RT	1.95±0.13 (pseudo-AP)	23%	1s
Fm. Filons E/W	ABL-07	RT	2.03± 0.05 (AP)	99,90%	1s
Fm. Filons E/W	ABL-03-09	RT	1,61±0,16 (AP)	96%	1s
Fm. Pichichacaico	TR-01	RT	1,81±0,06 (AP)	100%	1s
Fm. Pichichacaico	TR-02	RT	1,95±0,19 (AP)	84%	1s
Fm. Tilhué (Bayo "andésite violacée")	CB-03-12	RT	1,72±0.02 (AP)	99,50%	2s
Fm. Tilhué (Bayo)	CB-03-01	Biotite	0,90±0,04 (AP)	79%	1s
Fm. Tilhué (Bayo)	CB-03-04	Biotite	1,10±0,07 (AP)	99%	1s
Fm. Tilhué (Bayo)	CB-03-06	RT	1,10±0,06 (AP)	48%	1s
Fm. Tilhué (Bayo)	CB-03-13	Biotite	1,21± 0,16 (AP)	96%	
Fm. Tilhué (Bayo)	CB-03-14	Biotite	0,84±0,09 (AP)	97%	1s
Fm. Basalto III	LB-01	RT	1,25±0,07 (AP)	99%	1s
Fm. Basalto III	LB-02	RT	1,30±0,12 (AP)	98%	1s
Fm. Basalto IV	TR-03	RT	1,80±0,04 (AP)	97%	2s
Fm. Basalto IV	YS-03-02	RT	1,75±0,06 (AP)	99%	1s
Fm. Basalto V	LB-03	RT	0,99±0,15 (AP)	90%	1s
Fm. Basalto V	ABL-03-01	RT	2.00±0.06 (AP)	99,70%	2s
Fm. Basalto V	CB-03-10	RT	0,04±0,04 (AP)	98%	1s
Fm. Tilhué (Tilhué)	TIL-01	Biotite	0,83±0,41 (étape fusion)		
Fm. Tilhué (Tilhué)	TIL-04	RT	0,88±0,15 (AP)	96%	1s
Fm. Tilhué (Tilhué)	TIL-06	Biotite	0,82± 0,04 (AP)	94%	1s
Fm. Tilhué (Tilhué)	TIL-07	Biotite	1,44±0,25 (AP)	84%	1s
Fm. Carbonates	PT-03-02	Amphibole	0,59±1,05 (AP)	91%	1s

Tableau 2. Tableau récapitulatif des datations des roches du Tromen obtenus à partir de la méthode Ar – Ar. Le détail de la méthode est expliqué dans l'Annexe 5.

L'activité du Tromen a sans doute débuté aux alentours de 2 Ma, comme en témoignent les âges les plus anciens. Cet âge correspond également au début de la période d'activité du volcan Auca Mahuida (Rossello et al., 2002), autre volcan situé à 200 km à l'Est du Tromen, dans le bassin de Neuquén. L'initiation de l'activité volcanique du Tromen semble donc coïncider avec le début d'une période d'activité magmatique à l'échelle régionale.

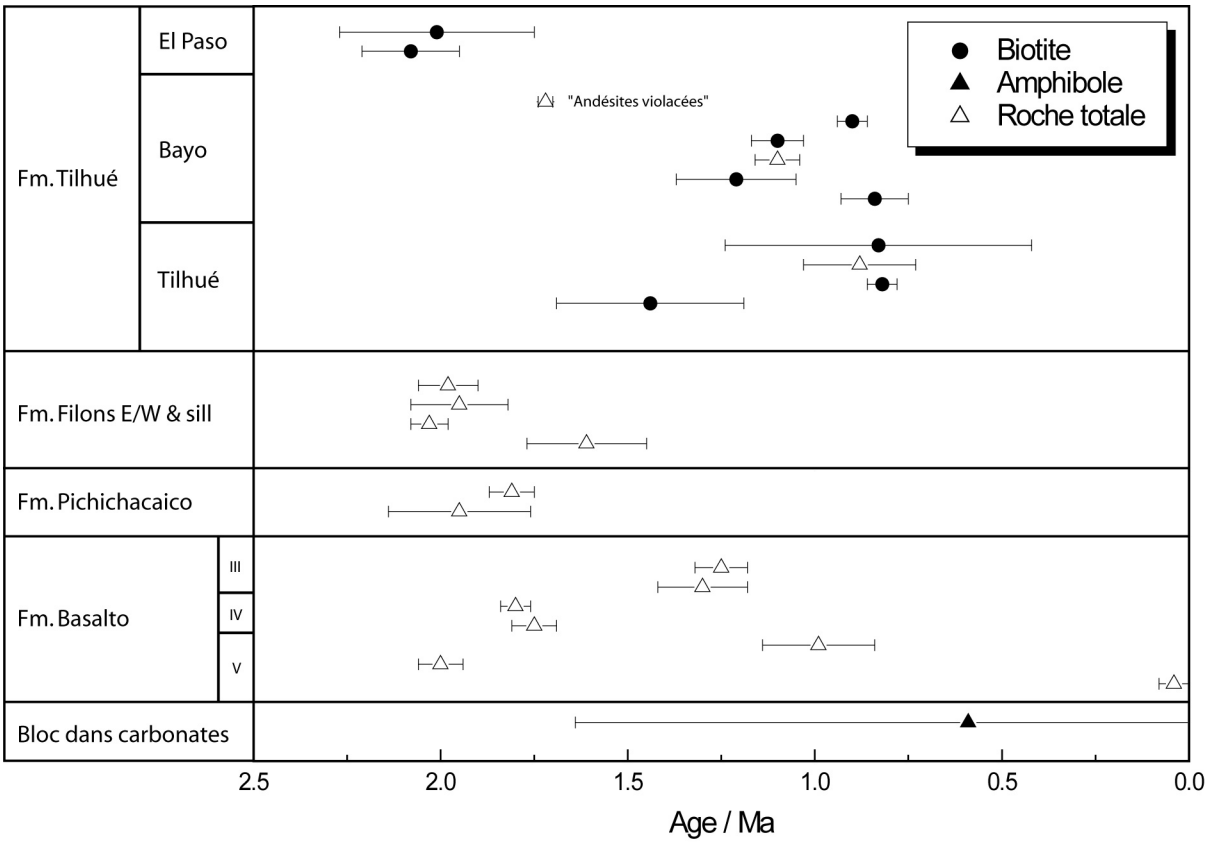


Figure 6.35. Graphique des âges des formations volcaniques du Tromen (données fournies dans le Tableau 2).

Au cours des deux derniers millions d'années, il semble que l'activité magmatique du Tromen ait été discontinue (Figure 6.36). Deux pics d'activité magmatique semblent avoir eu lieu, entre 2 Ma et1.7 Ma pour le premier, et entre 1 Ma et 750000 ans pour le second. L'échantillonnage quasi-systématique de l'ensemble des formations volcaniques du Tromen nous suggère que cette tendance est significative, sauf pour les derniers 500000 ans car nous n'avons pas daté les formations volcaniques les plus récentes.

Le premier pic d'activité magmatique correspond à la mise en place des andésites de la formation Tilhué situées au centre du massif entre les sommets du Tromen et du Cerro Negro del Tromen, que nous appèlerons unité « el Paso » (le col, Figure 6.18). Les dykes E/W se mettent en place peu de temps après les andésites de l'unité el Paso qu'elles recoupent (Figure 6.13). Ces filons de basaltes sont de nature similaire aux coulées basaltiques qui ont le même âge (échantillons TR03, YS-03-02 et ABL-03-01), et peuvent correspondre aux conduits d'alimentation de ces coulées. En outre, les blocs basaltiques qui constituent les conglomérats de la formation Pichichacaico (TR01 et TR02) sont du même âge que les filons et les coulées basaltiques précédentes, et proviennent certainement du remaniement de ces formations

volcaniques. Nous pensons que la remobilisation des filons E/W et des coulées basaltiques en conglomérats a lieu peu de temps après la mise en place de ces formations volcaniques, car la faible variabilité de la nature des blocs contenus dans ces conglomérats suggèrent qu'ils se sont déposés tôt dans l'histoire volcanique du Tromen. D'autres conglomérats, présents sur le versant occidental, intercalés entre les dômes andésitiques et les coulées basaltiques, montrent que la remobilisation des formations basaltiques est contemporaine de leur mise en place.

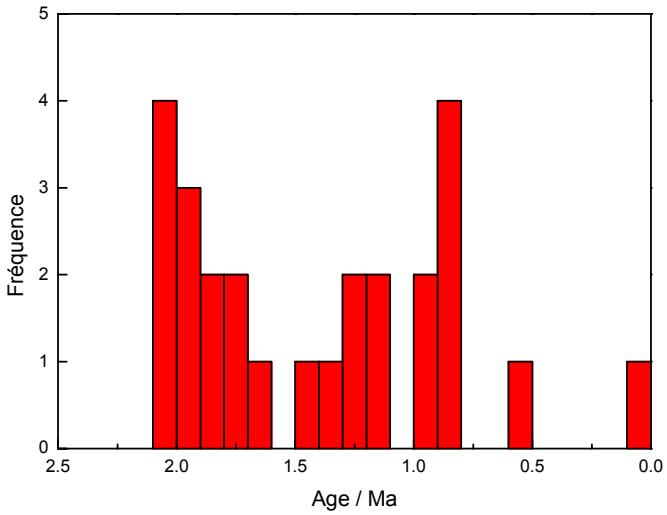


Figure 6.36. Fréquence des âges des roches du Tromen. Deux pics d'activité magmatique apparaissent à 2 Ma et à 0.8 Ma, séparés par une période de latence.

Le deuxième pic d'activité magmatique correspond à la mise en place des andésites de la formation Tilhué au niveau du Cerro Bayo (unité Bayo) et du Cerro Tilhué (unité Tilhué). Les coulées échantillonnées dans la zone de Los Barros (LB01, LB02 et LB03) sont du même âge que les andésites des unités Bayo et Tilhué et correspondent probablement à la période d'activité du Cerro Waylé, mais les relations géologiques entre ces différentes unités n'ont pas pu être déterminées. Les formations détritiques Huecú (non décrites) et Agua Carmonina remanient des galets de volcanites plus diversifiées que dans les conglomérats de la formation Pichichacaico. Les relations chronologiques entre ces formations et les formations volcaniques ne sont pas toujours claires (Zollner et Amos, 1973; Holmberg, 1975) ; étant donnée la diversité des blocs contenus dans ces formations, nous les interprétons comme un

remaniement tardif des formations volcaniques associées, entre autres, au deuxième pic de magmatisme.

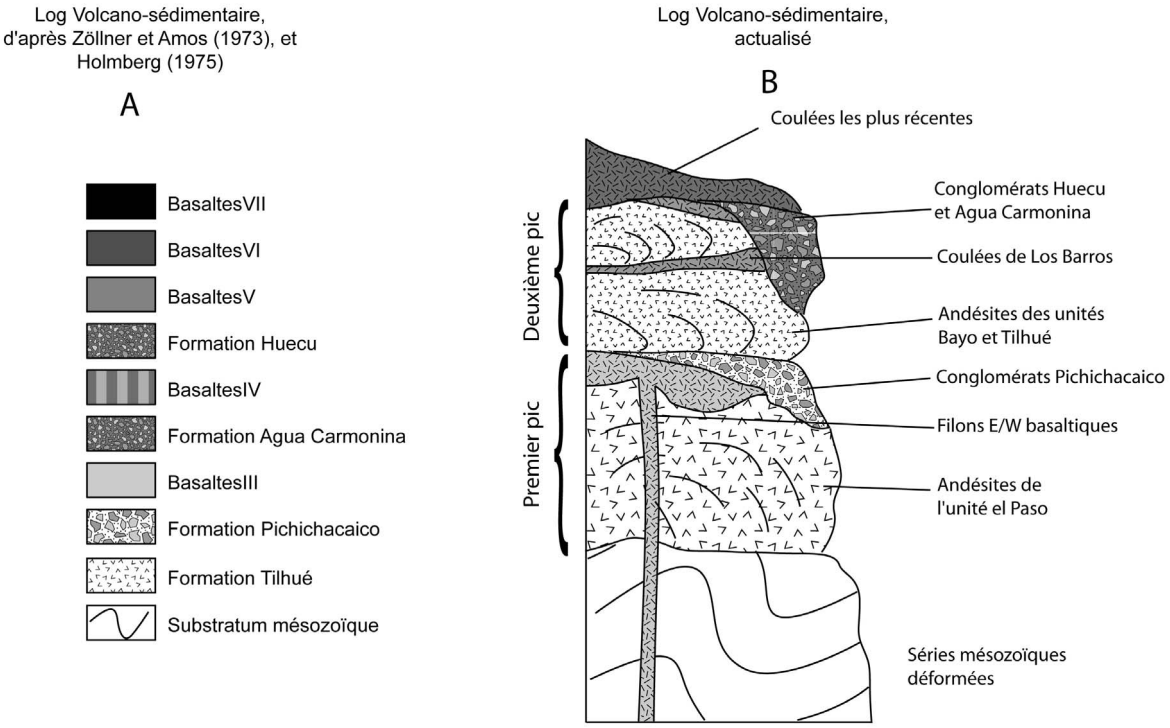


Figure 6.37. Colonne stratigraphique volcano-sédimentaire de la région du Tromen. **A**. D'après Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975). **B**. Actualisé d'après nos observations. Le log réactualisé montre que les relations chronologiques entre les différentes formations ne sont pas aussi simples telles qu'elles étaient définies par Zollner et Amos (1973) et Holmberg (1975).

La dernière période d'activité magmatique du Tromen (les derniers 500000 ans) n'est pas représentée dans nos résultats géochronologiques, à l'exception de l'échantillon CB-03-10. Elle correspond à la mise en place des coulées andésitiques provenant du sommet du Tromen (Llambías et al., 1982). Les coulées associées à cet épisode recouvrent indifféremment toutes les autres formations volcaniques et détritiques.

6.2. Modifications de l'ancienne carte géologique

Dans la partie amont de la vallée de l'Arroyo Blanco, Zollner et Amos (1973) indiquent que seule la formation Agrio affleure jusqu'à une altitude d'environ 3000 m, alors que Kozlowski et al. (1996) indiquent la présence de la formation Vaca Muerta. Nos

observations de terrain confirment la présence étendue de la formation Agrio qui surmonte la formation Mulichinco, elle-même chapeautant la formation Vaca Muerta.

Dans la plaine de Las Yeseras au pied du Cerro Negro del Tromen, au voisinage de la Véga de la Totora, la formation Huitrín était indiquée en contact direct sur les évaporites de la formation Auquilco, la formation Tordillo étant notée absente. De même, dans la vallée de l'Arroyo Pichichacaico, la formation Vaca Muerta était cartographiée en contact avec les évaporites de la formation Auquilco. Nos observations ne confirment pas ces lacunes et nos levés de coupe montrent au contraire des séries sédimentaires complètes Auquilco – Tordillo – Vaca Muerta (Figure 6.27, Coupe B – B'). Les failles majeures N/S que nous avons observées au niveau de Las Yeseras sont localisées de part et d'autre des lacunes supposées dans l'ancienne carte (Figure 6.27).

Entre le Cerro Bayo et le Cerro Casa de Piedra, l'ancienne carte montrait l'absence de la formation Agrio entre Mulichinco et Huitrín (Holmberg, 1975). Nos observations montrent que Vaca Muerta affleure à cet endroit à la place de la formation Huitrín, confirmant une nouvelle fois l'absence de lacune et une série sédimentaire continue (Figure 6.32).

Les lacunes indiquées dans la carte de Holmberg (1975) pouvaient être interprétées en terme de lacunes sédimentaires ou de contacts anormaux par failles. La vérification de l'absence de ces lacunes simplifie l'interprétation de la structure du versant oriental du Tromen.

Les structures entre la plaine de Las Yeseras, qui correspond à un anticlinal chevauchant déversé vers l'Est, et le versant nord-est du Tromen à structure monoclinale légèrement déformée, sont très différentes. Aucune observation de terrain ne nous permet de voir le passage entre ces deux domaines, mais la différence de structures suggère la présence d'un accident majeur (orienté E/W ?) sous les formations Huecú et Agua Carmonina.

6.3. Structure du Tromen

Le Tromen est un volcan relativement atypique car situé dans une ceinture chevauchante. De plus, la couverture de volcanites qu'il produit est peu épaisse sur un substratum sédimentaire qui affleure à plus de 3000 mètres d'altitude (Figure 6.21). Dans la partie aval de l'Arroyo Blanco, sur le versant occidental, l'épaisseur de basaltes ne dépasse pas 100 mètres. Plus au Nord, aux alentours de Los Barros, le suintement de pétrole de l'Arroyo Cajón Grande (Cruz et al., 1996) atteste probablement de la faible épaisseur de la couverture basaltique. Dans la partie amont, l'épaisseur des volcanites atteint plusieurs

centaines de mètres, mais comparée à la hauteur totale de l'édifice (3000 mètres), la couverture de laves ne représente finalement qu'une fine pellicule, sauf peut être localement sous les sommets du Cerro Wayle et du Tromen.

L'essentiel du relief du Tromen semble donc résulter de la surrection de son substratum mésozoïque de plusieurs milliers de mètres, contrôlée en grande partie par le jeu des chevauchements observés sur le versant oriental. En effet, la formation Vaca Muerta est présente au moins à 1 km sous la surface de la Pampa Tril (donc approximativement au niveau de la mer actuelle) mais affleure à près de 3000 m dans la vallée de l'Arroyo Blanco, soit 4 kilomètres de décalage vertical. Sans donnée fiable sur le volume des roches plutoniques en profondeur sous le Tromen, il est impossible d'estimer la surrection d'origine tectonique par rapport à la surrection d'origine magmatique.

6.4. Relations entre tectonique et volcanisme

Dans la partie sud du Tromen, les axes de plis et les chevauchements ont été décrits comme des structures qui contournent le volcan (Kozlowski et al., 1996; Branquet et Van Wyk de Vries, 2001; Marques et Cobbold, 2002). Au Sud-est les structures N-S deviennent NE-SW à l'approche du volcan ; au Sud-ouest elles se réorientent NNW-SSE (Figure 6.8). Nos nouvelles observations en particulier dans la partie Nord confirment le changement d'orientation des plis et failles autour du volcan (Figure 6.22).

Au Nord-ouest du Tromen, nous avons mis en évidence la présence de plis dans les coulées autour de Los Barros (Figure 6.25 et Figure 6.26). Dans cette zone, les axes des plis sont grossièrement NNE/SSW. Les plis se prolongent via des escarpements, jusque sur les bords de la vallée de l'Arroyo Blanco. Les axes de ces plis et des escarpements sont NNW/SSE et parallèles aux structures du substratum à l'Ouest du Tromen, et deviennent NNE/SSW vers le Nord (Figure 6.20 et Figure 6.25).

A l'Est du Tromen, le front chevauchant et les structures de la plaine de Las Yeseras sont globalement N/S (Figure 6.8). Vers le Nord, ces structures majeures, dont le front chevauchant est en partie masqué par l'épaisse série conglomératique Agua Carmonina, ne se prolongent pas (Figure 6.8). Cependant, les plis et les failles inverses mineurs des sédiments mésozoïques au Nord Est du Cerro Bayo sont orientés NNW/SSE à NW/SE (Figure 6.21). Au Nord du Tromen, à Buta Ranquil, la formation Agrio est affectée par un anticlinal d'orientation NW/SE (Figure 6.8 et Figure 6.22).

La cartographie de toutes les structures tectoniques sur les pentes du Tromen met en évidence une symétrie du champ de déformation de part et d'autre d'un plan vertical E/W passant par le sommet du volcan. De chaque côté de l'édifice, les structures (plis et failles) sont arquées de manière relativement concentrique et contournent l'édifice principal. En s'éloignant du volcan vers l'Est et l'Ouest, la courbure des structures s'estompe, et l'orientation des plis et des failles redevient N/S (Figure 6.22).

Cette géométrie particulière du champ de déformation à proximité du Tromen peut être imputée au poids de l'édifice (Branquet et Van Wyk de Vries, 2001; Marques et Cobbold, 2002). En effet, on sait qu'une surcharge locale créée un champ de contraintes radial, qui peut se superposer à un champ de contraintes régional (Johnson, 1970). La composante radiale de ce champ local induit un champ de déformation concentrique centré sur le sommet de l'édifice.

Cependant, si l'on admet que le volcanisme ne joue qu'un rôle modéré dans l'acquisition du relief, l'origine du relief est essentiellement d'origine tectonique et liée à la surrection ponctuelle du substratum jusqu'à plus de 3000m d'altitude. Pour pouvoir interpréter une surrection ponctuelle il est nécessaire d'envisager une hétérogénéité rhéologique locale en profondeur qui peut correspondre à un niveau de décollement localisé (Ballard et al., 1987). Des variations latérales de faciès dans les sédiments mésozoïques du substratum pourraient expliquer la présence locale d'un niveau de décollement en profondeur (épaississements locaux de niveaux plus argileux ou évaporitiques). Cependant, des magmas non cristallisés en profondeur peuvent aussi jouer le rôle de niveau de décollement ponctuel.

6.5. Age de la déformation

Le chevauchement du Tromen serait une structure associée à la phase Quechua de l'orogenèse andine (Cobbold et Rossello, 2003). L'âge de la fin de l'essentiel de la déformation dans la région du Tromen est estimé à 12 Ma (Kozlowski et al., 1996). Néanmoins, des formations glaciaires quaternaires à proximité de la zone d'étude semblent avoir été affectées par des décalages tectoniques verticaux (Zollner et Amos, 1973). De plus, Cobbold et al. (1995) suggèrent sur la base d'arguments géomorphologiques que la déformation est encore active actuellement. Nos observations de terrain montrent que l'essentiel du raccourcissement est antérieur au volcanisme du Tromen sur le versant occidental, où les coulées de laves sont discordantes sur les accidents du substratum mésozoïque.

Néanmoins les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Tromen ont accumulé une quantité non négligeable de déformation.

(1) Les âges obtenus sur nos échantillons suggèrent que la déformation à l'origine de l'escarpement E3 est plus jeune que 2 Ma. Nous privilégions l'origine tectonique pour cet escarpement, puisqu'il se prolonge vers le Nord par les axes de plis de Los Barros, et au Sud par les failles et plis du socle sédimentaire mésozoïque sous-jacents, dans la vallée de l'Arroyo Blanco (Figure 6.21). Les plis décrits dans les coulées de la région de Los Barros montrent que, sur le versant nord-ouest, une petite partie du raccourcissement tectonique est plus jeune que le dernier million d'années, comme l'indique l'âge de l'échantillon LB 03 (0.99 ± 0.15 Ma).

(2) Les filons E/W faillés de la partie amont de la vallée de l'Arroyo Blanco n'ont pas pu être datés directement. Cependant, les échantillons récoltés sur les filons d'orientations similaires laissent penser que les failles qui affectent une partie des filons E/W sont plus jeunes que 1.61 Ma. On peut rappeler que ces failles sont compatibles avec un régime chevauchant E/W, corrélable avec la déformation régionale.

(3) Nous avons montré (cf. 4.2.1 et 4.2.2) qu'une partie des formations volcano-sédimentaires parmi les plus jeunes du versant est du Tromen sont déformées. D'une manière générale, toutes les déformations sur ce versant sont compatibles avec un raccourcissement E/W. C'est aussi bien le cas des niveaux conglomératiques de la formation Pichichacaico que des niveaux sableux et travertineux de la formation Agua Carmonina. La formation Pichichacaico remanie des coulées dont l'âge est proche des plus anciennes à 2 Ma, confirmant ainsi qu'une partie de la déformation tectonique est plus jeune que 2 Ma.

L'ensemble des structures et des âges démontre que le volcanisme du Tromen est contemporain de la déformation tectonique. Même si l'essentiel du raccourcissement a été acquis antérieurement à la mise en place du volcan, nos observations montrent que la déformation compressive dans la région du Tromen est encore active aujourd'hui.

7. Conclusions

La structure générale du Tromen est schématisée dans la Figure 6.38 qui regroupe de manière synthétique l'ensemble des données recueillies sur le massif.

Le massif du Tromen est en grande majorité constitué par le substratum sédimentaire mésozoïque surélevé jusqu'à plus de 3000 m d'altitude. La partie volcanique, en discordance sur les sédiments mésozoïques, ne représente qu'une pellicule de quelques centaines de mètres d'épaisseur, localement 1000 m.

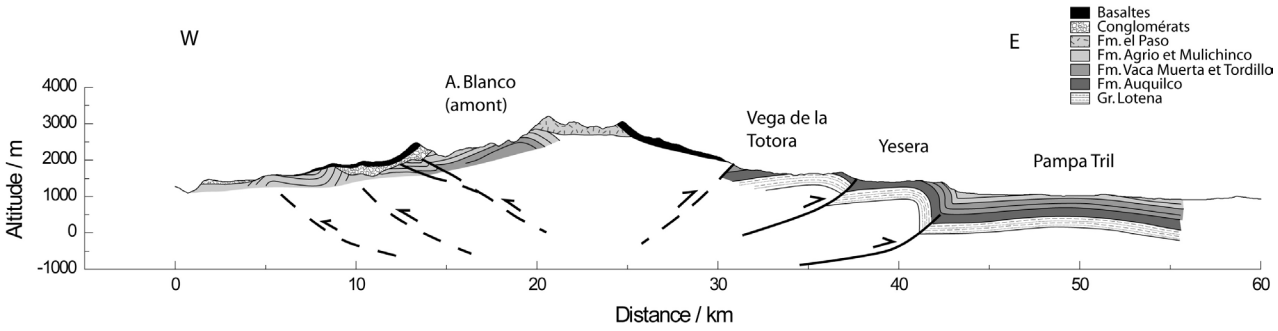


Figure 6.38. Coupe synthétique du massif du Tromen.

Le volcan Tromen est situé au centre d'un système chevauchant à double vergence en « pop up ». Les chevauchements à l'Est du volcan sont à vergence est et les chevauchements sur le versant ouest sont à vergence ouest.

Les formations du substratum mésozoïque les plus profondes affleurent sur le versant est. La structure du substratum du versant occidental suggère que la série sédimentaire est inclinée et basculée vers l'Ouest. Les structures les plus importantes semblent être les chevauchements à vergence vers l'Est du versant oriental, dont le compartiment supérieur aurait été basculé par le jeu des chevauchements et affecté par une déformation de rampe.

Au niveau des chevauchements à vergence est du versant oriental, le niveau de décollement principal n'est pas localisé dans les évaporites de la formation Auquilco. En effet, nos données de terrain montrent, en particulier pour le chevauchement entre la Vega de la Totora et Las Yeseras, que les structures recoupent la formation Auquilco et les séries sous-jacentes du groupe Lotena. Le niveau de décollement est donc plus profond, soit dans la formation Choyoi, soit dans la formation Molles ou encore plus profondément dans le socle, comme le suggéraient Kozlowski et al. (1996) et Zapata et al. (1999). Le niveau de décollement principal sur lequel s'enracine les chevauchements orientaux du massif Tromen est probablement commun avec les niveaux de décollement sous la Cordillera del Viento (Cobbold et Rossello, 2003), Filo Morado et la Sierra Reyes.

L'âge de la déformation est contraint par les résultats de géochronologie. L'essentiel de la déformation est accumulée avant le début de l'activité volcanique du Tromen (2 Ma). En revanche, une quantité non négligeable de déformation a eu lieu pendant la période d'activité du Tromen. Une partie de cette déformation est plus jeune que 2 Ma, voire 1 Ma, et semble plus importante sur le versant oriental que sur le versant occidental. On peut raisonnablement considérer que la déformation est encore active actuellement. Les magmas non cristallisés en profondeur peuvent aussi favoriser les décollements au moins au cours des 2 derniers Ma d'activité.

Chapitre 7

Synthèse

1 Comparaison entre les résultats expérimentaux et géologiques

Au cours de cette étude, nous avons étudié les interactions mécaniques entre la tectonique compressive et la mise en place des magmas. Ce travail a été réalisé à travers une approche expérimentale analogique, visant à comprendre les mécanismes et les processus qui nous intéressent, et une approche de terrain, visant à illustrer nos propos par un exemple naturel. Bien que ces deux approches soient indépendantes, la comparaison des résultats obtenus à partir de chacune d'elles permet d'approfondir nos interprétations, et de comprendre les mécanismes responsables de la formation des structures du Tromen.

1.1 L'asymétrie des structures tectoniques et du volcanisme

Les résultats obtenus dans le Chapitre 6 montrent que la structure du substratum du Tromen est asymétrique. Les structures chevauchantes principales qui affectent les séries mésozoïques sont à vergence vers l'Est, et sont localisées sur le versant oriental du Tromen (Figure 7.1). En outre, la répartition des coulées volcaniques est également asymétrique car les coulées recouvrent une grande surface du versant occidental (Los Barros, Cerro Wayle), le versant oriental n'étant recouvert que ponctuellement par quelques coulées (Figure 7.1). Cette asymétrie en surface traduit une asymétrie de la répartition du magmatisme en profondeur.

Dans les expériences de la série A (Chapitre 4), dans lesquelles l'injection du liquide est synchrone de la déformation, les structures tectoniques et magmatiques obtenues sont également asymétriques (Figure 7.1). Les structures tectoniques principales sont à vergence vers la droite, alors que les intrusions sont principalement localisées dans la partie gauche du modèle (Figure 7.1).

Au niveau du Tromen comme dans les expériences, la déformation est asymétrique à vergence vers l'Est / la droite, et la répartition du magmatisme est essentiellement sur le versant occidental / à gauche. Cette analogie suggère que l'essentiel des intrusions qui alimentent le volcanisme du Tromen soit localisé sous le versant occidental du Tromen.

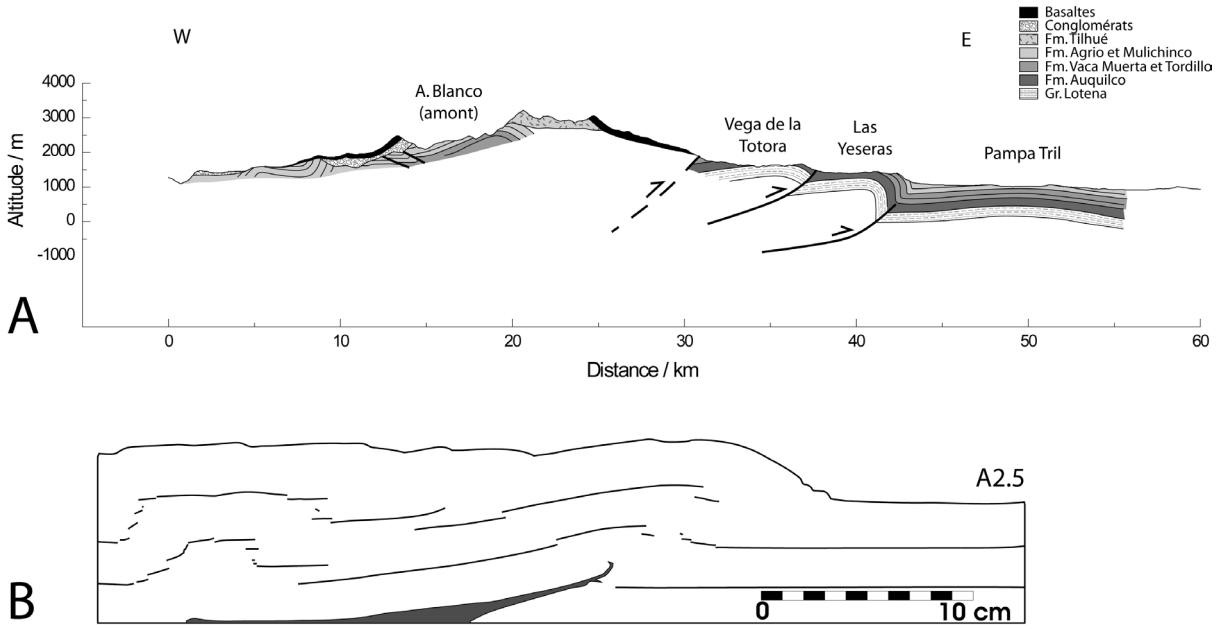


Figure 7.1. Comparaison de coupes géologiques et expérimentales. **A**. Coupe géologique synthétique du massif du Tromen (Chapitre 6) ; **B**. Un exemple de coupe longitudinale obtenu dans nos expériences. Il s'agit de l'expérience A2.5 (Chapitre 4).

1.2 Orientation et géométrie des intrusions magmatiques

La plupart des structures tectoniques observées dans le massif du Tromen sont des chevauchements orientés N/S, correspondant à un champ de contraintes compressif où σ_1 est horizontale orientée E/W et σ_3 est vertical. Dans un tel régime de contraintes, l'orientation des intrusions magmatiques, et en particulier des fractures hydrauliques, est horizontale (Hubbert and Willis, 1957). Dans nos expériences, nous observons effectivement que le liquide se met en place préférentiellement horizontalement lorsque le champ de contraintes est compressif.

Or, la plupart des intrusions observées dans le massif du Tromen sont des filons verticaux d'orientation E/W, parallèles à la direction de raccourcissement. Cette orientation est compatible avec un champ de contraintes où σ_1 est horizontale (orientée E/W) et σ_3 également, perpendiculaire à la direction de raccourcissement (Hubbert and Willis, 1957).

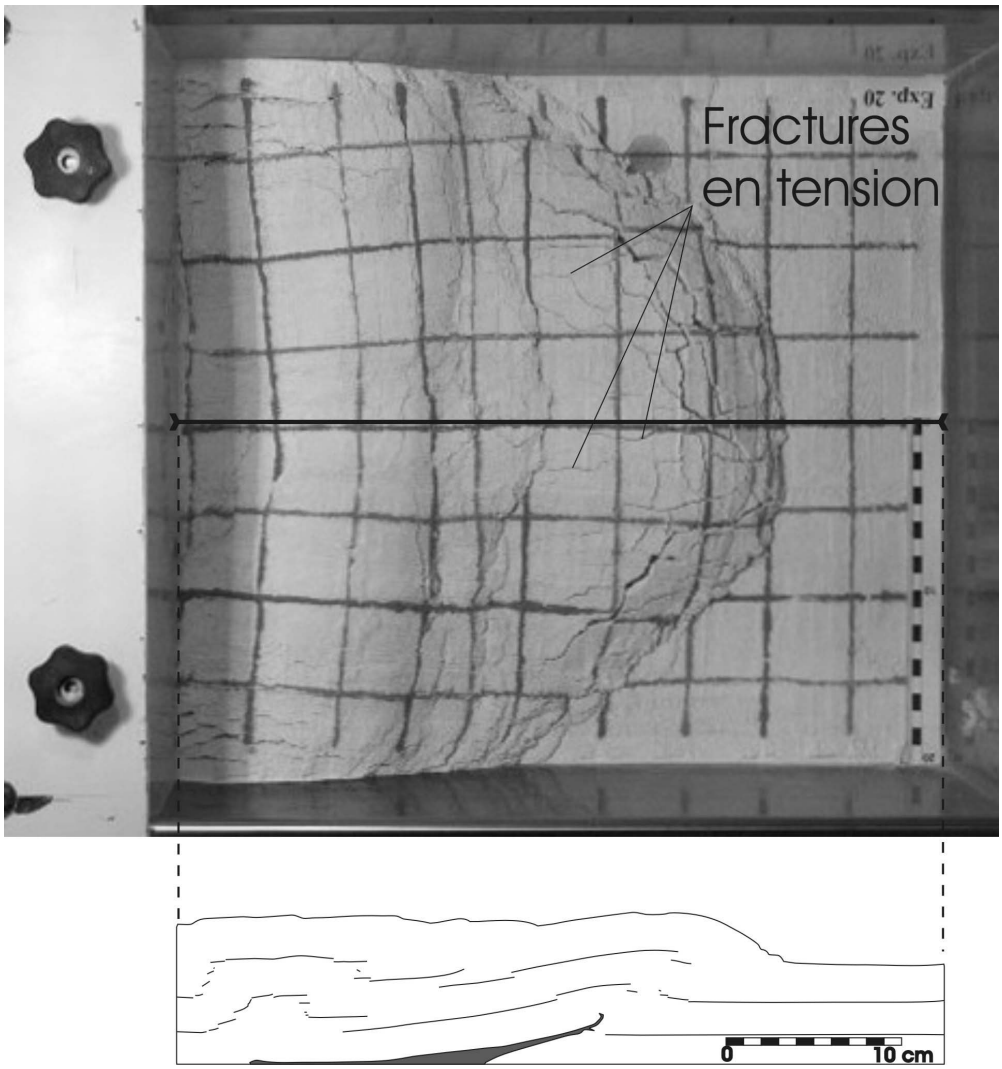


Figure 7.2. Vue de surface et coupe longitudinale de l'état final de l'expérience A2.5 (Chapitre 4). Le trait noir sur la vue de surface localise la coupe. En surface, de nombreuses fractures en tension parallèles à la direction de mouvement du piston apparaissent sur la partie surélevée du plateau non déformé.

Les filons verticaux orientés E/W ont été observés au cœur de l'édifice, qui correspond à une zone surélevée de près de 2000 m par rapport à l'altitude moyenne de la région. Une telle surcharge locale induit un champ de contraintes local, qui s'ajoute au champ de contraintes compressif régional. En surface, ce champ local s'exprime par une extension perpendiculaire à la direction de raccourcissement (Johnson, 1970; Barberi et al., 2000). Une extension équivalente a été observée dans nos modèles (Figure 7.2), au sommet du plateau non déformé surélevé, se traduisant en surface par des fractures en tension verticales, parallèles à la direction de raccourcissement. L'analogie entre les expériences et le Tromen suggère que la mise en place des filons E/W à proximité de la surface soit contrôlée en partie par la topographie du volcan.

La géométrie des intrusions profondes sous le volcan Tromen n'a pas été observée. Dans nos expériences, la mise en place des intrusions de liquide à la base des modèles est contrôlée par le champ de contraintes et de déformation compressif, et les intrusions sont en grande partie horizontales et remontent dans les chevauchements. Par analogie, nous supposons que les intrusions profondes sous le Tromen soient en partie horizontales, sous forme de sills ou de laccolites.

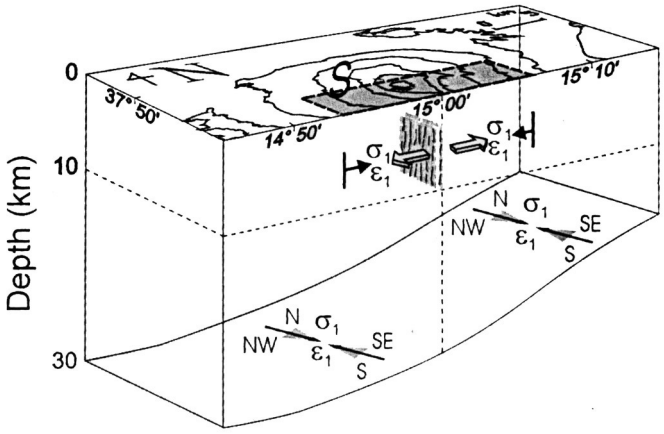


Figure 7.3. Représentation du champ de déformation sismique sous le mont Etna (Barberi et al., 2000). L'orientation E/W de la contrainte compressive maximale dans les 10 premiers kilomètres sous le secteur S (grisé) est interprétée comme résultant de la pression des magmas mis en place le long de structures sub-verticales. Le champ de contraintes compressif N/S à NW/SE aux profondeurs > 10 km est expliqué en terme de tectonique régionale due à la convergence Afrique-Asie.

La superposition d'un régime tectonique extensif en surface et d'un régime compressif en profondeur s'observerait également sur le volcan Etna (Barberi et al., 2000). Comme le Tromen, le régime de contraintes en profondeur sous l'Etna serait compressif chevauchant d'orientation N/S, et en surface extensif E/W, perpendiculaire à la direction de raccourcissement (Figure 7.3, Barberi et al., 2000). La géométrie des conduits magmatiques au niveau de la transition entre les domaines compressif et extensif n'est pas connue.

Des structures équivalentes existent dans des bassins sédimentaires, où des volcans de boue se sont mis en place au sommet de structures anticlinales chevauchantes. les sédiments remobilisés par des fluides sous pression remontent, dans un premier temps le long de chevauchements puis, dans un deuxième temps verticalement le long de fractures hydrauliques induites par la surpression des fluides au cœur d'anticlinaux (Figure 7.4, Fowler et al., 2000).

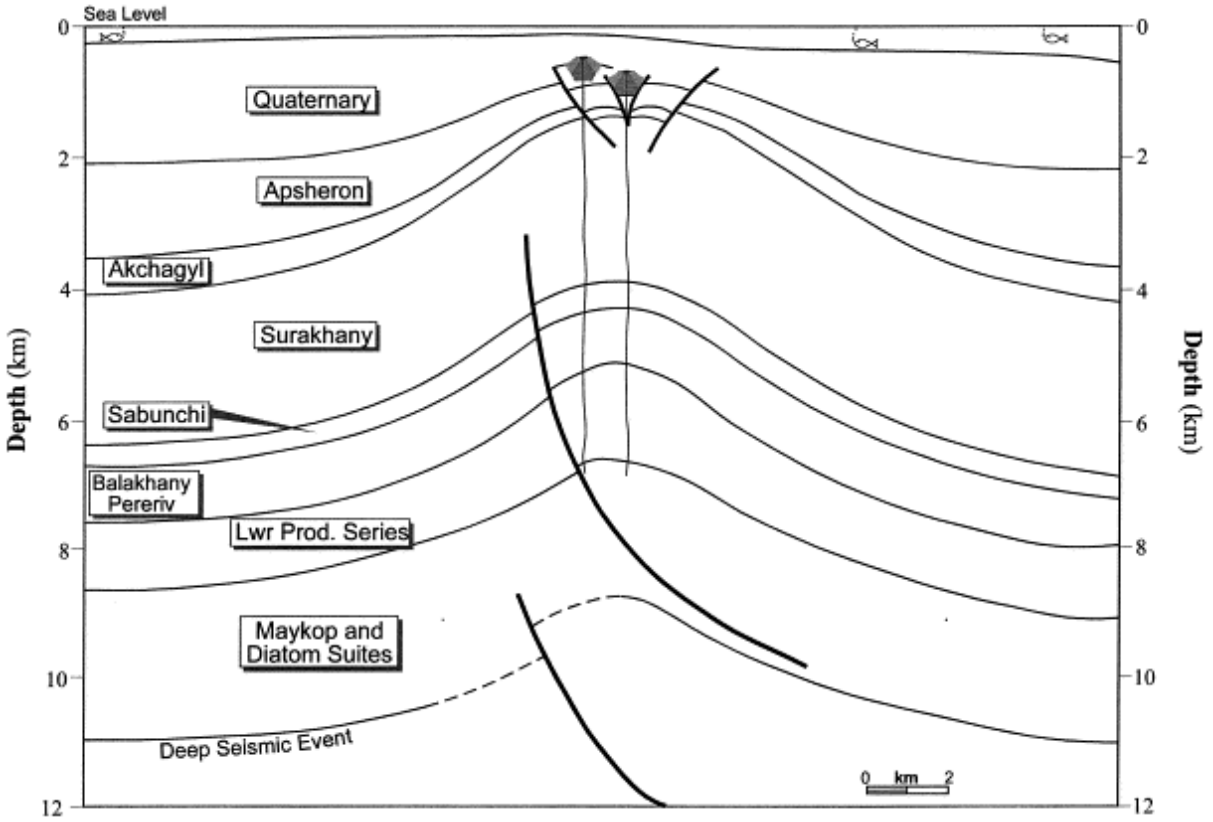


Figure 7.4. Figure 7.schématique de la mise en place des volcans de boue au cœur d'un anticlinal chevauchant, dans la région de Chah Deniz, mer Caspienne (Fowler et al., 2000). La surpression de fluide est générée dans la Lwr. Prod. Series, et les fluides remontent verticalement au cœur de l'anticlinal.

Sur la base de nos expériences, nous proposons qu'il y ait deux niveaux structuraux sous le Tromen. Dans le niveau inférieur profond, le champ de contraintes est compressif et les magmas se propagent sub-horizontalement ou remontent le long des chevauchements orientés N/S et à vergence vers l'Est ; dans le niveau supérieur, le champ de contraintes est localement extensif selon une direction N/S, et les magmas remontent verticalement le long de dykes E/W.

1.3 Géométrie des chevauchements

L'analyse structurale du massif du Tromen nous a permis d'établir la structure d'ensemble du massif. Il apparaît que les structures tectoniques (failles et plis) sont arquées et contournent l'édifice. En conclusion du Chapitre 6, nous avons proposé deux hypothèses pour

expliquer la forme arquée des chevauchements autour du Tromen, et pour déterminer l'âge des structures tectoniques.

(1) La majorité de la déformation est antérieure à l'activité magmatique du Tromen, et la forme arquée des structures est le résultat d'un décollement sur un niveau sédimentaire localisé.

(2) La majorité de la déformation est acquise pendant la période d'activité du Tromen, la forme arquée des structures est le résultat d'un décollement sur une intrusion magmatique sous le Tromen.

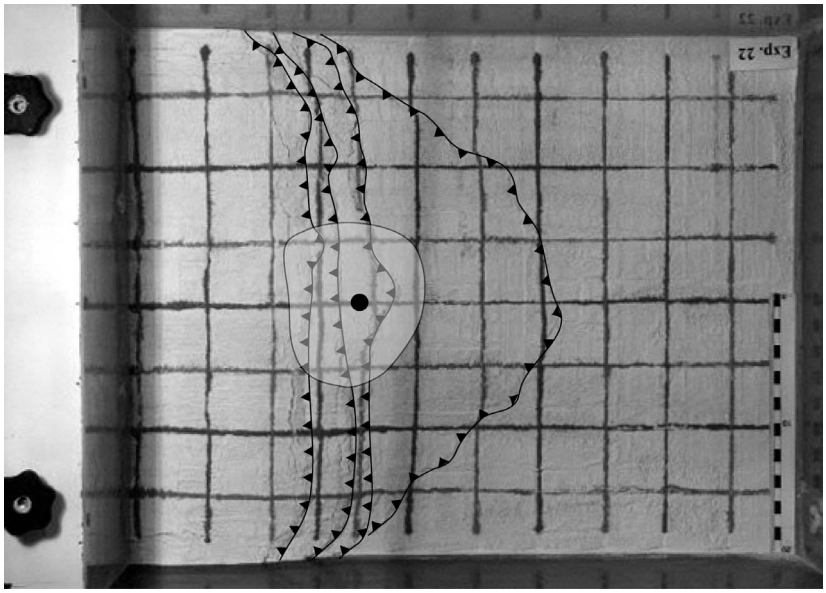
La première hypothèse implique que la déformation ait lieu avant le début de l'activité magmatique. La discordance des coulées basaltiques du versant occidental du Tromen sur le substratum sédimentaire intensément déformé montre qu'une grande quantité de déformation a effectivement eu lieu sur ce versant avant la période d'activité magmatique. Cependant, les principales structures arquées, qui semblent contrôler la surrection du massif et de son substratum sédimentaire jusqu'à 3000 m, sont situées sur le versant oriental du Tromen. Si ces structures ont joué avant le début de l'activité magmatique du Tromen, il est nécessaire d'identifier un niveau de décollement localisé, contenu dans le substratum du Tromen. Or, aucune hétérogénéité majeure pouvant constituer un niveau de décollement localisé ne semble documentée dans le socle triasique et paléozoïque, dans lequel s'enracine le chevauchement du Tromen (et probablement de la Cordillera del Viento, Chapitre 6 ; Figure 7.1 ; Zollner and Amos, 1973; Holmberg, 1975; Vergani et al., 1995; Kozlowski et al., 1996).

Les chevauchements arqués autour du Tromen pourraient également être le résultat de la réactivation de failles normales liées à la phase de rifting au cours du Lias, comme c'est le cas ailleurs dans la région (Cobbold and Rossello, 2003). Dans ce cas, la trace cartographique de ces chevauchements devrait être rectiligne, et non arquée autour du relief du Tromen.

Enfin, si la surrection du massif était acquise avant le début de l'activité magmatique et volcanique du Tromen, les éruptions auraient eu lieu préférentiellement au pied du relief, comme l'ont démontré les travaux expérimentaux et théoriques de Hyndman and Alt (1987) et Pinel and Jaupart (2004). Or l'essentiel des éruptions du Tromen ont eu lieu dans la partie sommitale.

Ainsi, aucun niveau de décollement localisé n'a été identifié sous le Tromen, et la géométrie des chevauchements arqués ne peut pas résulter de la réactivation de failles normales liasiques. Ceci suggère que la formation des chevauchements arqués et la surrection du massif du Tromen n'aient pas eu lieu avant le début de l'activité magmatique du Tromen.

A



B

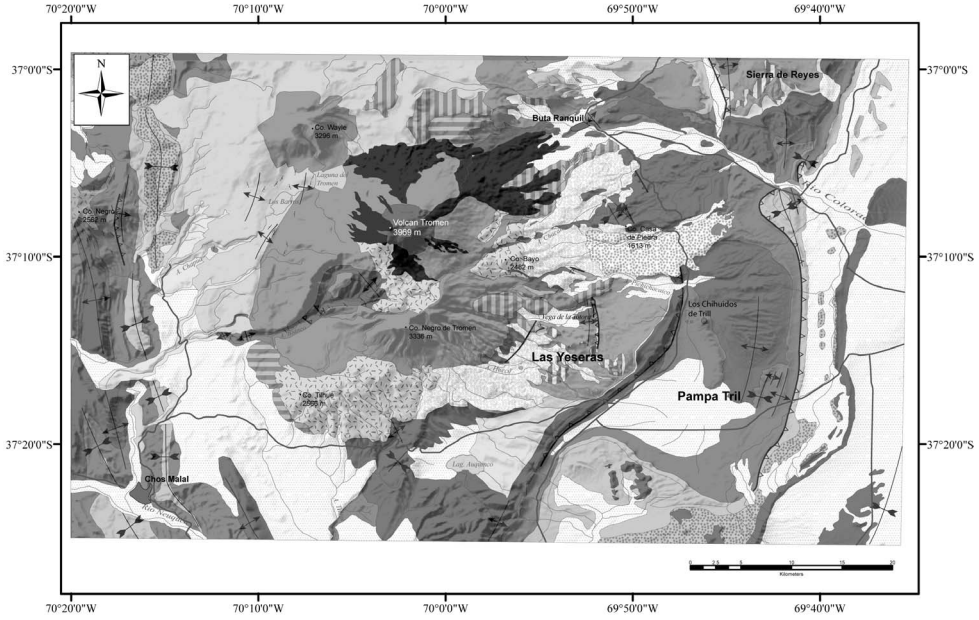


Figure 7.5. Comparaison des structures obtenues expérimentalement et des structures du Tromen : vues en carte. **A**. Vue de surface de l'expérience A1.4 (Chapitre 4). La zone grisée correspond à la base de l'intrusion de liquide. **B**. Carte géologique du volcan Tromen. La légende est la même que la carte présentée dans le chapitre 6. La comparaison entre les deux figures met en évidence la forme arquée des chevauchements dans les expériences et sur le Tromen.

La deuxième hypothèse implique la présence sous le Tromen d'une intrusion magmatique (ou plusieurs) à l'origine de la forme arquée des chevauchements observés sur le versant oriental du Tromen. Dans nos expériences, la forme arquée des chevauchements est

essentiellement due à la présence de liquide dans les modèles (Chapitre 4, Figure 7.5). L'intrusion de liquide correspondant à un niveau de décollement localisé, il contrôle la position des chevauchements au niveau de sa terminaison externe et induit la formation d'un plateau non déformé qui glisse sur ce niveau (Figure 7.1, Chapitre 4). La terminaison externe de l'intrusion n'étant pas rectiligne, le chevauchement enraciné sur celle-ci est de forme arquée (Figure 7.5).

Le plateau non déformé (ou peu déformé) dans les expériences correspond au versant occidental du Tromen (Figure 7.1). Sur ce versant, la principale phase de déformation a eu lieu avant l'activité volcanique du Tromen, si bien que ce versant, hormis quelques plis de faible amplitude dans des coulées basaltiques, s'est comporté comme un bloc quasiment rigide pendant la période d'activité volcanique du Tromen (Figure 7.1). En revanche, dans les expériences, toute la déformation est accommodée par les structures arquées (Figure 7.1), qui correspondent avec les chevauchements du versant est. La comparaison entre les expériences et le Tromen suggère donc que l'essentiel de la déformation ait été accommodé par les structures chevauchantes du versant est du volcan. La présence de conglomérats de la formation Pichichacaico incorporé dans un mélange tectonique de grande dimension atteste de l'intensité de la déformation sur ce versant pendant l'activité du Tromen.

La forme arquée des chevauchements sur le versant est du Tromen est attribuée à la présence d'intrusions magmatiques sous le versant occidental du volcan. Cette conclusion implique qu'une partie de la déformation ait eu lieu pendant la période d'activité du volcan, et que la surrection du massif soit en grande partie contemporaine du volcanisme. La comparaison entre les données géologiques et les expériences suggère également que presque toute la déformation pendant cette période ait été accumulée sur le versant oriental, et que le versant occidental se soit comporté comme un bloc semi-rigide.

1.4 Age de la déformation dans le bassin de Neuquén

La surrection d'une grande partie du massif du Tromen pendant la période d'activité du volcan implique une tectonique très active dans la région au cours du Quaternaire. Cette interprétation rajeunit considérablement l'âge de la déformation, considérée comme quasiment terminée à partir de 12 Ma (Kozlowski et al., 1996). Les âges que nous avons obtenus suggèrent que le relief et la forme arquée du chevauchement aient été acquis lors des deux derniers millions d'années.

Cependant il est très vraisemblable que l'activité magmatique débute antérieurement car des magmas étaient sans doute présents en profondeur avant que les premières manifestations volcaniques aient eu lieu en surface. En effet les premières laves du Tromen apparaissent, à travers leurs caractéristiques pétrographiques, relativement différenciées (Chapitre 6) et ont donc été temporairement stockées en profondeur avant d'être émises à la surface. Dans tous les cas et même si l'on considère que notre échantillonnage en vue des datations ait fait abstraction des émissions les plus anciennes du Tromen, il nous parait impossible de reculer jusqu'à 12 Ma les effets du magmatisme sur la tectonique du Tromen.

Dans l'histoire géologique que nous envisageons, le relief actuel du Tromen, haut de 3000 m, pourrait avoir été acquis en près de 3 Ma avec une vitesse de surrection tectonique de l'ordre de 1 $mm.an^{-1}$. Cette estimation apparaît parfaitement raisonnable.

1.5 Effets du milieu stratifié sur la mise en place des magmas

Les expériences du Chapitre 5 montrent que la présence d'un milieu stratifié peut influencer la mise en place des magmas. C'est en particulier le cas lorsque qu'il n'y a pas de déformation : une stratification permettant un plissement de la série sédimentaire favorise l'expansion latérale d'une intrusion. En revanche, une série sédimentaire qui se plisse peu ou de faible résistance limite l'expansion latérale des intrusions, et se fracture sous l'effet de la surpression magmatique. Dans tous les cas, un niveau non compétent épais stoppe la remonté du liquide par fracturation hydraulique.

En revanche, l'influence d'une stratification ne semble pas de premier ordre dans les expériences avec du raccourcissement. La déformation peut, dans certains cas, occasionner un plissement qui contrôlerait la mise en place du magma au cœur d'un pli anticlinal. Mais dans la plupart des cas, la géométrie des expériences avec un milieu stratifié est très semblable à celle des expériences en milieu homogène.

Sous le Tromen, le niveau de décollement semble localisé dans le socle du bassin de Neuquén, en dessous de la série mésozoïque stratifiée. Nous avons considéré que ce niveau de décollement correspondait à une intrusion magmatique, qui se serait mise en place en dessous de la série stratifiée du bassin de Neuquén. Dans le cas du Tromen, il est donc probable que la stratification de la série sédimentaire n'influence pas directement la mise en place du magma.

1.6 Volume des intrusions

Dans le massif du Tromen, les résultats du Chapitre 6 montrent que l'essentiel du volume du massif est constitué par le substratum sédimentaire, surélevé par le jeu des chevauchements arqués du versant oriental. Sur un relief de plus de 3000 m de hauteur, l'épaisseur des coulées volcaniques est en moyenne estimée entre 300 m et 500 m. De plus, très peu d'intrusions magmatiques ont été observées dans le cœur du massif ; les seules véritables intrusions décrites sont les filons E/W et les sills de l'Arroyo Blanco qui ne représentent qu'un volume négligeable.

L'estimation de la proportion du relief constitué par les volcanites à partir des observations de surface permet d'estimer la valeur du paramètre *R* défini dans le Chapitre 4, et qui quantifie les proportions relatives d'épaississements tectonique et magmatique. Moyenné sur la période d'activité du Tromen, *R* est obtenu directement par la relation h_t / h_m , où h_t et h_m sont respectivement les épaisseurs d'origine tectonique et magmatique (Figure 7.6). Sur un relief de 3000 m, et en prenant les valeurs de h_m entre 300 m et 500 m, on déduit que la valeur de *R* est comprise entre 9 et 5. Ces deux valeurs indiquent que l'épaississement tectonique est prépondérant sur l'épaississement magmatique pendant la formation du massif du Tromen.

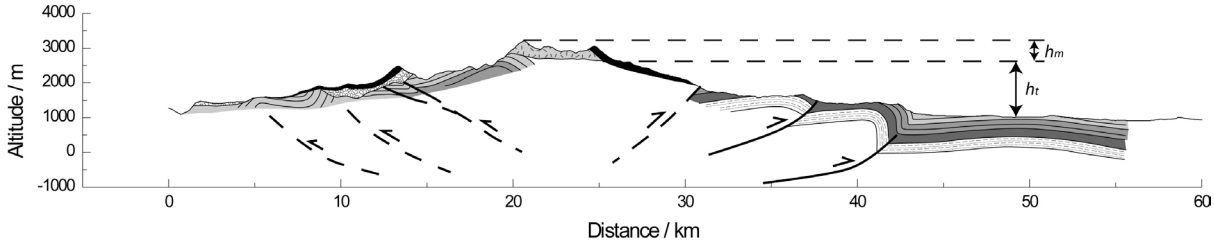


Figure 7.6. Coupe géologique du Tromen. h_t correspond à l'épaisseur d'origine tectonique et h_m à l'épaisseur d'origine magmatique. Voir le texte pour les explications. La légende est identique à celle de la Figure 7.1.

Les expériences dont la valeur de *R* est comprise entre 5 < R < 9 sont les expériences A3.2 (R = 7.89) et A2.5 (R = 7.49) qui ont livré des résultats similaires. De l'expérience A2.5 par exemple (Figure 7.1), la coupe nous permet d'extrapoler la géométrie des structures que l'on peut attendre sous un volcan comme le Tromen. Toutes les caractéristiques de la coupe géologique du volcan se retrouvent sur cette coupe expérimentale : structure asymétrique, chevauchements à vergence vers l'Est / la droite, versant occidental / gauche peu déformé et entièrement basculé vers l'Ouest / la gauche.

Le plateau non déformé dans l'expérience A2.5 mesure près de 17 cm de largeur (Figure 7.1). Compte tenu du rapport d'échelle entre le modèle et le cas géologique (10^{-5} à 10^{-4}, Chapitre 3), nous devrions nous attendre à observer un plateau non déformé entre 2 km et 20 km de largeur. Cette valeur déduite des expériences est compatible en première approximation avec la largeur du plateau volcanique sur le versant occidental (de 10 à 20 km entre les vallées de l'Arroyo Chapúa et de l'Arroyo Blanco), qui peut être considéré comme l'équivalent sur le Tromen du plateau non déformé.

1.7 Bilan

La comparaison entre le volcan Tromen et nos expériences nous permettent de compléter les connaissances de la géologique du Tromen.

(1) Les intrusions en profondeur sous le massif du Tromen sont horizontales du fait de la compression tectonique, sous forme de sills ou de laccolites ; elles sont situées sous le versant occidental. A proximité de la surface, les intrusions sont des dykes verticaux E/W du fait du relief du massif du Tromen qui induit un champ de contraintes extensif.

(2) La forme arquée du chevauchement du Tromen, sur le versant est du volcan, est sans doute induite par la présence d'intrusions en profondeur, situées sous le sommet ou sous le versant occidental du Tromen.

(3) L'essentiel de la déformation et de la surrection du massif a eu lieu pendant la période d'activité du volcan, i.e. au cours des 2 à 3 derniers millions d'années.

(4) Pendant cette période, la déformation était active essentiellement au niveau du versant oriental, le versant occidental n'accumulant qu'une faible déformation et se comportant comme un bloc semi-rigide.

2 Perspectives expérimentales

Le rapport d'échelle de notre modèle expérimental est de 10^{-4} à 10^{-5}, i.e. 1 cm dans le modèle représente 100 m à 1km, si bien que les modèles sont représentatifs de la mise en place de magmas à l'échelle d'un bassin. Cependant, le magmatisme et la tectonique sont des processus qui peuvent agir à l'échelle crustale, voire lithosphérique (par exemple Watanabe et al., 1999). Dans un autre registre, les phénomènes agissant lors de la mise en place

d'intrusions sédimentaires, résultant de surpressions de fluides dans des séries sédimentaires, sont similaires aux processus de mise en place des magmas.

Nos modèles peuvent-ils être représentatifs de processus à l'échelle crustale ? Sont-ils également représentatifs de la mise en place des intrusions sédimentaires ? Afin de le vérifier, nos expériences sont comparées à des structures d'échelle crustale dans les Andes Centrales d'un côté, et d'un autre côté à des intrusions sédimentaires.

2.1 Modélisation à l'échelle crustale : les Andes ?

Si les expériences sont représentatives de processus à l'échelle crustale, les structures obtenues expérimentalement doivent pouvoir être observées à l'échelle de la croûte. Pour ce faire, nous avons comparé nos expériences avec les Andes Centrales, où l'activité magmatique est contemporaine d'une tectonique compressive (Zoback et al., 1989; Zoback, 1992; Schäfer and Dannapfel, 1994), caractérisée par une déformation chevauchante (par exemple Scheuber et al., 1994).

Avant de comparer les Andes Centrales et les expériences, nous présentons rapidement la structure crustale de la chaîne andine, ainsi son histoire géologique.

2.1.1 Structure des Andes Centrales

Au cours d'un DEA effectué à Géosciences Rennes en 1997, Nicolas Boudesseul (1997) a compilé les données tectoniques et magmatiques à l'échelle des Andes Centrales, sous la forme d'une carte (Figure 7.7), sur laquelle les structures tectoniques et les formations volcaniques des Andes Centrales sont représentées, et d'une coupe à l'échelle crustale (Figure 7.8). Les principales conclusions tirées de ces documents sont les suivantes.

(1) La structure globale des Andes Centrales et de l'Altiplano correspond à un pop-up à l'échelle de la croûte. La bordure occidentale est marquée par un système chevauchant à vergence vers l'Ouest qui induit la surrection de la Cordillère occidentale (Muñoz and Charrier, 1996; Arriagada et al., 2002; Garcia et al., 2002). La bordure orientale est marquée par une structure chevauchante à vergence est, de style thick-skinned sous la Cordillère orientale, puis de type thin-skinned sous la zone sub-andine (Kley, 1996; Kley et al., 1996; Allmendinger and Zapata, 2000). Entre les deux, le plateau de l'Altiplano correspond à un bloc qui s'est peu déformé au cours des 10 Ma (Allmendinger and Gubbels, 1996; Lamb et al., 1997).

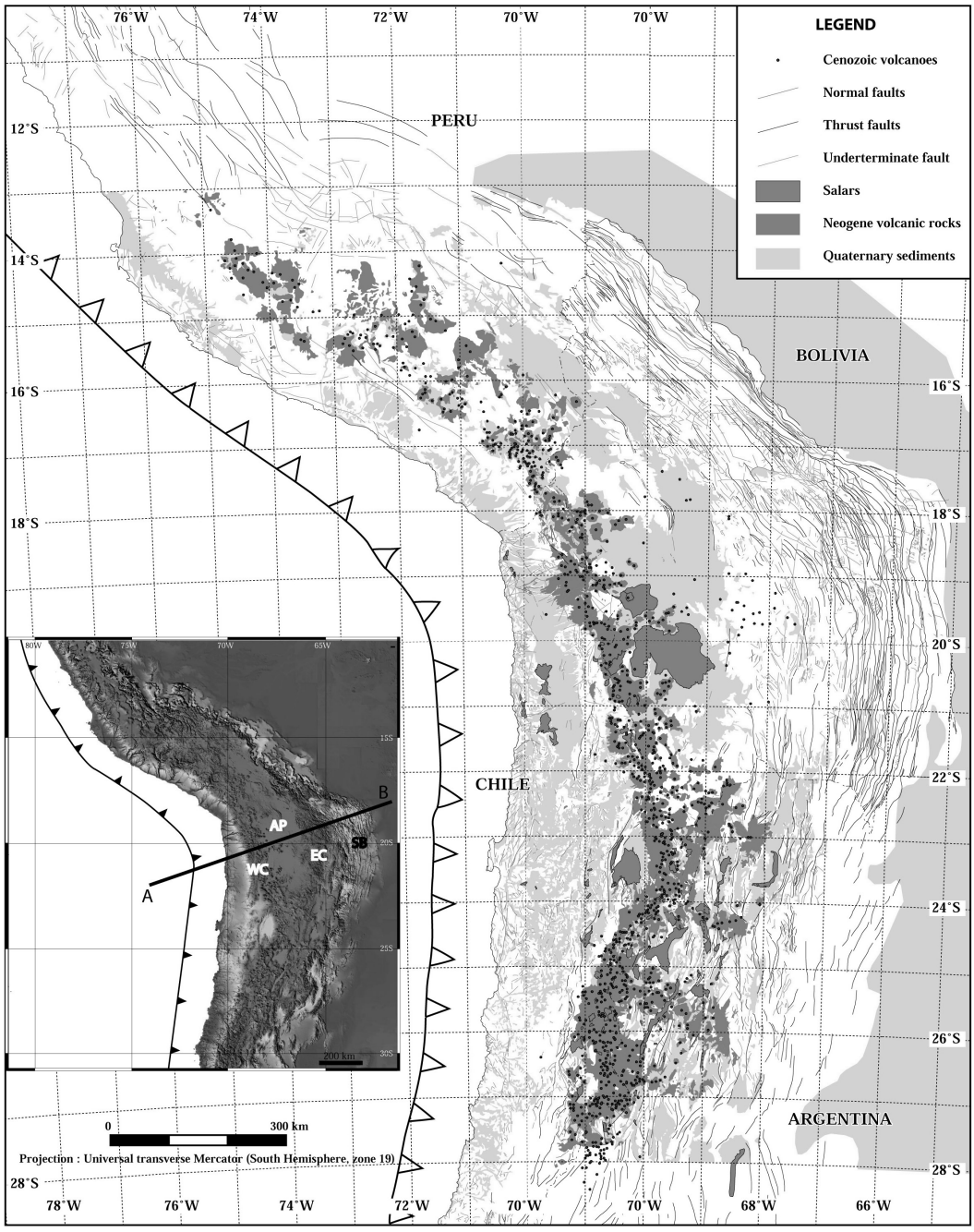


Figure 7.7. Carte structurale des Andes Centrales (Boudesseul, 1997). La carte principale représente les structures et les formations volcaniques et sédimentaires. L'encadré en bas à droite montre la topographie de la zone cartographiée et la position A-B de la coupe de la Figure 7.8. WC : Western Cordillera. AP : Altiplano Plateau. EC : Eastern Cordillera. SB : Subandean Zone.

(2) L'arc volcanique dans les Andes Centrales est principalement situé au sommet de la cordillère occidentale (Thorpe et al., 1982; Boudesseul, 1997). Il est limité sur sa bordure occidentale par un front rectiligne, et sa limite orientale est dentelée et marquée par des

alignements volcaniques transverses à la chaîne. Ces alignements coïncident avec des linéaments tectoniques transversaux qui parcourent l'Altiplano (Marrett and Emerman, 1992; Matteini et al., 2002a; Matteini et al., 2002b).

(3) Les structures profondes sous les Andes Centrales sont imagées grâce aux prospections géophysiques, comme la sismique réflexion (Wigger et al., 1994; Schmitz et al., 1997; Schmitz et al., 1999), tomographies sismique (Dorbath and Granet, 1996; Whitman et al., 1996; Dorbath and Masson, 2000; Yuan et al., 2000; Schurr et al., 2003) et électromagnétique (Schwarz et al., 1994; Schwarz and Krüger, 1997), et gravimétrie (Götze et al., 1994; Kley et al., 1996). Les images profondes montrent en général une zone partiellement fondue située sous l'Altiplano au-delà de 20 km de profondeur. Sous la cordillère occidentale, cette zone correspond à une langue à pendage vers l'Est, qui se prolonge en surface par le système chevauchant occidental. Sous la Cordillère Orientale, le domaine partiellement fondu présente un pendage vers l'Ouest, et se prolonge en surface par le système chevauchant à vergence Est responsable de la surrection de la Cordillère Occidentale.

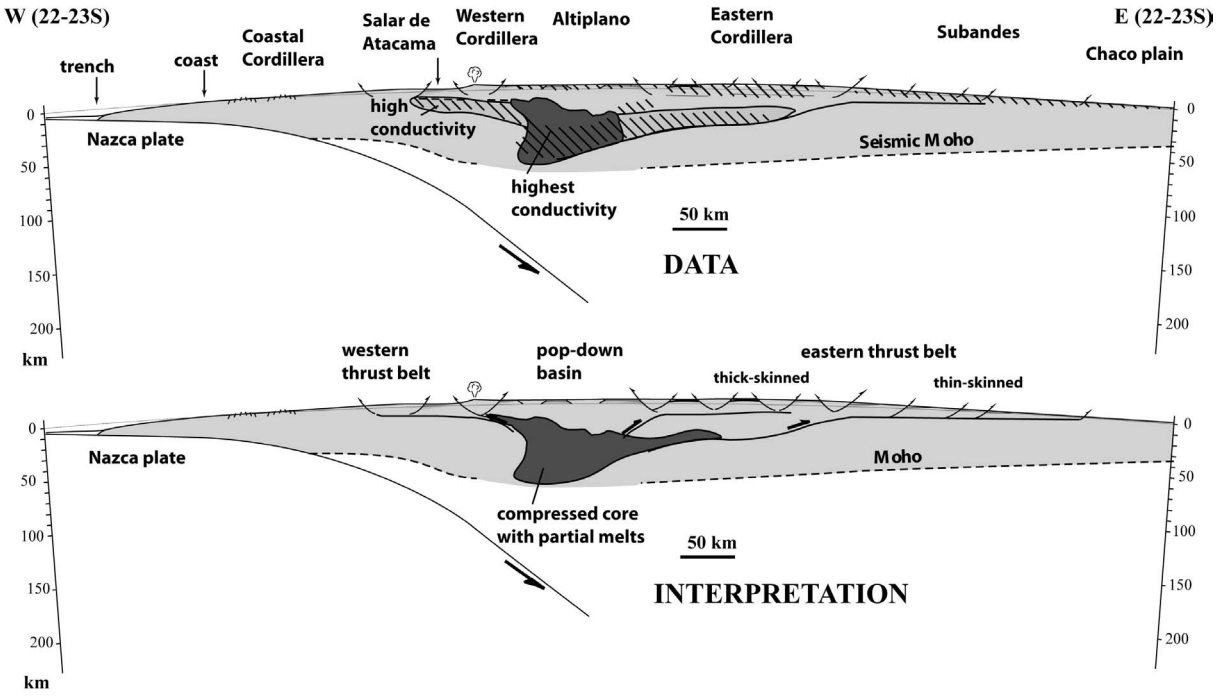


Figure 7.8. Coupe schématique des Andes Centrales (localisée sur la Figure 7.7). La première coupe présente les données (structures tectoniques d'après Muñoz and Charrier, 1996; Lamb et al., 1997 ; tomographie profonde d'après Wigger et al., 1994; Schwarz and Krüger, 1997; Yuan et al., 2000). La deuxième coupe présente l'interprétation et le lien entre les structures observées en surface et les structures profondes.

Cette compilation montre l'existence d'un plateau peu déformé (l'Altiplano), situé au-dessus d'une zone partiellement fondue. De plus, les zones partiellement fondues semblent confondues avec les chevauchements crustaux, ce qui suggère que les magmas remontent le long des chevauchements.

Dans nos expériences, qui sont représentatives de processus à l'échelle d'un bassin, on retrouve également un plateau non déformé situé au-dessus d'une zone fluide. De plus, le liquide injecté dans nos modèles remonte également le long des chevauchements.

La comparaison entre les structures obtenues dans nos expériences et la structure des Andes Centrales met en évidence des similitudes : on retrouve un plateau peu ou pas déformé limité par des systèmes chevauchants, et situé au-dessus d'une zone liquide ou partiellement fondue, ainsi qu'une langue de matériel fluide en partie injectée dans un chevauchement.

Afin de vérifier si les structures tectoniques des Andes Centrales, en particulier le plateau non déformé, résultent d'une interaction entre la déformation tectonique et l'activité magmatique, il est nécessaire de vérifier si l'évolution de l'activité magmatique est corrélée dans le temps avec la formation du plateau.

2.1.2 Evolution tectonique et magmatique des Andes Centrales

L'activité volcanique dans les Andes Centrales a probablement débuté dès le Jurassique (Forsythe, 1982), puis a migré vers l'Est en formant plusieurs arcs jusqu'à l'arc actuel (Scheuber and Reutter, 1992). L'histoire géologique décrite ne correspond qu'à la période d'activité de l'arc actuel, qui a débuté à l'Oligocène Supérieur-Miocène Inférieur.

Avant 20 Ma, la déformation était répartie dans la Cordillère Orientale, l'Altiplano, et un peu dans la Cordillère Occidentale, si bien qu'à l'échelle de la croûte, le mode de déformation pouvait être considéré en cisaillement pur (Allmendinger and Gubbels, 1996). Les Andes Centrales étaient à une altitude modérée (< 2000 m ; Lamb et al., 1997; Gregory-Wodzicki, 2000), et la vitesse de surrection était quasiment nulle (Figure 7.9 ; Gregory-Wodzicki, 2000). La vitesse de raccourcissement répartie sur toute la chaîne était également modérée (près de 5 mm/an ; Figure 7.9 ; Hindle et al., 2002)), et l'épaisseur crustale ne dépassait pas 40 km (Figure 7.9 ; Trumbull et al., 1999; Gregory-Wodzicki, 2000). L'activité de l'arc magmatique moderne des Andes Centrales était également réduite, voire nulle entre l'Oligocène et le Miocène, et la largeur de l'arc n'excédait pas 100 km (Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997).

La période entre 20 Ma et 14 Ma marque une légère accélération de la surrection des Andes Centrales (autour de 0.05 mm/an, Figure 7.9 ; Gregory-Wodzicki, 2000). La croûte s'est légèrement épaissie (45 km environs, Figure 7.9 ; Gregory-Wodzicki, 2000), et l'arc magmatique s'est élargi (jusqu'à 300 km ; Figure 7.9 ; Thorpe et al., 1982; Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997). La déformation diminue légèrement dans l'Altiplano et la Cordillère orientale.

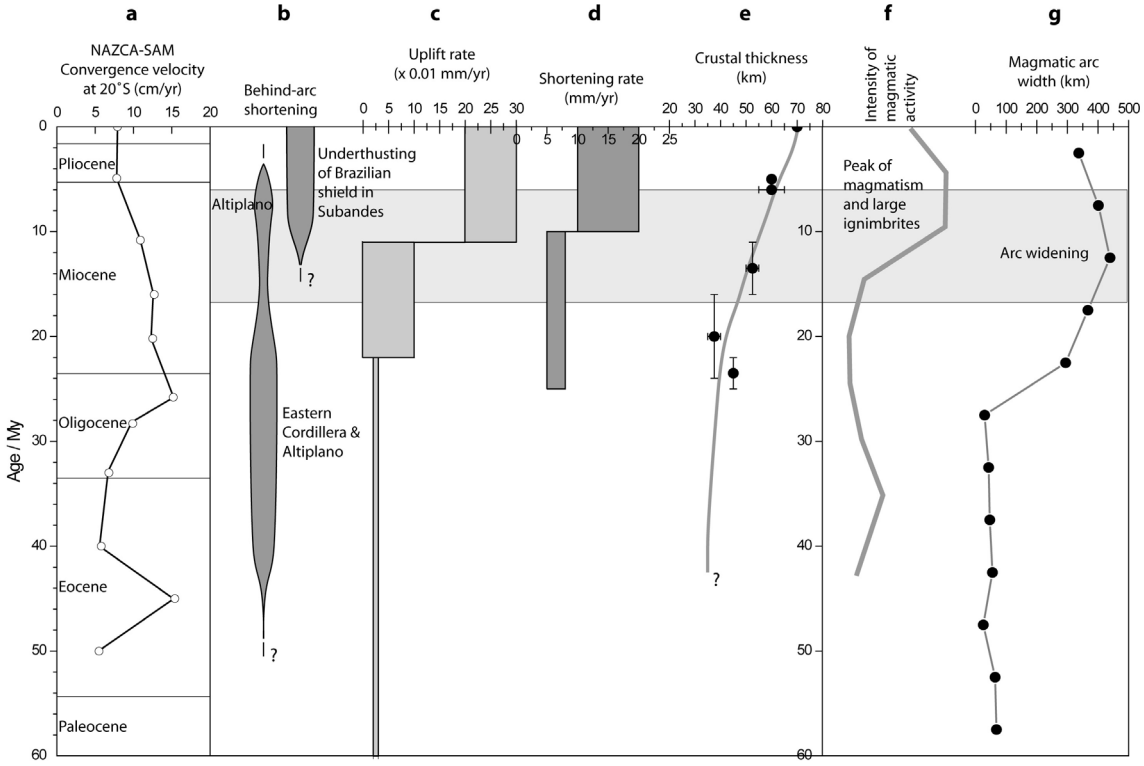


Figure 7.9. Evolution temporelle des Andes Centrales. **a**. Vitesse de convergence entre les plaques Nazca et sud-américaine (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998). **b**. Intensité et localisation du raccourcissement tectonique (Allmendinger et al., 1997; Lamb and Hoke, 1997; Lamb et al., 1997). **c**. Vitesse de surrection de l'Altiplano (Gregory-Wodzicki, 2000). **d**. Vitesse de raccourcissement dans les Andes Centrales (Hindle et al., 2002). **e**. Epaisseur crustale (Trumbull et al., 1999; Gregory-Wodzicki, 2000). **f**. Intensité de l'activité magmatique de l'arc (Thorpe et al., 1982; Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997). **g**. Largeur de l'arc (Thorpe et al., 1982; Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997).

La période entre 14 et 6 Ma marque un bouleversement de la géologie des Andes Centrales. La déformation cesse dans la Cordillère Orientale (Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997), continue quelque peu dans l'Altiplano (Kennan et al., 1995), puis s'arrête définitivement au cours des derniers millions d'années (Gubbles et al., 1993 ; Figure 7.9). Toute la déformation est transférée au niveau de la zone sub-andine qui correspond à une

ceinture chevauchante de type thick-skinned au devant d'un chevauchement d'échelle crustale qui accommode toute la déformation (déformation de type cisaillement simple à l'échelle crustale (Allmendinger and Gubbels, 1996). La vitesse de surrection de l'Altiplano et celle de la Cordillère orientale augmentent brutalement (20-30 mm/an ; Figure 7.9 ; Gregory-Wodzicki, 2000), si bien que l'Altiplano remonte de 2000 m en 10 Ma seulement, quasiment sans se déformer. La surrection de la Cordillère Occidentale s'accélère également au cours des 10 derniers millions d'années (Muñoz and Charrier, 1996). En même temps, la vitesse de raccourcissement accumulée dans toute la chaîne augmente, atteignant une valeur entre 10 et 20 mm/an (Figure 7.9 ; Hindle et al., 2002), et la croûte s'épaissit de 40 km à plus de 70 km aujourd'hui (Figure 7.9 ; Trumbull et al., 1999; Gregory-Wodzicki, 2000). L'arc magmatique atteint un maximum d'activité aux alentours de 10 Ma (Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997). Cette activité se traduit par l'élargissement considérable de l'arc (plus de 400 km ; Scheuber et al., 1994; Allmendinger et al., 1997), ainsi que par l'éruption de nombreuses ignimbrites (Riller et al., 2001).

Ainsi, la formation et la surrection de l'Altiplano coïncide avec la maximum d'activité magmatique dans les Andes Centrales, aux alentours de 10 Ma. Cette période marque une transition majeure à l'échelle des Andes Centrales.

2.1.3 Comparaison des Andes Centrales avec nos expériences

Les traits principaux de la géométrie des Andes Centrales sont la présence d'un plateau non déformé (Altiplano-Puna) au centre d'un système chevauchant à double vergence (pop-up), et la présence de magma sous le plateau et qui semble remonter vers l'Est sous la Cordillère Orientale (Figure 7.10). Le prolongement de la zone magmatique correspond au système chevauchant à vergence est sous la Cordillère Orientale, ce qui semble indiquer que les magmas remontent le long de ce chevauchement. De plus, l'évolution des Andes Centrales montre que le changement de style déformation et l'initiation de la surrection du plateau non déformé coïncide avec le pic d'activité magmatique de l'arc.

Ces grands traits de la géologie andine sont très similaires aux principales caractéristiques des structures obtenues dans nos expériences (Figure 7.10). En effet, on y retrouve un plateau non déformé au-dessus d'une zone fluide, un chevauchement à vergence vers la droite le long duquel le liquide remonte. Dans nos expériences, la formation du plateau

non déformé est une conséquence de la présence de liquide, qui joue le rôle de niveau de décollement localisé.

Par comparaison entre les Andes Centrales et nos expériences, la formation et la surrection de l'Altiplano-Puna pourrait être une conséquence de l'augmentation de l'activité magmatique dans la région. En effet, aux alentours de 10 Ma, les magmas sont produits en très grande quantité, et remontent jusque sous la croûte supérieure (équivalent de la poudre de silice), qui constitue une barrière rhéologique (Watanabe et al., 1999). A cette période, le champ de contraintes est compressif, ce qui favorise un transport latéral des magmas, et un élargissement de l'arc volcanique (équivalent de la croissance du sill basal). Cette quantité importante de magmas à l'intérieur de la croûte andine joue le rôle de niveau de décollement intra-crustal (équivalent du sill basal), sur lequel glisse la zone de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale ; la déformation cesse dans ces régions, et est transférée à la terminaison de la zone magmatique à l'Est (équivalent de la formation du chevauchement arqué), c'est-à-dire au niveau de la zone sub-andine.

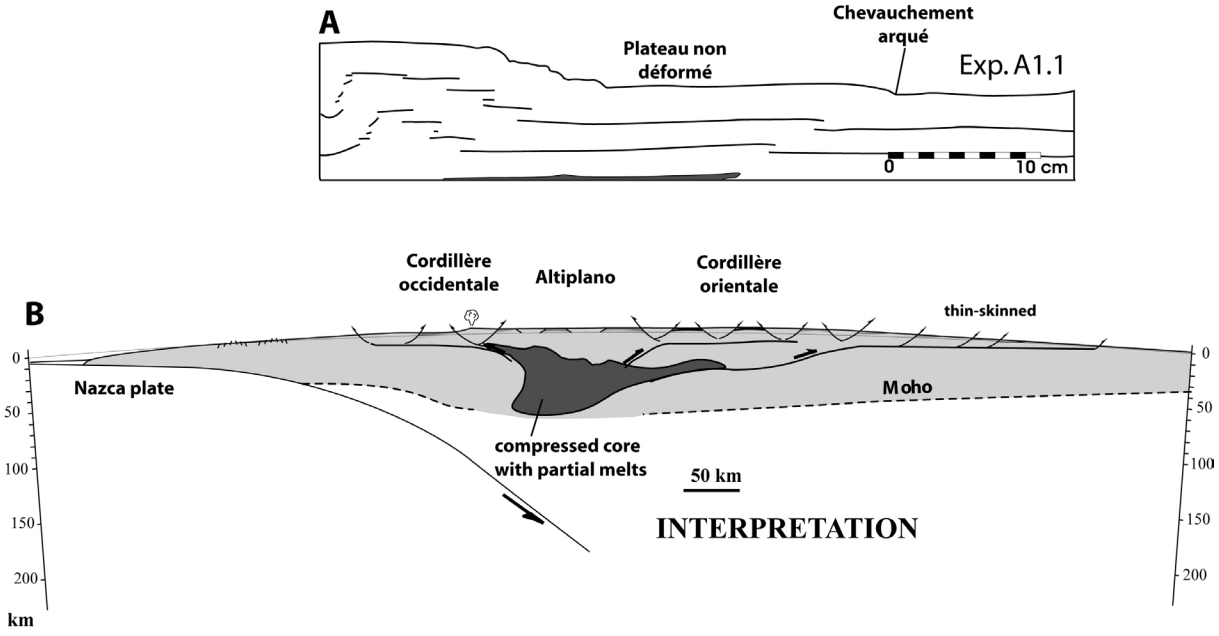


Figure 7.10. Comparaison entre nos expériences et les Andes Centrales. **A**. Coupe longitudinale de l'expérience A1.1 (Chapitre 4). **B**. Coupe E/W des Andes Centrales. On note la présence dans les deux cas d'un plateau non déformé, délimité à droite / l'Est par un système chevauchant à vergence vers la droite / l'Est, et situé au-dessus d'une zone fluide ou partiellement fluide.

Ainsi, bien que représentatif de l'échelle d'un bassin, le modèle que nous avons développé montre de nombreuses similitudes avec les Andes Centrales, à l'échelle crustale.

Sur la base de ces similitudes nous pouvons raisonnablement considérer que les expériences peuvent être représentatives de phénomènes à l'échelle crustale. Cependant, une étude approfondie est nécessaire, en adaptant notre modèle à l'échelle souhaitée.

2.2 Modélisation des intrusions sédimentaires

Dans les bassins sédimentaires, les surpressions de fluide générées, par exemple par la maturation de la matière organique, induisent une fluidisation de certaines formations sédimentaires qui peuvent s'injecter sous forme d'intrusions de matériau fluide.

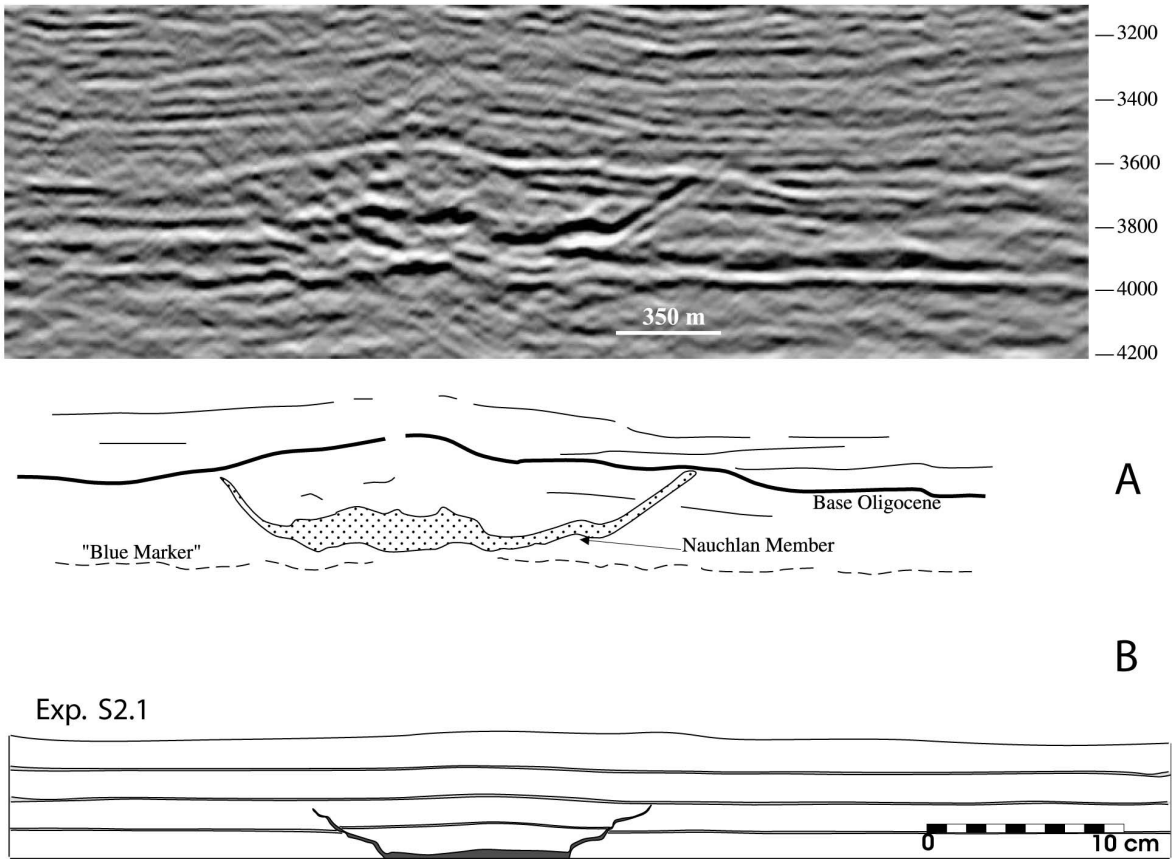


Figure 7.11. Différentes géométries de cone sheets. **A**. Cone sheet sédimentaire observé par sismique réflexion dans la Mer du Nord, et schéma interprétatif (Duranti and Hurst, 2004). **B**. Cone sheet expérimental obtenu dans l'expérience S2.1, avec milieu stratifié (Chapitre 5). On peut noter la similitude entre les deux structures.

La géométrie des intrusions sédimentaires est très similaire aux structures associées à la mise en place des intrusions magmatiques. Les intrusions sédimentaires peuvent se présenter sous la forme de dykes (dykes de bitume, dans le bassin de Neuquén, (Cobbold et al., 1999), ou sous la forme de cone sheets (dans la mer du Nord ; Duranti and Hurst, 2004;

Huuse and Mickelson, 2004). La géométrie de ces intrusions est également très similaire à celle obtenues dans nos expériences (Figure 7.11).

De plus, les intrusions sédimentaires se mettent probablement en place par fracturation hydraulique, tout comme les dykes magmatiques et les intrusions de liquide dans nos expériences. Les processus de mise en place des intrusions magmatiques sont donc très similaires à ceux qui sont reproduits dans nos expériences.

La similitude entre les géométries des intrusions sédimentaires et les intrusions magmatiques suggèrent que les mécanismes de mise en place de ces deux types d'intrusions sont similaires. Notre modèle apparaît donc parfaitement adapté pour comprendre la mise en place des intrusions sédimentaires et les volcans de boue, en particulier l'influence d'une stratification sur le transport et le percement des séries sédimentaires par des fluides sous pression.

Conclusions générales

L'activité magmatique se retrouve principalement aux limites des plaques lithosphériques. La remontée des magmas depuis le manteau jusqu'à son emplacement final s'effectue à travers la croûte terrestre dans tous les contextes tectoniques, aussi bien en régime tectonique extensif qu'en régime compressif. Si en extension, il est intuitif de concevoir que la remontée des magmas est facilitée, il n'en est pas de même en compression. Paradoxalement, les zones en compression peuvent être le siège d'une activité magmatique importante.

En utilisant une approche expérimentale, couplée à une approche de terrain, le travail présenté dans ce mémoire visait à comprendre les mécanismes de remontée et de mise en place des magmas en régime tectonique compressif, et plus généralement les interactions mécaniques entre la déformation tectonique compressive et le magmatisme.

Les résultats sont de plusieurs types.

- *Résultats méthodologiques*

Au cours de ce travail de thèse, nous avons élaboré un nouveau protocole de modélisation expérimentale visant à simuler les processus de mise en place des magmas de faible viscosité dans une croûte fragile en cours de déformation. Les matériaux analogiques sont des poudres de silice, simulant la croûte fragile, et une huile végétale, simulant les liquides magmatiques peu visqueux. *Le protocole expérimental développé ici est original car c'est le seul, à notre connaissance, à combiner des processus de mise en place de magmas peu visqueux par fracturation hydraulique et des processus de déformation de l'encaissant de type coulombien, accommodant la déformation par des failles*.

- *Résultats de terrain*

Les résultats obtenus à partir de l'approche de terrain sur le volcan Tromen, Argentine, sont également originaux. *En effet, nous montrons que l'activité volcanique du Tromen est contemporaine d'une déformation compressive chevauchante*. La quasi-totalité du massif du Tromen, haut de 3000 m, est constituée par le substratum sédimentaire surélevé par le jeu d'un chevauchement, et la partie réellement volcanique ne représente qu'une pellicule de quelques centaines de mètres d'épaisseur. Le Tromen est un volcan situé au cœur d'une structure chevauchante à double vergence (pop-up). L'analyse structurale des formations volcaniques du Tromen montre qu'elles ont accumulé une quantité de déformation non négligeable, accommodée par des plis et des chevauchements. Enfin, des datations par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar effectuées sur des échantillons prélevés sur le Tromen montrent que

l'activité volcanique y a débuté il y a 2 Ma environ, et qu'une partie de la déformation a eu lieu au cours du dernier million d'années.

- *Résultats mécaniques : interactions tectonique / magmatisme*

Nos expériences nous permettent de mettre en évidence les mécanismes de mise en place des magmas, et les interactions entre le magmatisme et la déformation tectonique compressive.

Dans nos expériences en milieu homogène, le liquide sous pression se met en place par fracturation hydraulique. *Nos résultats expérimentaux sont conformes au principe de la fracturation hydraulique, qui stipule que les fractures hydrauliques sont toujours perpendiculaires à la contrainte minimale* σ_3 (Hubbert and Willis, 1957). Ainsi, lorsque le modèle n'est pas soumis à un raccourcissement, σ_3 est horizontale et le liquide se met en place le long de dykes sub-verticaux. En revanche, lorsque le modèle est raccourci, la contrainte minimale est verticale, et l'intrusion de liquide est horizontale.

Nos expériences mettent également en évidence les mécanismes d'interactions entre la déformation et la mise en place des magmas. Ces interactions sont de deux types.

Le magmatisme modifie la déformation et contrôle la position des failles. En compression, les magmas se mettant en place horizontalement sous forme de sills ou de laccolites constituent une zone peu visqueuse de faible résistance mécanique, correspondant à une hétérogénéité fluide dans un encaissant solide. Le magma contrôle la position de la déformation en induisant la formation de failles à la terminaison de l'intrusion, et d'un plateau non déformé qui décolle sur l'intrusion magmatique. Dans une ceinture chevauchante, les magmas diminuent les frottements à la base, ce qui a pour conséquence de diminuer la pente du prisme chevauchant.

La déformation modifie le mode de mise en place des magmas. Nos expériences mettent en évidence que la mise en place des magmas peut être contrôlée par la présence de failles. En particulier, nous montrons que les magmas peuvent remonter le long de chevauchements. De plus, nos expériences montrent que la surrection tectonique du plateau accommode la création d'un espace dans lequel le liquide se met en place relativement passivement.

La géométrie des intrusions et des structures tectoniques ne dépend pas seulement des vitesses de déformation et d'injection, mais du rapport entre les deux vitesses. Ainsi, plus la

vitesse d'injection magmatique est importante par rapport à la vitesse de déformation, plus l'intrusion magmatique et le plateau non déformé sont développés.

Les expériences en milieu hétérogène mettent en évidence l'influence d'une stratification sur la mise en place des magmas. Les propriétés mécaniques des strates sont différentes, et leur réponse à la propagation d'une intrusion est également différente. Ainsi, dans nos expériences, les niveaux peu compétents semblent limiter la propagation des intrusions par fracturation hydraulique.

La déformation dans une série stratifiée est en partie accommodée par un plissement. La croissance d'un anticlinal induit la surrection de l'encaissant des magmas, et accommode la formation d'un espace au cœur du pli dans lequel les magmas se mettent en place relativement passivement. *Ainsi, la déformation par plissement peut également contrôler la mise en place des magmas.*

Nos expériences d'injection dans un milieu stratifié permettent également de modéliser la mise en place des laccolites, qui dépend des propriétés mécaniques de l'encaissant sus-jacent, et en particulier du couple de paramètres (Résistance à la fracture / capacité de plissement). Si la série stratifiée est peu résistante à la fracture, ou si elle ne se plisse pas, le liquide sous pression fracture son encaissant, et l'intrusion laccolitique est de type « poinçon » (Gilbert, 1877). Si la série se plisse, et si elle est résistante à la fracture, le liquide sous pression induit un bombement de la série sus-jacente, et l'intrusion laccolitique est de type « arbre de Noël ».

Nos expériences, représentatives de processus à l'échelle d'un bassin, présentent des similitudes avec des structures à l'échelle crustale. Par exemple, la géométrie des plateaux non déformés induits par la présence de magmas rappelle celle des hauts plateaux de l'Altiplano et du Tibet, dont l'origine est encore mystérieuse. Tout comme dans nos expériences, l'Altiplano, par exemple, résulte de la surrection d'un bloc semi-rigide, situé au-dessus d'une zone partiellement fondue. L'analogie avec nos expériences suggère que la formation de ces objets géologiques soit contrôlée par la présence de magmatisme, jouant comme un niveau de décollement à l'échelle crustale.

De plus, l'activité magmatique à travers l'Altiplano couvre une large zone, et peut se retrouver à plus de 400 kilomètres de l'arc volcanique principal. A la lumière de nos expériences, la largeur exceptionnelle de l'arc volcanique andin pourrait résulter d'un transport latéral des magmas au sein de la croûte. Ainsi, l'analogie entre nos expériences et

l'exemple andin suggèreraient que les magmas puissent parcourir des distances horizontales considérables, jusqu'à 400 kilomètres.

Ainsi, les domaines d'applications du protocole expérimental développé au cours de mon travail de thèse sont multiples, et à plusieurs échelles. De plus, la technique expérimentale est légère et facilement adaptable à un grand nombre de géométries et de contextes, et les résultats déjà obtenus nous encouragent à l'utiliser pour étudier, par exemple, la mise en place des magmas dans des contextes tectoniques extensifs, ou décrochants.

Annexes

Annexe 1 – Article : Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova*

Nous remercions Blackwell Publishing de nous avoir donné l'autorisation de publier l'article Galland et al., « Physical models of magmatic intrusion during thrusting », Terra Nova, 15, 405-409, 2003.

doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x

Physical models of magmatic intrusion during thrusting

Olivier Galland, Jean de Bremond d'Ars, Peter R. Cobbold and Erwan Hallot
Géosciences-Rennes (UMR 6118), CNRS–Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Rennes, France

ABSTRACT

To investigate how magma rises through the brittle upper crust in a context of compressional tectonics, we have performed experiments on scaled physical models. Powdered silica (having a cohesion of 300 Pa and an angle of internal friction of 38°) was used to represent brittle crust. A vegetable oil (with a Newtonian viscosity of 10^{-2} Pa·s at 50 °C) was used to represent magma. A moving piston shortened the models in a box, while oil was injected steadily at the base. On cooling to room temperature, the oil solidified. The resulting intrusions were thin sills, dykes and laccoliths. Their shapes and emplacement modes depended on the ratio *R* between rates of shortening and injection. From shapes and orientations of intrusions, we infer that hydraulic fracturing was one mechanism of emplacement. Unconsolidated intrusions strongly influenced thrust formation. On the basis of our experiments, we suggest that magmas in orogenic belts can rise along thrust faults.

Terra Nova, 15, 405–409, 2003

Introduction

On Earth, most volcanoes lie along large active fault zones. At mid-oceanic ridges, plate divergence provides vertical conduits for rising magma. However, volcanoes are also common at convergent margins. Most of the Pacific 'ring of fire' results from melting at depth, where oceanic lithosphere subducts beneath continental lithosphere of the Americas and Asia. At the Andean margin of South America, plate convergence is rapid (8 cm per year), current stresses are mostly compressive (the greatest principal stress is horizontal) and many major faults are thrusts (Zoback *et al*., 1989; Zoback, 1992; Klotz *et al*., 2001). In such a setting, how do magmas reach the surface? How do they intrude at depth? Could rising magmas influence fault development?

One way of answering such questions is through observation. In the Central Andes there is evidence for an association between magmatic intrusion and thrusting: major faults coincide with zones of small electrical resistivity, which may be due to magmatic or hydrothermal fluids (Schwarz *et al*., 1994; Schwarz and Krüger, 1997). On a smaller scale, there are geometrical relationships between volcanic edifices and thrust fronts (Kozlowski *et al*., 1996; Branquet and Van Wyk de Vries, 2001; Marques and Cobbold, 2002).

Another way to gain understanding is through modelling. We have performed experiments on scaled physical models, in which deformation was synchronous with fluid injection. Although there has already been some work in this regard, the results are not directly applicable to the problem discussed above. In the sandbox experiments of Román-Berdiel (1999), injecting fluids were stiff silicones, representing magmas of high viscosity (10^{18} Pa s), and the resulting intrusions were thus wide. We are interested rather in the formation of sills, dykes and laccoliths, for which we assume that magmas have lower viscosities. In the experiments of Benn *et al*. (1998), a single piston controlled the rates of both shortening and fluid injection, coupling them artificially, whereas we wish to investigate the separate effects of shortening and injection. Finally, in all of the experiments quoted, fluid viscosity was too large for hydraulic fracturing to occur. By contrast, the viscosity of our model material was low enough to permit hydraulic fracturing.

During hydraulic fracturing, brittle rock fails in tension, as a result of pressure within a fluid-filled fracture (Hubbert and Willis, 1957; Jaeger, 1969). Even if applied stresses are compressive, tensile failure occurs at the crack tips, which form perpendicularly to the direction of least principal stress. Hydraulic fracturing is probably the main mechanism by which dykes and sills form in nature (Lister and Kerr, 1991). Magma of low viscosity may thus account for the considerable length (700 km) of the Abitibi Great Dyke in Canada (Ernst *et al*., 1995).

The first analogue experiments on hydraulic fracturing were designed to investigate borehole breakouts (Hubbert and Willis, 1957). The material representing host rock was gelatine, which failed readily in axial tension. Unfortunately, gelatine is not suitable for our purposes because it is too cohesive at the scale of our experiments (see Experimental method).

To study interactions between magmatic and tectonic processes in a brittle crust, we have developed a new experimental method, in which boundary stresses and an injecting fluid of low viscosity lead to hydraulic fracturing in suitably weak model material.

Experimental method

Our model materials were (1) powdered silica, representing brittle upper crust; and (2) a vegetable oil, representing magma. The silica powder is sufficiently fine grained (20 μm) to prevent oil percolating through it. After compaction, its density is 1.4 g cm^{-3}. In a shear box (Krantz, 1991; Schellart, 2000), silica powder fails according to a Coulomb criterion: its true cohesion is 300 Pa and its angle of internal friction is 38°. Cohesion is important because it allows open fractures to form in tension. The vegetable oil is solid at room temperature and a Newtonian fluid when molten. At 50 °C, its density is

Correspondence: Olivier Galland, Géosciences-Rennes (UMR 6118), CNRS–Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, CS 74205, 35042 Rennes cedex, France. Tel.: +33 (0)2 23 23 66 24; fax: +33 (0)2 23 23 57 87; e-mail: olivier.galland@univ-rennes1.fr

© 2003 Blackwell Publishing Ltd

≈ 0.9 g cm^{-3} and we measured a viscosity of 10^{-2} Pa·s in a rotary viscometer.

For scaling upward from model to nature (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), the length ratio l^* was between 10^4 and 10^5 (1 cm ≡ 100 m to 1 km) and the density ratio was ≈ 1.4 (Table 1). This dictated that cohesion of model crust be in the range 100–1000 Pa. Because its cohesion is approximately 300 Pa, silica powder is an appropriate analogue material.

The dimensionless ratio π between cohesion and viscous stress should be identical in nature and experiment. Indeed, calculated values of π are very small and their ranges overlap (10^{-3}–10^{-4} and 10^{-7}–10^{-6}) (Table 2).

For experiments on magmatic intrusion, a steadily moving piston caused horizontal shortening and vertical thickening of a pack of silica powder (7.5 cm thick), lying in a rectangular box ($60 \times 40 \times 20$ cm), while a pump steadily injected molten oil through an orifice (5 mm in diameter) at the base of the box (Fig. 1). A first electric motor controlled the preset speed of the piston and a second motor controlled that of the pump.

The temperature of injection (50 °C) prevented oil freezing in the apparatus. At the end of each experiment, once the intrusions had frozen, the model was cut into longitudinal sections. Cohesion of the silica prevented their collapse. Preference was given to information from central sections, as far as possible from boundary disturbances. A blue sand layer within the silica powder served as a marker of deformation (Figs 1 and 2).

In our experiments, a shortening of 30% accumulated in about 10 min. In the Sub-Andean Ranges (Baby *et al.*, 1992; Kley and Monaldi, 1998), such a shortening accumulates in approximately 10 Myr. The time ratio was therefore about 2×10^{11}. This value had no real mechanical consequences because viscous stresses were negligible compared with cohesion. It also had no thermal consequences because intrusions remained liquid during deformation. Indeed, the rate of heat loss by conduction was less than the rate of heat gain by advection, as indicated by the calculated Peclet number ($Pe > 1$, Table 3). This also occurs in nature, if magmatic supply at depth is fast enough and continuous ($Pe \gg 1$, Table 3).

Table 1 Characteristic values of density (ρ), length (l) and cohesion (σ_0) in nature and experiment. For proper scaling, these parameters satisfy the relationship $\sigma_0 \approx \rho g L$ where g is gravitational acceleration

Physical parameter	ρ	l	σ_0
Nature	2000 km^{-3}	100–1000 m	10^7 Pa
Experiment	1400 km^{-3}	0.01 m	300 Pa
Nature/experiment	$\rho^* = 1.43$	$l^* = 10^{4-5}$	$\sigma_0{}^* = 33\,333$

Table 2 Characteristic values of viscosity (μ), mean velocity of the liquid (Vl), intrusion thickness (l) and host cohesion (σ_0) in nature and experiment (after Dingwell *et al.*, 1993; Spera, 1980). Model parameters were estimated from experiments performed. Liquid velocity was calculated by dividing the liquid flow rate (3.33×10^{-7} m^3 s^{-1}) by magma source section, which was 5 mm in diameter. Viscous stress σ_v is estimated from the Newtonian relation $\sigma = \mu \cdot \dot{\varepsilon}$ where σ, μ and $\dot{\varepsilon}$ are stress, viscosity and strain rate, respectively. The parameter π is the ratio between tectonic and viscous stresses

Physical parameter	μ (Pa · s)	Vl (m s^{-1})	l (m)	σ_v (Pa)	σ_0 (Pa)	$\pi = \sigma_v/\sigma_0$
Nature	10–10^4	0.1–1	10–100	10^{-2}–10^3	10^7	10^{-9}–10^{-4}
Experiment	2×10^2	1.7×10^{-5}	10^{-3}–10^{-2}	$3.4 \times 10^{4-5}$	300	10^{-7}–10^{-6}

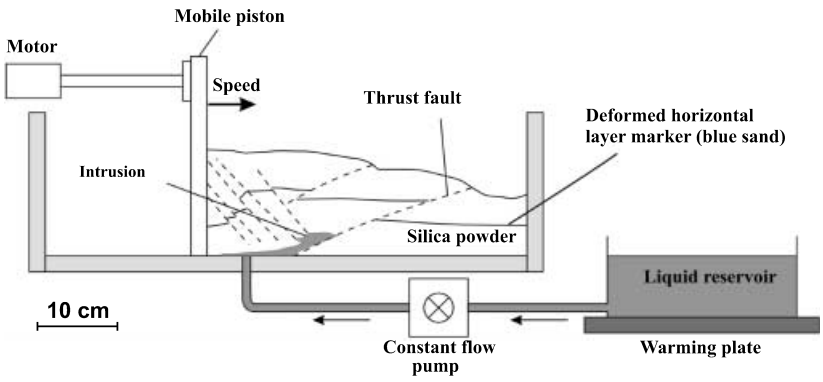


Fig. 1 The experimental device.

Experimental results

We performed a series of 23 experiments and found that most of them resulted in thin intrusions (sills, dykes or laccoliths). However, their shapes, attitudes and distributions depended on the relative rates of crustal thickening by deformation, $\dot{\varepsilon}_{zz}$, and injection, I, expressed as a dimensionless thickening ratio, R:

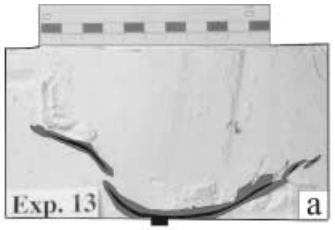
$$R = \frac{\dot{\varepsilon}_{zz}}{I} = \frac{V_l/L}{d/V}. \qquad (1)$$

Here V_l is piston velocity, L is model length, d is volumetric rate of injection (in m^3 s^{-1}) and V is total volume of the model. To illustrate this dependence, we describe three experiments (Table 4), for which R had two extreme values (0, ∞) and one intermediate value (35.1).

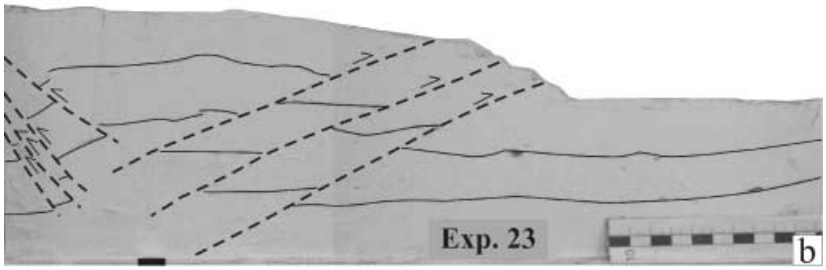
R = 0 (Experiment 13)

In this experiment, the piston did not move. As a result of injection, a bowl-shaped cone sheet formed above the basal orifice and propagated to the surface (Fig. 2a). Its axial symmetry reflected a lack of compression by the piston. The cone sheet was 1–5 mm thick, although oil percolated a few millimetres further into the adjacent

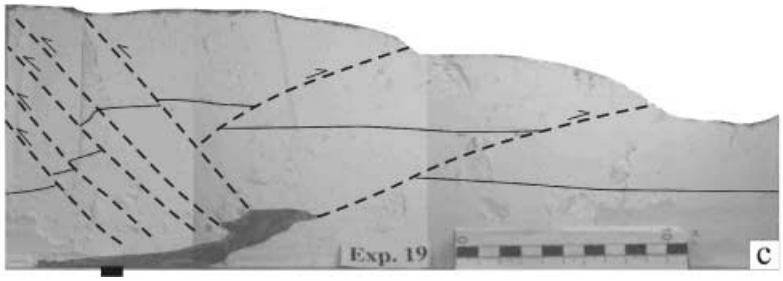
© 2003 Blackwell Publishing Ltd



Flow rate (*d*) : 3.33 x 10^{-7} m^3 s^{-1}
Piston velocity (*v*) : 0 m s^{-1}
Injection duration (*t*) : 150 s



***d* : 0 m^3 s^{-1} ; *v* : 3.9 x 10^{-4} m s^{-1} ; *t* : 0s**



***d* : 3.33 x 10^{-7} m^3 s^{-1} ; *v* : 3.9 x 10^{-4} m s^{-1} ; *t* : 330 s**

Fig. 2 Longitudinal cross-sections for three representative experiments. (a) Injection without deformation (Experiment 13, $R = 0$). The main intrusion of solidified oil (black) is surrounded by a marginal zone (grey) where oil has percolated through the pores of the silica powder. The oil reached the surface elsewhere in the model. (b) Deformed model without injection (Experiment 23, $R = \infty$). (c) Experiment with deformation and injection (Experiment 19, $R = 35.1$). The scale is in centimetres. The piston moved from left to right. The black rectangle marks the injection point. For the definition of R, see Eq. (1).

Table 3 Thermal values of natural and analogue materials (from Spera, 1980; Büttner *et al.*, 1998; Guo *et al.*, 2001). We estimated heat gained by advection, compared with heat lost by conduction from a dyke into cold country rock, by calculating the Péclet number, $Pe = l\ V\ \rho\ Cp/k$, where l, Vl, ρ, Cp and k are dyke width, velocity, density, heat capacity and thermal conductivity of magma, respectively. The value of Cp for the oil was determined with a calorimeter. In nature $Pe \gg 1$: if magma generation is continuous, the main conduit will not solidify. In experiments, as $Pe > 1$, liquid does not solidify

Physical property	l (m)	Vl (m s^{-1})	ρ (kg m^{-3})	Cp (J kg^{-1} K^{-1})	k (W m^{-1} K^{-1})	Pe
Nature	10	0.1–1	2900	1410	≈1	$\approx 10^6$
Experiment	10^{-2}	1.7×10^{-5}	900	1500	0.2	1.1475

silica powder (grey ring in Fig. 2a). Above the orifice, the intruding oil jacked up the silica, forming a smooth dome (not visible on Fig. 2a). After 150 s of injection, the oil reached the surface along the propagating cone sheet.

The edges of the uplifted dome underwent vertical simple shear (lateral gradient of uplift). We infer that the least principal stress was oblique to shearing surfaces. Because the cone sheet propagated rapidly in a direction perpendicular to the inferred least principal stress, we infer that it did so by hydraulic fracturing, as described for gelatine models by Hubbert and Willis (1957).

$R = \infty$ (Experiment 23)

In this experiment, no magma intruded. The only internal structures to form were thrust faults (Fig. 2b). A first fore-thrust (M1) initiated at the base of the piston. When its throw attained about 2 cm, activity transferred to a second fore-thrust (M2), and then in turn to a third fore-thrust (M3). The horizontal spacing between fore-thrusts was 5–6 cm and their dips were about 30°. Back-thrusts that formed near the piston were steeper (40–50°). By the end of the experiment, the deformation front had progressed to within 13 cm of the fixed end wall of the box. The final shape was nearly a triangular wedge and the average surface slope was about 15°.

These experimental results are similar to those obtained previously on quartz sand (Davis *et al.*, 1983; Malavieille, 1984). According to theoretical studies, the apical angle of a thrust wedge in a Coulomb material depends on the angle of internal friction, on the cohesion and on the sliding properties at the base (Dahlen, 1990). For material having low cohesion (such as our silica powder), an approximate theory predicts a surface slope of 10° for an angle of friction of 38° (Dahlen, 1990), in agreement with our observations.

$R = 35.1$ (Experiment 19)

In this experiment, deformation began without injection, so that thrust M′1 initiated at the base of the piston, as in the previous experiment. Injection began 2 min later. The main result

© 2003 Blackwell Publishing Ltd

Table 4 Experimental parameters: V_I is the piston speed, d is the injection rate and t is the injection duration. For all experiments, box length is 60 cm and total volume of the model is 0.018 m^3. See Eq. (1) for definition of R

Experimental parameter	V_p (m s^{-1})	d (m^3 s^{-1})	t (s)	R
Exp. 13	0	3.33×10^{-7}	150	0
Exp. 23	3.9×10^{-4}	0	0	∞
Exp. 19	3.9×10^{-4}	3.33×10^{-7}	330	35.1

was a flat-lying sill, about 1 cm thick, at the base of the silica. Initially, the sill spread around the basal orifice, but then it propagated rapidly away from the piston, becoming cylindrical like associated thrusts. Fore-thrust M′2 initiated at the tip of the sill, after injection of about 40 cm^3 of liquid. Thrusts M′1 and M′2 were 14 cm apart, their dips were about 30° (as in the previous experiment) and their throws were, respectively, about 1 cm and 3 cm. As slip accumulated on M′2, the roof of the sill rose passively with the hangingwall. Back-thrusts initiated sequentially at the base of the ramp and propagated as far as the piston. Slip on these back-thrusts produced small offsets in the roof of the intrusion, giving it a jagged appearance. After 330 s of injection (at the same rate as in Experiment 13), the roof of the intrusion had risen about 4 cm but no magma had intruded any shallower.

The final wedge had a surface slope of about 7°, which was smaller than in Experiment 23 (no injection). This is evidence for a smaller frictional resistance at the base. We infer that oil in the intrusion lubricated the base of the wedge. Such an effect is well known from experiments on sand, overlying a basal layer of silicone. The basal layer reduces surface slope, reduces the number of thrusts, increases their spacing and causes nucleation of a late thrust at the tip of the ductile layer (Ballard *et al.*, 1987).

In our experiments, model magma arrived through the orifice in the base plate and a sill formed at the interface. We infer that this sill initiated by hydraulic fracturing. Although we made no measurements, cohesion was probably smaller at the interface than within the silica itself, so facilitating hydraulic fracturing.

Synthesis

1 In our experiments, the shapes, orientations and distributions of intrusions depended on the ratio R between rates of shortening and injection.
2 The initial horizontal attitudes of thin intrusions can be explained by a mechanism of hydraulic fracturing.
3 Injection without horizontal compression resulted in thin cone sheets, along which magma reached the surface ($R = 0$).
4 Injection under horizontal compression favoured thicker flat-lying intrusions, preventing magma from reaching the surface ($R = 35.1$).
5 Flat-lying intrusions at depth reduced the resistance to basal sliding and so helped shortening to propagate further from the piston.
6 During horizontal shortening, thrust faults nucleated at the tips of flat-lying basal intrusions.
7 Subsequent motion on these thrusts raised the roofs of thickening intrusions.
8 In the manner of saddle reefs, thickened intrusions occupied the cores of pop-up anticlines, between fore-thrusts and back-thrusts.

Conclusions

Our experiments provide strong evidence for interaction between shortening and magmatic intrusion. Far-field stresses and deformation were significant factors governing the shapes, orientations and distributions of intrusions. Both hydraulic fracturing and motion on thrusts were mechanisms of liquid emplacement. Reciprocally, flat-lying intrusions at depth controlled the shapes of compressional wedges and the localization of thrust faults.

Under what conditions are these experiments applicable to nature?

1 Magmas should have low viscosities.
2 Magmatic supply at depth should be continuous and fast enough for intrusions not to solidify during deformation.

Do such processes occur in orogenic belts? In subduction-related orogenic belts such as the Andes, according to Francis and Hawkesworth (1994), magmatic additions account for something like 30% of crustal thickening, the rest being due to deformation. If intrusion was continuous, this argues for a thickening ratio, R, of about 2, which is comparable with the intermediate value in Experiment 19. In the Andes, there is evidence that magma remains mostly at depth as flat-lying intrusions. In addition, major faults coincide with zones of low electrical resistivity, which may indicate magmatic or hydrothermal fluids (Francis and Hawkesworth, 1994; Schwarz *et al.*, 1994; Schwarz and Krüger, 1997). On a smaller scale, geometrical relationships between volcanic edifices and thrust fronts have been described, for example, in the Neuquén Basin (Kozlowski *et al.*, 1996; Branquet and Van Wyk de Vries, 2001; Marques and Cobbold, 2002) and in Bolivia (Redwood and Macintyre, 1989; Zartman and Cunningham, 1995; Redwood and Rice, 1997). The structures are geometrically similar to those of our experiments, suggesting that the models indeed are applicable to nature.

Acknowledgements

We are grateful to Michel Lemoine for building the experimental apparatus. M. de Saint-Blanquat and O. Merle provided stimulating and encouraging reviews.

References

Baby, P., Hérail, G., Salinas, R. and Sempere, T., 1992. Geometric and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics*, **11**, 523–536.

Ballard, J.-F., Brun, J.-P., Van den Driessche, J. and Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux. *CR Acad. Sci. Paris*, **305** (Série, II), 1249–1253.

Benn, K., Odonne, F. and de Saint Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analogue experiments. *Geology*, **26**, 1079–1082.

 © 2003 Blackwell Publishing Ltd

Branquet, Y. and Van Wyk de Vries, B., 2001. Effets de la charge des édifices volcaniques sur la propagation de structures régionales compressives: exemples naturels et modèles expérimentaux. *CR Acad. Sci. Paris*, **333**, 455–461.

Büttner, R., Zimanowski, B., Blumm, J. and Hagemann, L., 1998. Thermal conductivity of a volcanic rock material (olivine-melilite) in the temperature range between 288 and 1470 K. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 293–302.

Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **18**, 55–90.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of thrust-and-fold belts and accretionary prisms. *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153–1172.

Dingwell, D.B., Bagdassarov, N.S., Bussov, G.Y. and Webb, S.L., 1993. Magma rheology. In: *Experiments at High Pressure and Applications to the Earth's Mantle* (R. W. Luth, ed.), pp. 131–196. Mineralogists Association of Canada.

Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E. and Wilson, L., 1995. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Sci. Rev.*, **39**, 1–58.

Francis, P.W. and Hawkesworth, C.J., 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *J. Geol. Soc., London*, **151**, 845–854.

Guo, X.-Q., Sun, C.-Y., Rong, S.-X. and Guo, T.-M., 2001. Equation of state analog correlations for the viscosity and thermal conductivity of hydrocarbons and reservoir fluids. *J. Petrol. Sci. Engng*, **30**, 15–27.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of the scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. An. Bull.*, **48**, 1459–1520.

Hubbert, M.K. and Willis, D.G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. In: *Structural Geology* (M. K. Hubbert, ed.), pp. 175–190. Hafner Publishing Co., New York.

Jaeger, C.M., 1972 *Rock Mechanics and Engineering*. Cambridge University Press, Cambridge.

Kley, J. and Monaldi, C.R., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: how good is the correlation? *Geology*, **26**, 723–726.

Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R. and Cifuentes, O., 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 437–446.

Kozlowski, E.E., Cruz, C.E. and Sylwan, C.A., 1996. Geologia estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires*, pp. 15–26.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, **188**, 203–207.

Lister, J.R. and Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10,049–10,077.

Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Géol. France*, **XXVI**, 129–138.

Marques, F.O. and Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. *Tectonophysics*, **348**, 247–268.

Ramberg, H., 1981 *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, New York.

Redwood, S.D. and Macintyre, R.M., 1989. K–Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the Northeastern Altiplano of Bolivia. *Econ. Geol.*, **84**, 618–630.

Redwood, S.D. and Rice, C.M., 1997. Petrogenesis of Miocene basic shoshonitic lavas in the Bolivian Andes and implications for hydrothermal gold, silver and tin deposits. *J. South Am. Earth Sci.*, **10**, 203–221.

Román-Berdiel, T., 1999. Geometry of granite emplacement in the upper crust: contribution of analogue modelling. In: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (A. Castro, C. Fernández and J. L.Vigneresse, eds). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 174, 77–94.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, **324**, 1–16.

Schwarz, G., Diaz, G.C., Kruger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. and Viramonte, J., 1994. Crustal high conductivity zones in the Southern Central Andes. In: *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin* (K. J. Reutter, E. Scheuber and P. J. Wigger, eds), pp. 49–67. Springer-Verlag, Berlin.

Schwarz, G. and Krüger, D., 1997. Resistivity cross section through the southern Central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *J. Geophys. Res.*, **102**, 11,957–11,978.

Spera, F.J., 1980. Aspects of magma transport. In: *Physics of Magmatic Processes* (R. B. Hargraves, ed.), pp. 265–323. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

Zartman, R.E. and Cunningham, C.G., 1995. U–Th–Pb zircon dating of the 13.8-Ma dacite volcanic dome at Cerro Rico de Potosí, Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 227–237.

Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11,703–11,728.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., *et al.*, 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**, 291–298.

Received 17 July 2002; revised version accepted 17 July 2003

© 2003 Blackwell Publishing Ltd

doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00529.x

Erratum

The publisher regrets that in Volume 15, Issue 6 of Terra Nova, in the article by Galland *et al*. two of the tables appeared incorrectly.

On page 406, Table 1 (legend is correct) should read:

Physical Parameters	ρ	l	σ_0
Nature	2000 kg m^{-3}	100–1000 m	10^7 Pa
Experiment	1400 kg m^{-3}	0.01 m	300 Pa
Nature/Experiment	$\rho^* = 1.43$	$l^* = 10^{4-5}$	$\sigma_0{}^* = 33333$

On page 408, the legend for Table 4 should read:

Table 4. Experimental parameters: V_p is the piston speed, d is the injection rate and t is the injection duration. For all experiments, box length is 60 cm and total volume of the model is 0.018 m^3. See text for R.

In addition, in the references, Jaeger, C.M., 1972. *Rock Mechanics and Engineering*. Cambridge University Press, Cambridge.' should have been cited Jaeger, J.C., 1969. *Elasticity, Fracture and flow (3rd edition)*. Methuen, London.

Reference

Galland, O., de Bremond d'Ars, J., Cobbold, P.R. and Hallot, E., 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova*, **15**, 405–409.

Correspondence: ter@oxon.blackwellpublishing.com

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Annexe 2

Mesure de la pression du liquide dans les expériences

La pression dans l'huile végétale est mesurée au cours de l'expérience à l'aide d'un capteur de pression produit par la société Keller, modèle KE-PR25S/100MBAR. Le capteur est une membrane sur laquelle un fluide sous pression appuie. Le capteur mesure la pression en relatif par rapport à la pression atmosphérique.

Calibration du capteur de pression

Le signal fourni par le capteur est un courant électrique dont l'intensité peut varier de 4 mA, pour une pression atmosphérique, à 20 mA, pour une pression de 10000 Pa en plus de la pression atmosphérique.

Le calibrage du capteur de pression permet de convertir l'intensité du courant électrique en pression. Le calibrage a été effectué en mesurant le signal électrique émis par le capteur soumis au poids de colonnes d'eau de différentes hauteurs H connues. La Pression correspondante $P = \rho.g.H$ est calculée pour toutes les mesures. La courbe de calibrage est donnée dans la Figure 1.

Au cours de nos séries d'expériences, une dérive expérimentale a été observée sur les mesures fournies par le capteur de pression. La valeur à vide (pression atmosphérique) a évolué de ~ 4 mA dans les premières expériences à plus de 6 mA dans les dernières expériences (également lors de la calibration du capteur). Cette dérive correspond à un décalage horizontal de la courbe de calibration de la Figure 1.

Nous avons vérifié que la dérive n'était pas linéaire dans le temps. L'intensité I_0 fournie par le capteur à vide a été mesurée dans toutes les expériences. La différence entre cette valeur I_0 et la valeur de calibrage à vide I_{0C} donne la valeur du décalage de la courbe de calibration de la Figure 1 pour être applicable aux expériences correspondantes. La pression peut donc se calculer dans toutes les expériences en appliquant la formule :

$$P = a.\left(I - \left(I_{0C} - I_0\right)\right) + b \qquad (1)$$

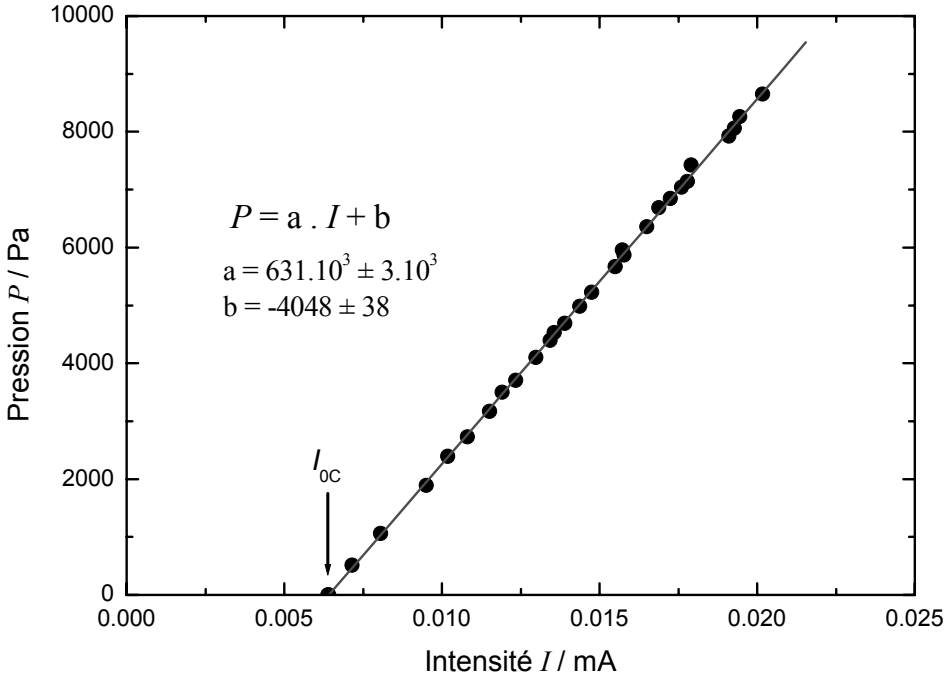


Figure 1. Courbe de calibrage du capteur de pression utilisé pendant nos expériences. La pression est obtenue à partir de la hauteur de la colonne d'eau H au-dessus du capteur. La pression P est linéaire en fonction de l'intensité I délivrée par le capteur. La valeur I_{0C} correspond à la valeur du capteur à vide lors du calibrage.

Corrections de pression

Le capteur de pression fournit la valeur de la pression P_c le long du tuyau d'alimentation du liquide (Figure 2). La pression P_i dans l'intrusion se calcule à partir de la valeur de P_c en corrigeant par la différence de hauteur h entre le point d'injection dans le modèle et le capteur de pression, et en tenant compte des forces de frottement du fluide sur les parois du tuyau d'alimentation.

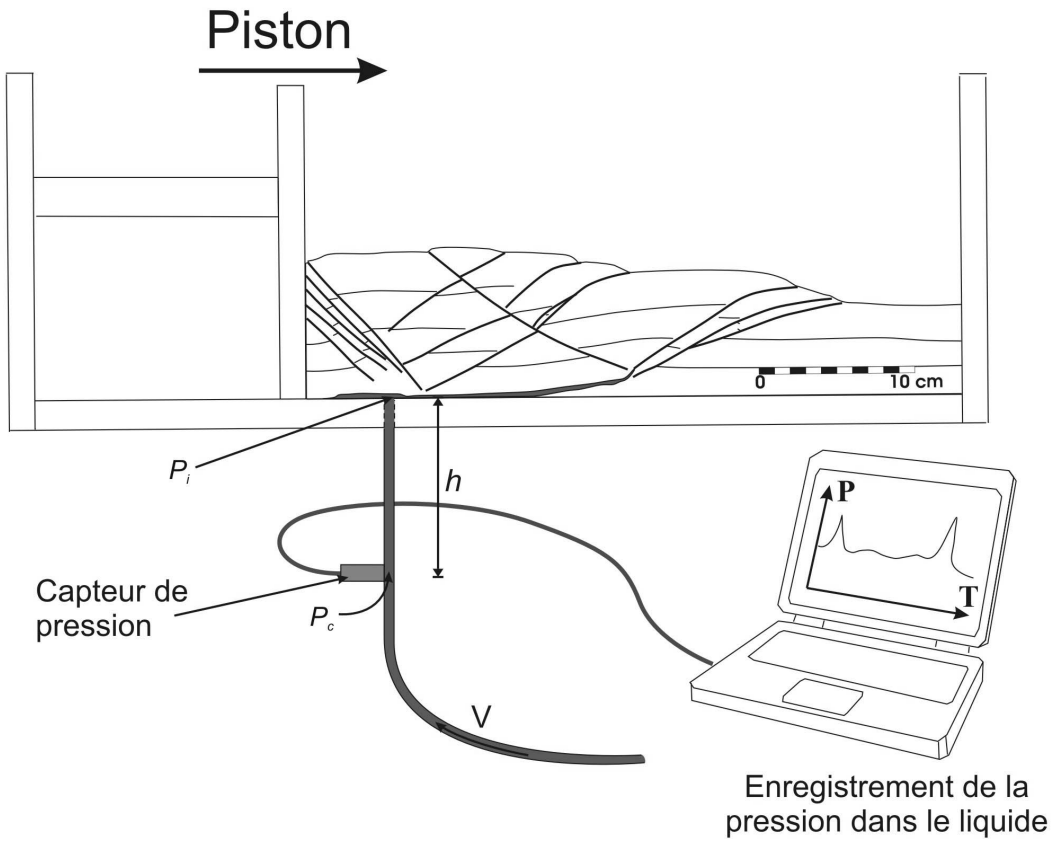


Figure 2. Schéma représentatif du dispositif expérimental et du capteur de pression. P_i est la pression du liquide au niveau du point d'injection, P_c la pression du liquide au niveau du capteur, h la différence de hauteur entre le point d'injection et le capteur de pression et V la vitesse du fluide dans le tuyau d'alimentation.

La différence de pression ΔP_v entre le capteur et le point d'injection occasionné par les frottements du fluide sur les parois du tuyau correspond à une perte linéaire de charge dans un conduit, et s'écrit :

$$\Delta P_v = \frac{\Lambda}{D} \cdot \frac{\rho \cdot V^2}{2} \cdot L \qquad (2)$$

où Λ est le coefficient de perte de charge (nombre sans dimension), ρ la masse volumique en kg m^{-3}, V la vitesse moyenne d'écoulement du fluide en m s^{-1}, D le diamètre du tuyau en m et L la longueur du tuyau en m. En régime laminaire, le coefficient de perte de charge s'écrit :

$$\Lambda = \frac{64}{\mathrm{Re}} \tag{3}$$

où Re est le nombre de Reynolds d'expression :

$$\mathrm{Re} = \frac{\rho \cdot V \cdot D}{\eta} \tag{4}$$

où η est la viscosité du liquide. Dans nos expériences, la viscosité η est fixée à 2×10^{-2} Pa s et ΔP_v ne dépend que du débit D. Les valeurs de la correction de pression due aux frottements du fluide sur les parois du tuyau sont fournies dans le tableau 1.

Débit D / ml min^{-1}	**ΔP_v / Pa**
10.4	6.2
15.7	9.3
20.9	12.5
31.3	18.7
47	28
62.7	37.4

Tableau 1. Valeurs de la correction de pression ΔP_v due aux frottements visqueux du liquide sur les parois du tuyau en fonction du débit de l'injection D.

La correction de la pression hydrostatique nécessite la connaissance de la hauteur h. Cette hauteur n'a malheureusement pas été mesurée au cours des expériences. La valeur de h est néanmoins estimée aux alentours de 16.5 ± 1.5 cm. En connaissant la densité de l'huile végétale (d = 0.892), la correction de la pression hydrostatique est estimée à = 1444 ± 131 Pa. La valeur de la pression P_i au niveau du point d'injection du liquide dans le modèle est estimée à partir de la pression P_c mesurée dans le capteur par l'expression :

$$P_i = P_c - \Delta P_v - \Delta P_h \tag{5}$$

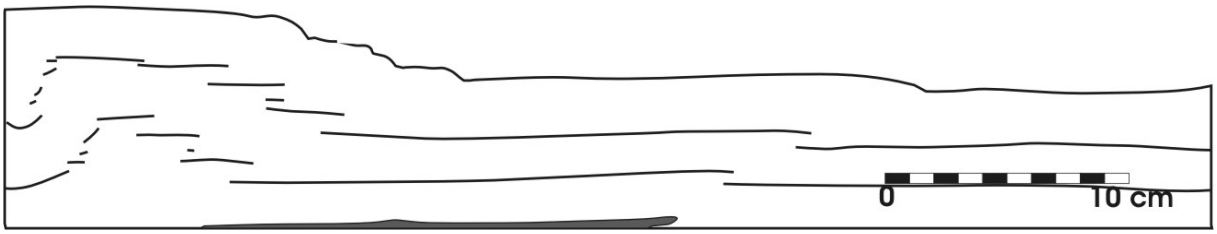
L'incertitude sur la hauteur h semble parfois mal estimée, si bien qu'il devient presque impossible de quantifier la correction ΔP_h, donc la vraie pression P_i dans l'intrusion au niveau du point d'injection.

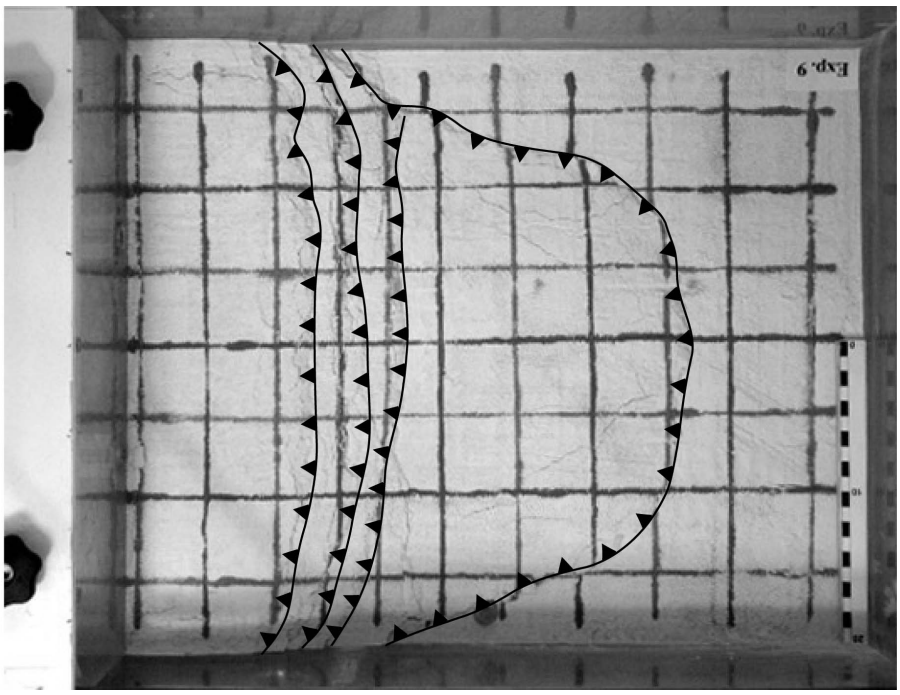
Annexe 3

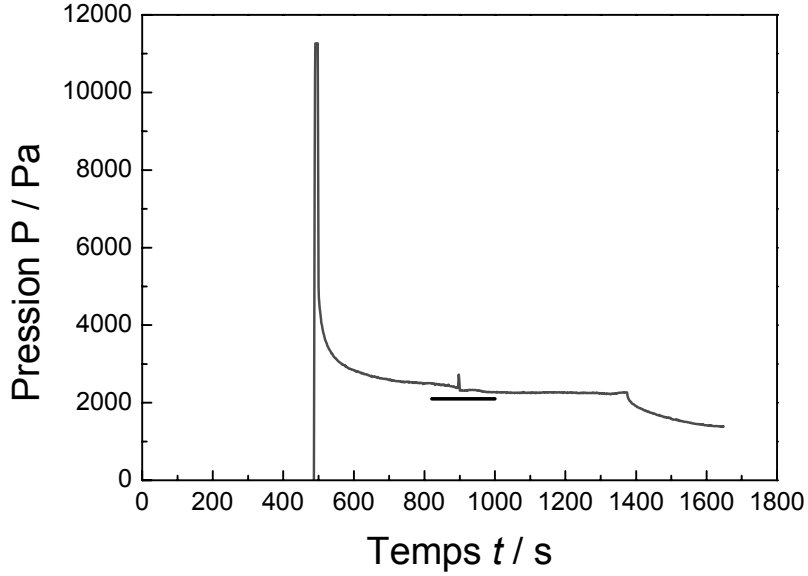
Présentation des expériences de la série A

Toutes les expériences de la série A sont présentées dans cette annexe. Pour chacune d'elles, les valeurs de la vitesse du piston v_p et du débit D sont indiquées. La coupe transversale passant par le point d'injection, la vue de surface finale ainsi que la courbe de pression sont représentées.

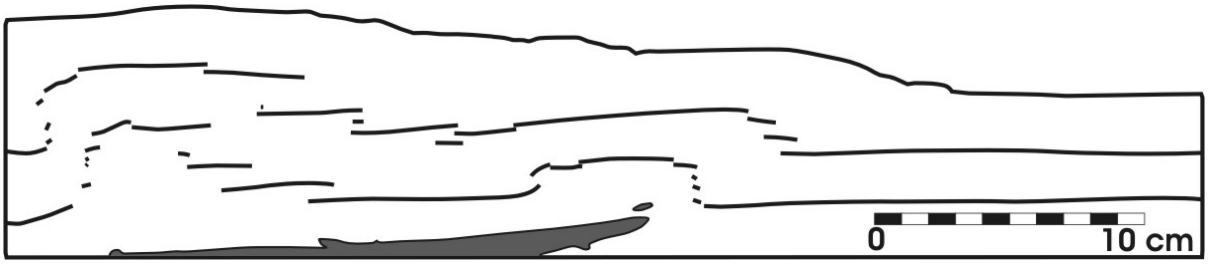
Exp A1.1 – v_p = 0.41 cm min^{-1} ; D = 15.7 ml min^{-1}.

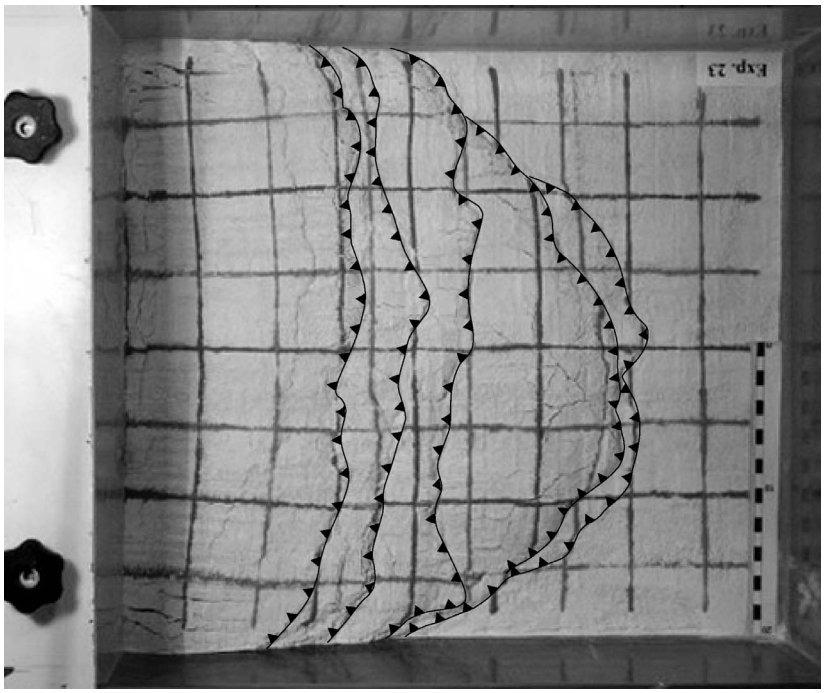


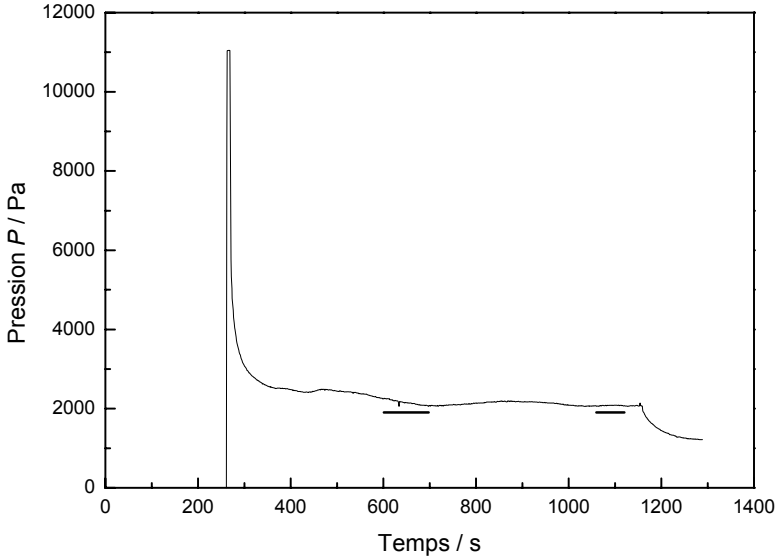




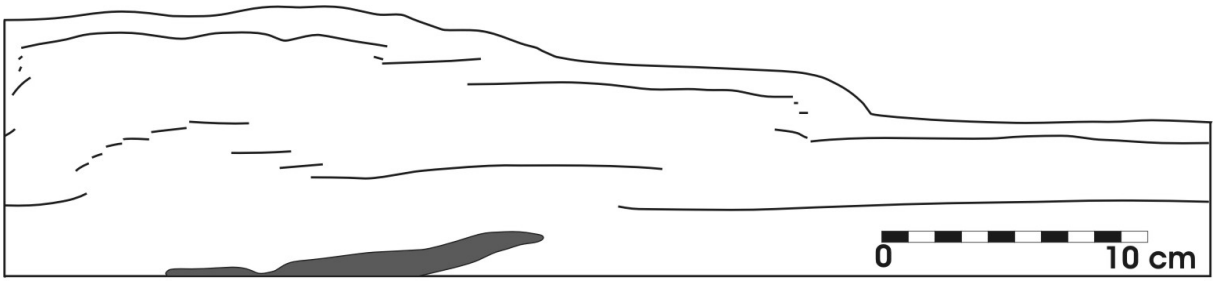
Exp A1.2 – v_p = 0.73 cm min^{-1} ; D = 15.7 ml min^{-1}.

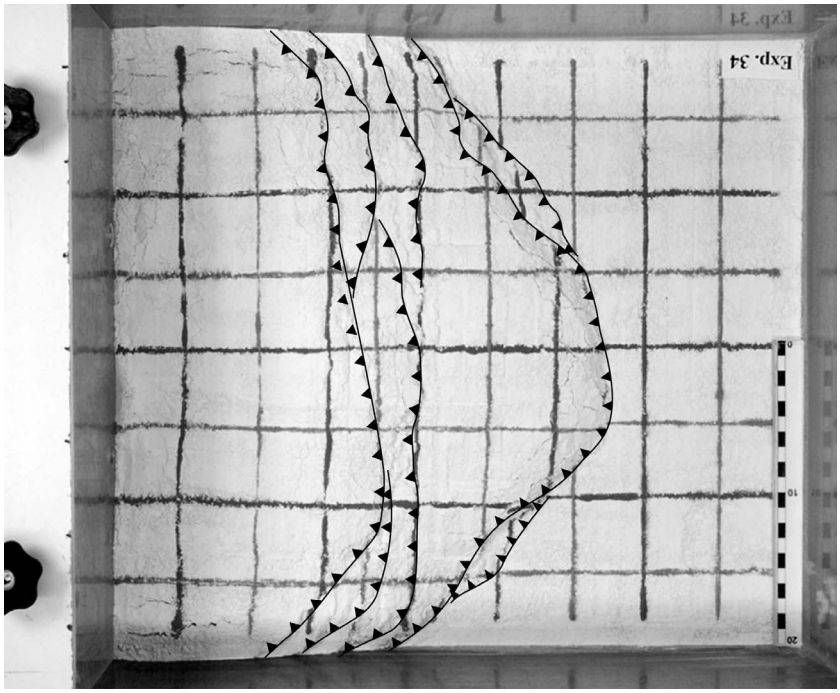


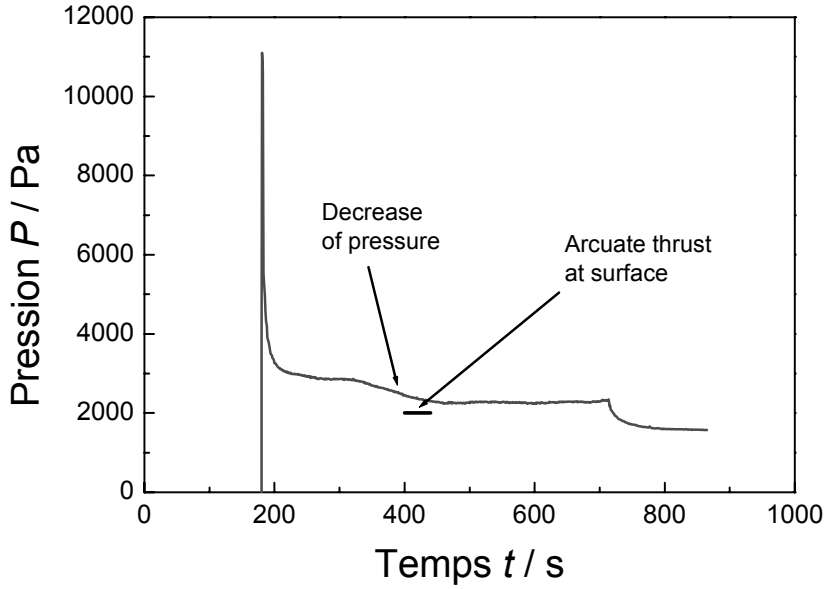




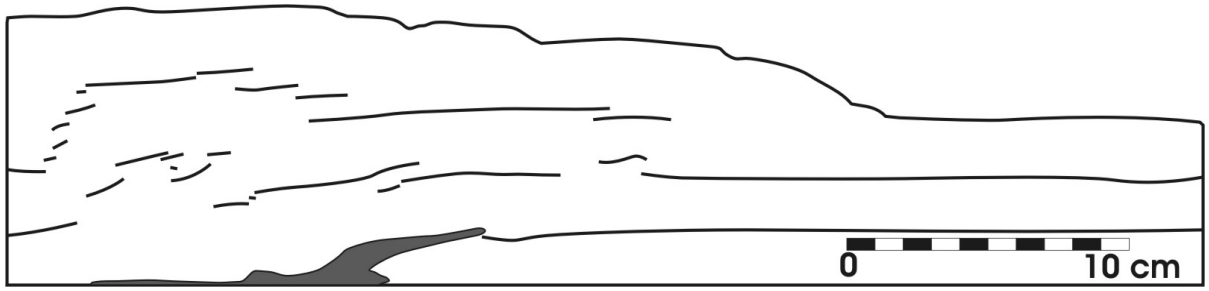
Exp A1.3 – v_p = 1.12 cm min^{-1} ; D = 15.7 ml min^{-1}.

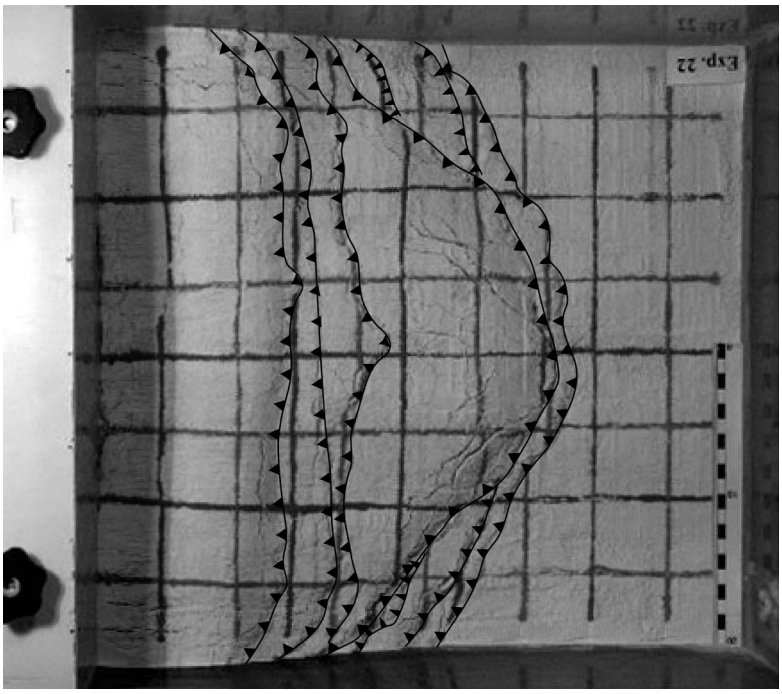


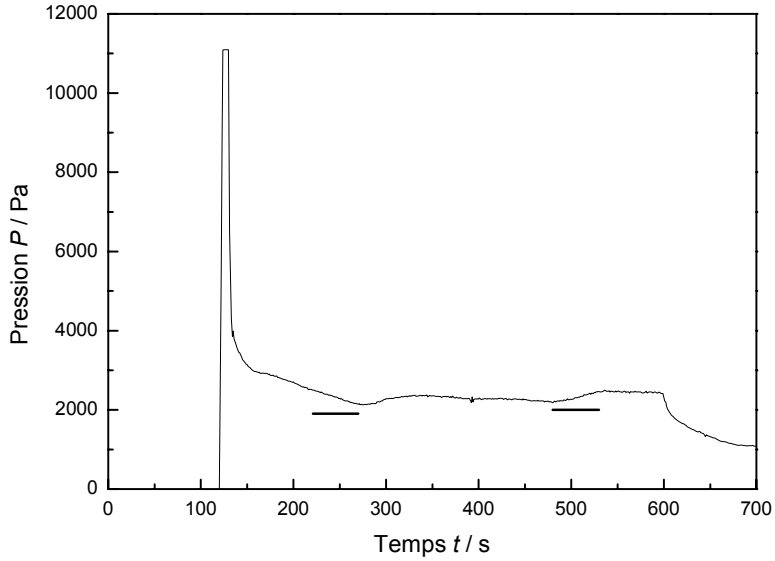




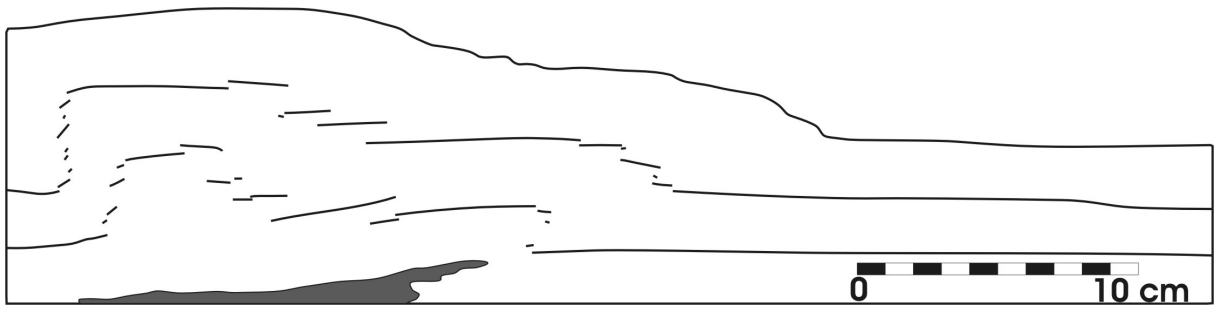
Exp A1.4 – v_p = 1.60 cm min^{-1} ; D = 15.7 ml min^{-1}.

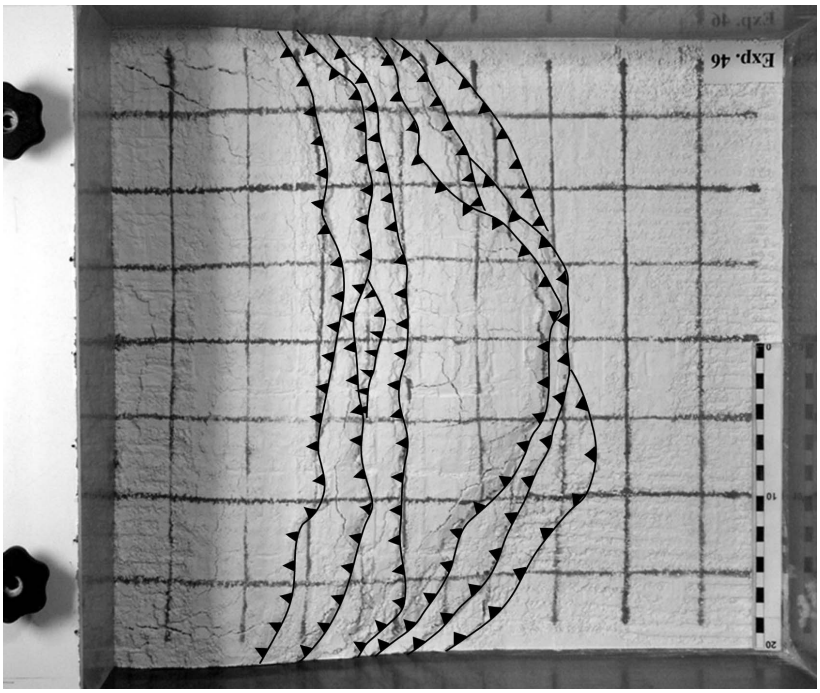


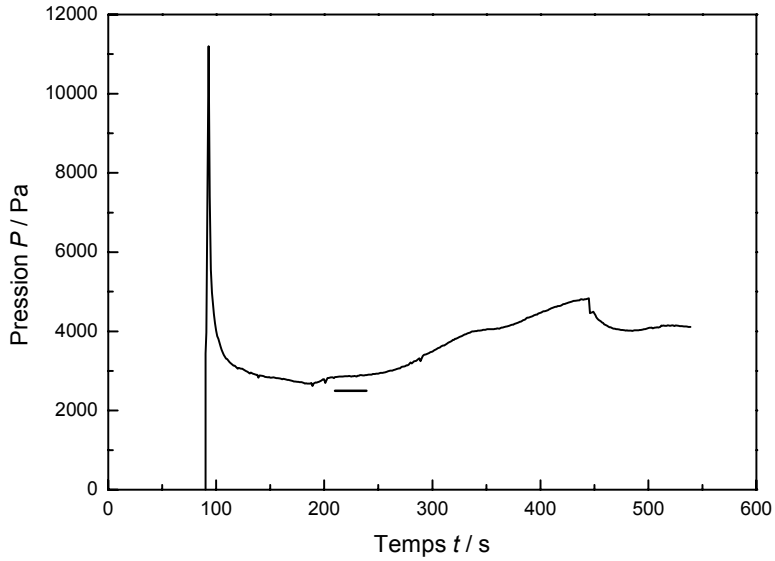




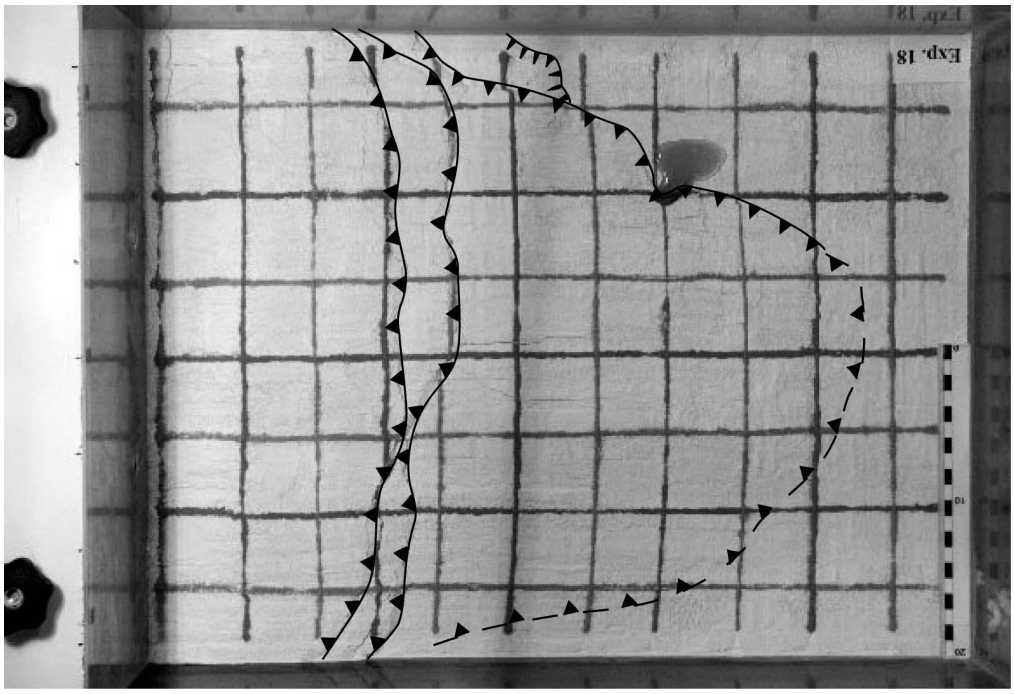
Exp A1.5 – v_p = 2.01 cm min^{-1} ; D = 15.7 ml min^{-1}.

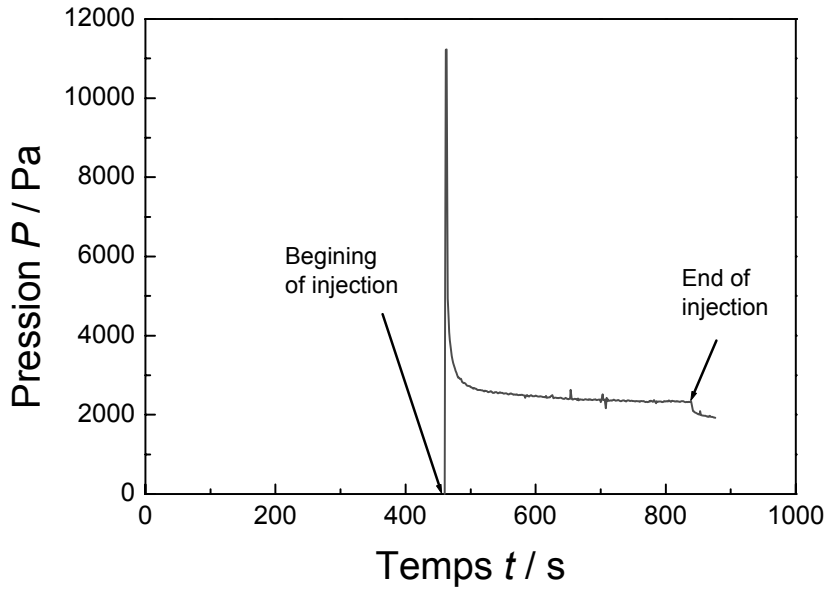




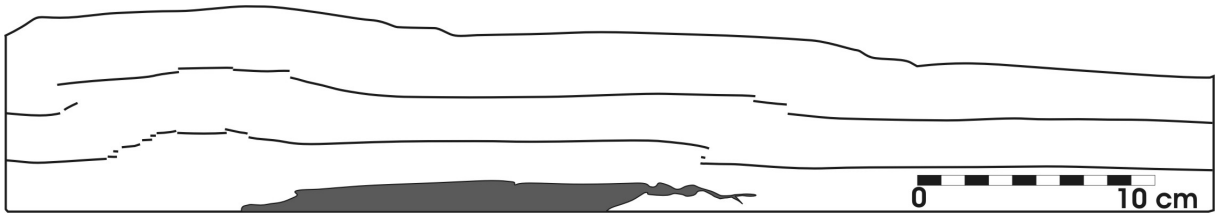


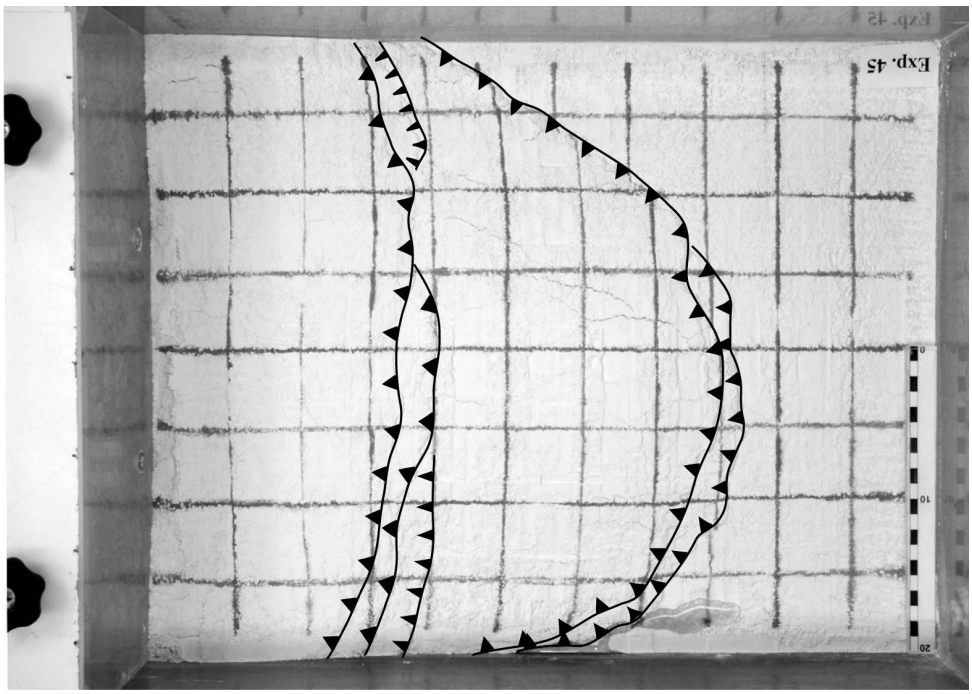
Exp A2.1 – v_p = 0.41 cm min^{-1} ; D = 47 ml min^{-1}.

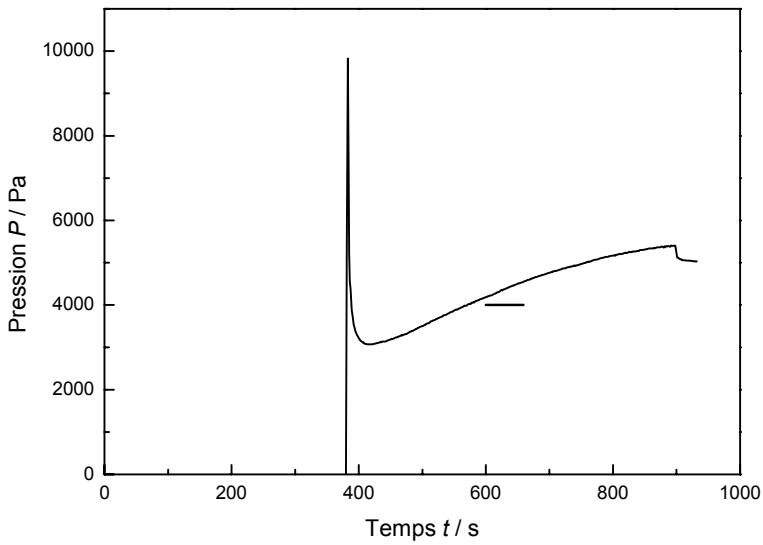




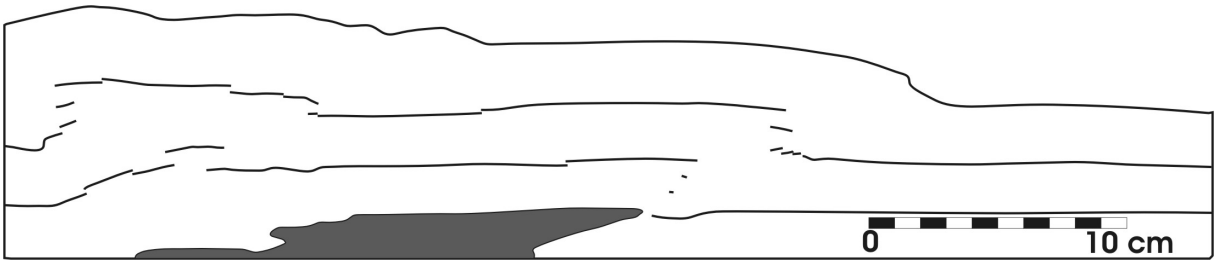
Exp A2.2 – v_p = 0.48 cm min^{-1} ; D = 47 ml min^{-1}.

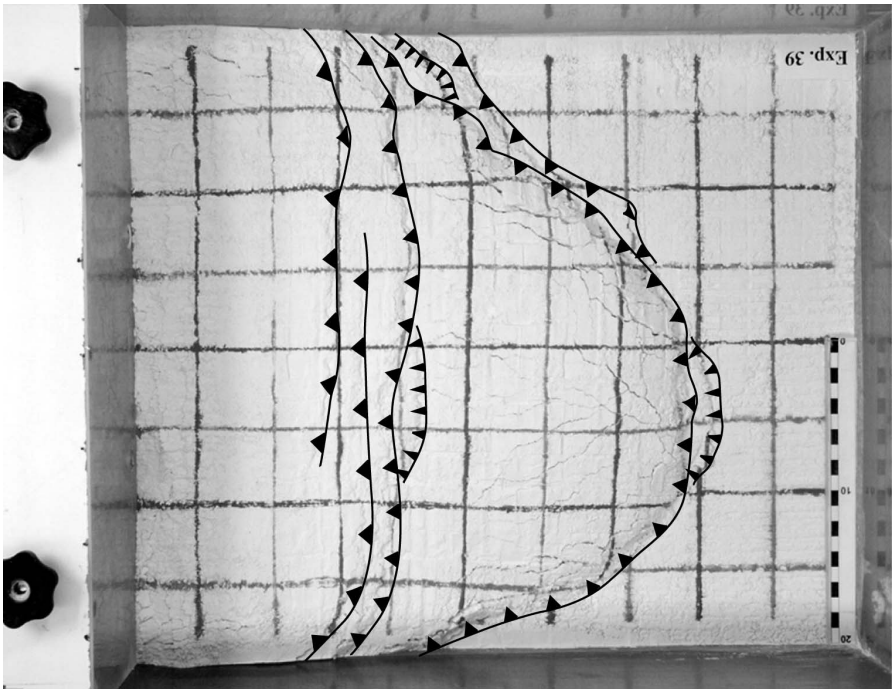


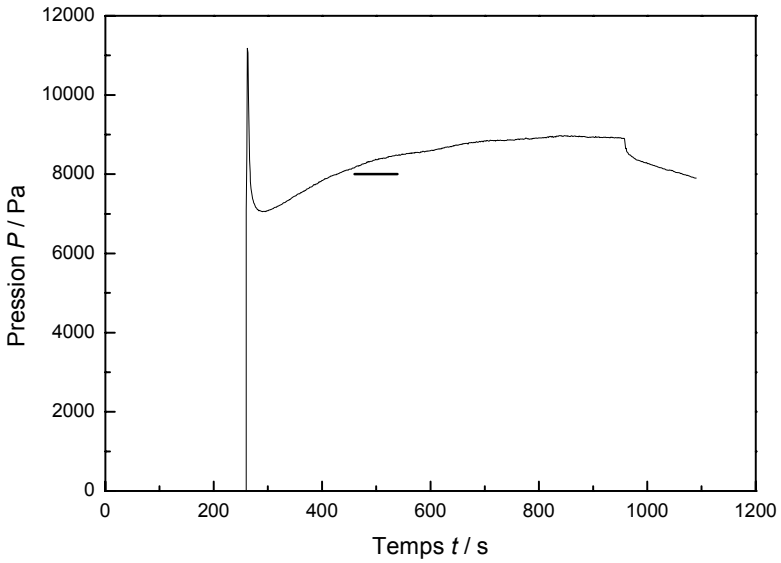




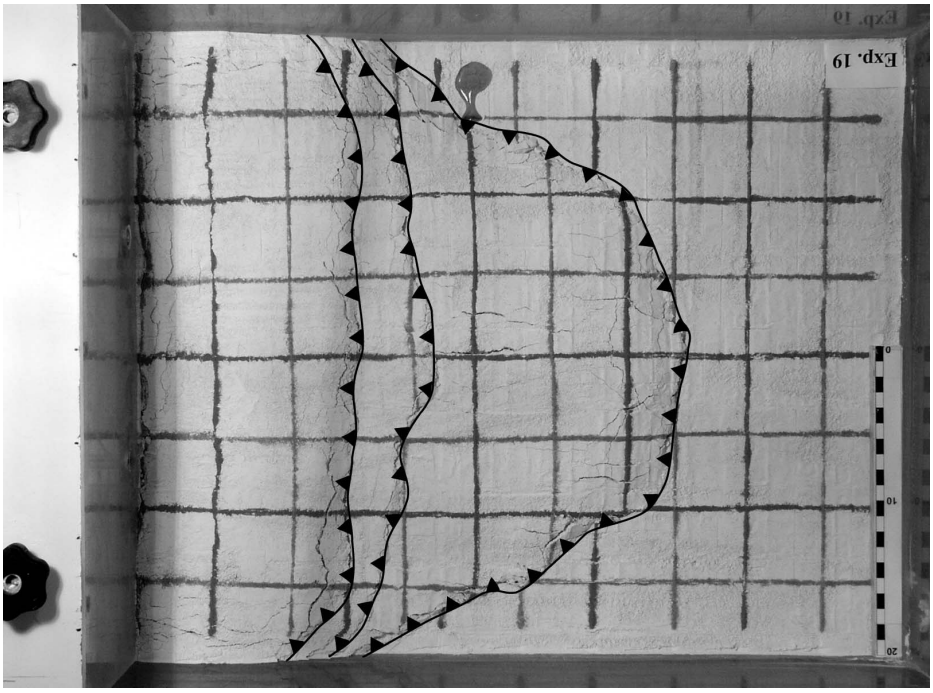
Exp A2.3 – v_p = 0.73 cm min^{-1} ; D = 47 ml min^{-1}.

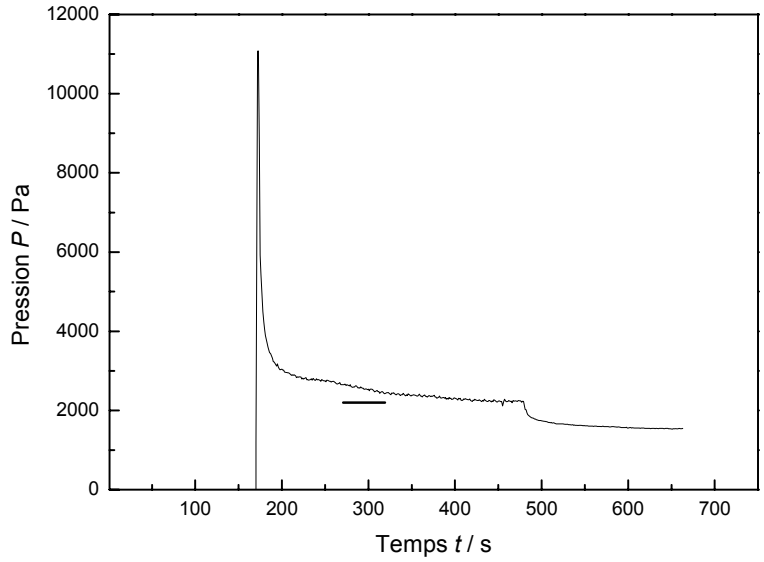




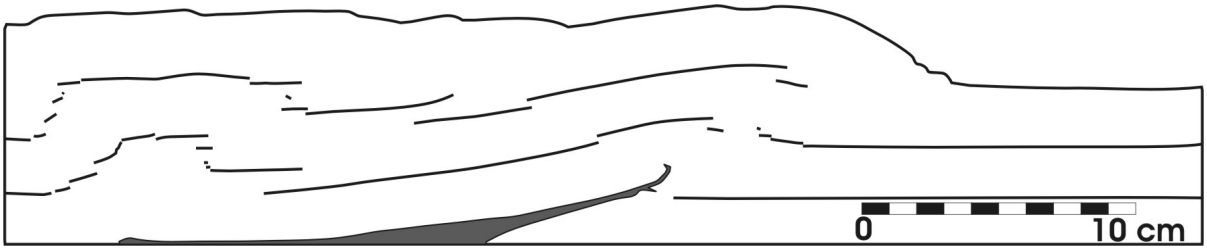


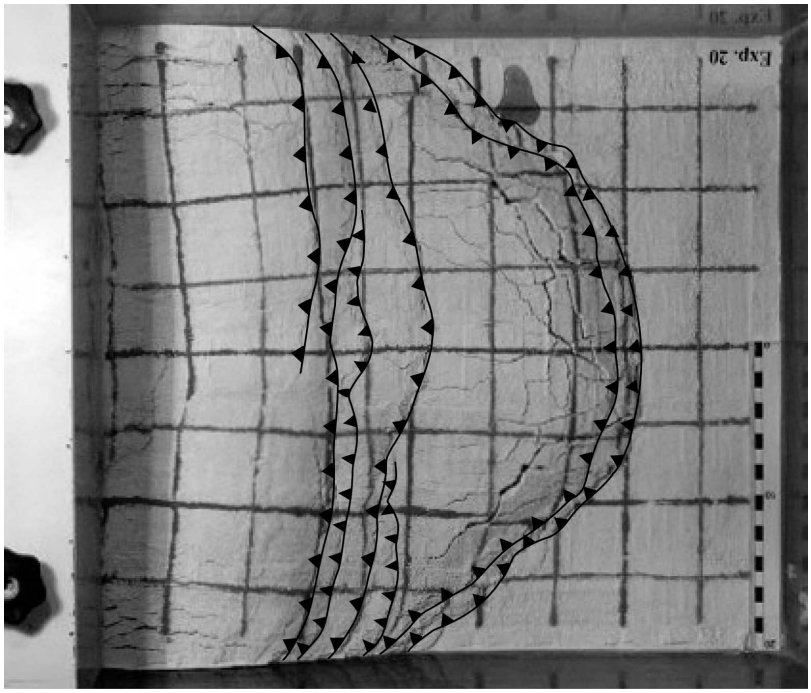
Exp. A2.4 et A3.3 – v_p = 1.13 cm min^{-1} ; D = 47 ml min^{-1}.

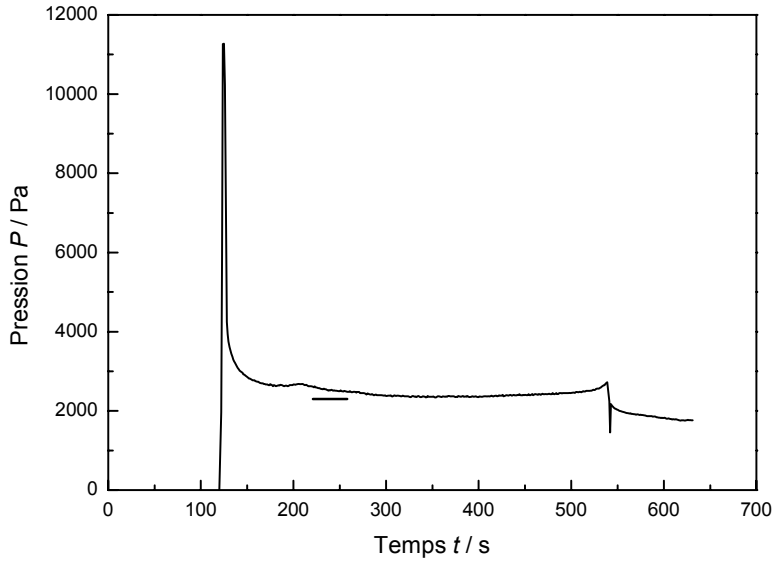




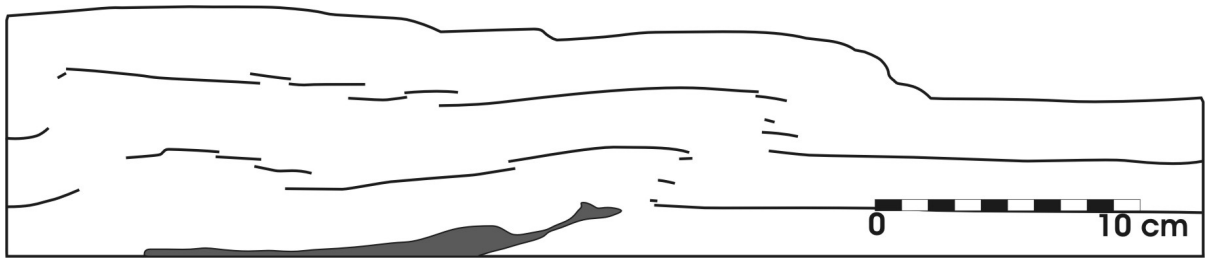
Exp A2.5 – v_p = 1.60 cm min^{-1} ; D = 47 ml min^{-1}.

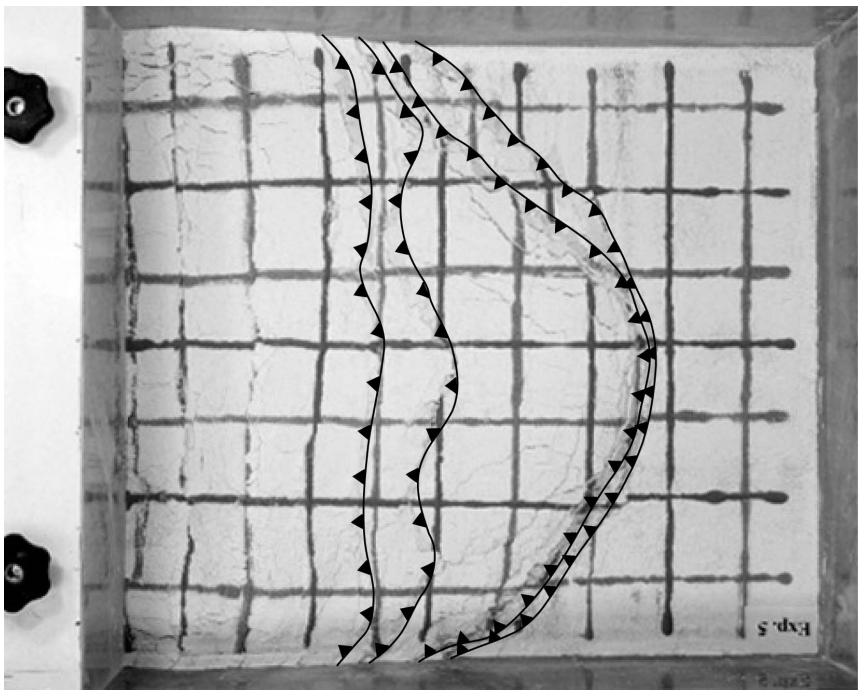




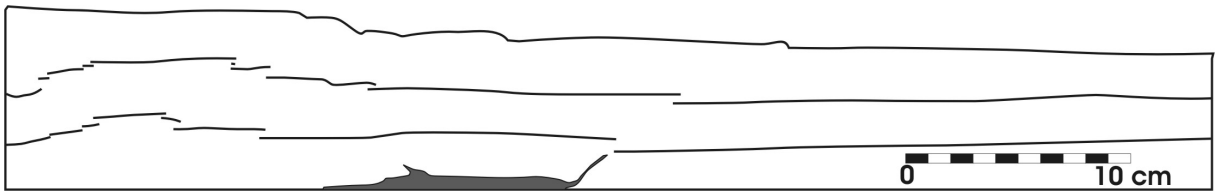


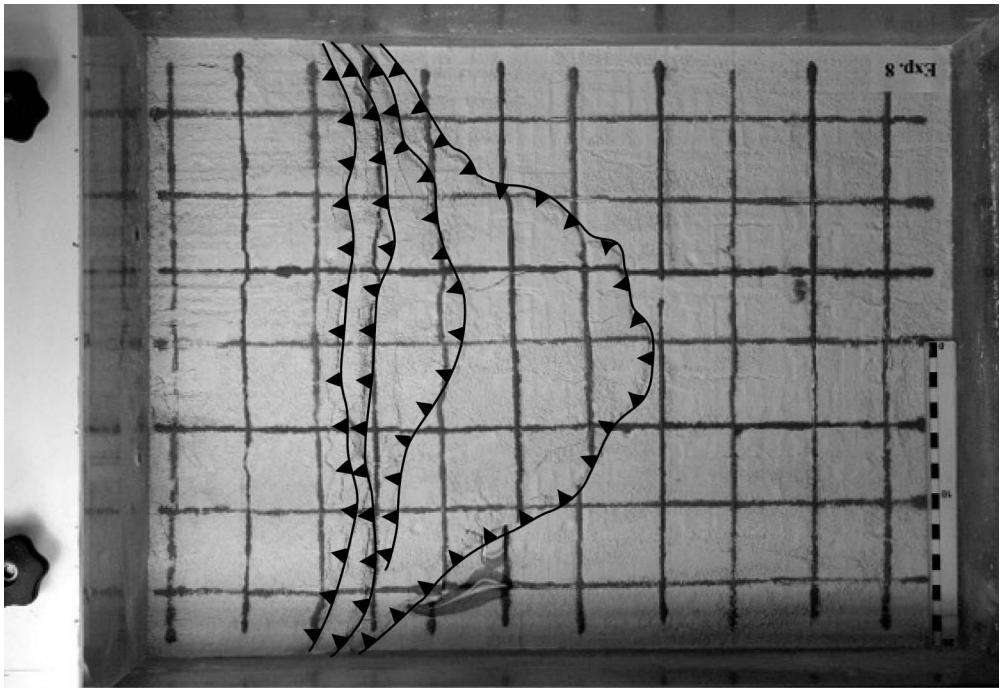
Exp A3.1 – v_p = 1.13 cm min^{-1} ; D = 31.3 ml min^{-1}.

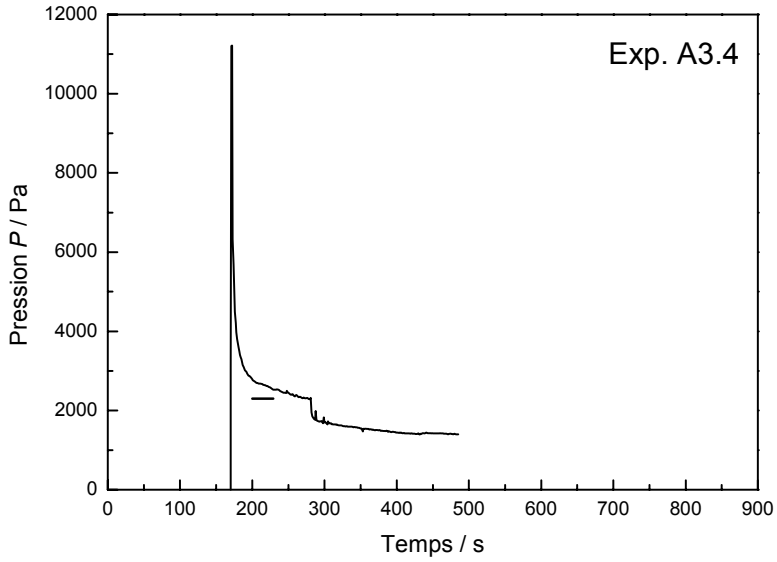

0
10 cm


Exp. 5

Exp. A3.4 – v_p = 1.16 cm min^{-1} ; D = 62.7 ml min^{-1}.







Annexe 4

Description pétrologique des échantillons provenant du volcan Tromen

Annexe 4.A. Description pétrologique des échantillons récoltés lors de la mission de novembre 2002.

N° Echantillon	Description de la roche	Analyse Datation
ABL01	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique, très vacuolaire (~50%) Phénocristaux : F. plagioclase (parfois zonés) ($An_{35-40\ \%}$, Oligoclase), 1-2 mm, allongés Augite Microlites et microcristaux : F. plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques Particularité : Amas gloméro porphyriques	
ABL02	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (20 à 30%), fluidale Phénocristaux : F. plagioclase (parfois zonés) ($An_{20-30\ \%}$, Oligoclase), 2-4 mm, trapus Augite (biotite?) F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques	

ABL03	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, fluidale, porphyrique, Sphérolitique vacuolaire (?) Phénocristaux : F. plagioclase ($An_{55-60\ \%}$, Labrador), 1-2 mm, trapus Augite Pseudomorphose d'olivines altérées en produits argileux Microlites et microcristaux : F. plagioclase Augite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. plagioclase Opaques	
ABL04	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique, vitreuse, fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase (parfois zonés) : An_{55-75} : andésine Labrador, 5 mm, trapus Pseudomorphoses allongées : pyroxènes Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Pseudomorphoses des pyroxènes Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. plagioclase	**Roche Totale**
ABL05	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : porphyrique, microgrenue à microlitique, vacuolaire (~5%) Phénocristaux : Biotite F. plagioclase (souvent zonés), 1 mm Microlites et microcristaux : F. plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatites aciculaires en inclusion dans F. plagioclase	**Biotite**
ABL06	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : vitreuse, porphyrique (~30%), vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase (parfois bien zonés) ($An_{25\ \%}$, Oligoclase), 2-3 mm, trapus Pseudomorphoses de minéraux hydroxylés gainés (amphibole ou biotite) Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire dans F. Plagioclase	**Roche Totale**
ABL 07	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique (fin), porphyrique, Sphérolitique, vacuolaire avec remplissage de carbonates Phénocristaux : Augite	**Roche Totale**

	F. Plagioclase ($An_{45-50\ \%}$, Oligoclase), parfois zonés, inclusions, 1-3 mm, allongés Pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (olivine ou pyroxène ?) Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques Carbonates (avec des stries de croissance, pas d'inclusions)	
ABL 08	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 40%), en partie vitreuse, vacuolaire Phénocristaux : Augite F. Plagioclase ($An_{25\ \%}$, Oligoclase), parfois zonés, 1 cm, trapus Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire Opaques Particularité : amas grloméro-porphyriques	**Toche Totale**
TR 01	Nature de la roche : **Andésite basaltique** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (30%), fluidale, vacuolaire, trachytique Phénocristaux : F. Plagioclase (An $_{30-40\ \%}$, Andésine), 5 mm Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire dans F. Plagioclase Opaques Particularité : « veines » : circulations de fluides ?	**Roche Totale**
TR 02	Nature de la roche : **Andésite basaltique** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (30 %), fluidale, vacuolaire en partie vitreuse Phénocristaux : F. Plagioclase parfois zonés ($An_{35\ \%}$, Andésine), 2 mm, allongés Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Chlorite Opaque Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase	**Roche Totale**
TR 03	Nature de la roche : **Andésite basaltique** Texture de la roche : microlitique, porphyrique, fluidale, vacuolaire, vitreuse Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40-50\ \%}$, Oligoclase), parfois zonés, 1 cm, allongés	**Roche Totale**

	Augite Olivine Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques	
TR 05	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 5 %), vacuolaire (environ 30-40 %) (mésostase opaque) Phénocristaux : (rares) F. Plagioclase ($An_{50-75\ \%}$, Labrador), zonation (parfois), 1-2 mm Augite Olivine Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Olivine Minéraux accessoires : Carbonates remplissant vacuoles : amigdales Opaques	
TR 06	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (10-20 %), fluidale, trachytique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50-65\ \%}$, Labrador), 5-6 mm, trapus Augite Olivine Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite olivine Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques	
TR 07	Nature de la roche : **détritique** Texture de la roche : granulaire Phénocristaux : Carbonates Quartz (parfois avec extinction roulante) F. Minéraux accessoires : Opaques	
LB 01	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : fluidale, microlitique, porphyrique (environ 10-20 %), vacuolaire, microlites 0,5 mm de longueur Phénocristaux : Olivine F. Plagioclase (rarement zonés) ($An_{45-50\ \%}$, Oligoclase), 5 mm Microlites et microcristaux : Olivine	**Roche Totale**

	F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques	
LB 02	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : fluidale,microlitique, porphyrique (10-20 %) vacuolaire, trachytique (microlites jointifs et nombreux) Phénocristaux : Olivines F. Plagioclase ($An_{40\text{-}45\ \%}$, Oligoclase) parfois zonés, 8 mm, trapus Microlites et microcristaux : Olivine F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques	**Roche Totale**
LB 03	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : fluidale, microlitique, porphyrique (environ 10 %) trachytique : 0,5 mm Phénocristaux : Olivine (automorphe) F. Plagioclase ($An_{40\ \%}$, Oligoclase), 3 mm, trapus Microlites et microcristaux : Olivine F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques	**Roche Totale**
CWA 01	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (inférieur à 50 %) vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase, parfois zonés ($An_{55\text{-}60\ \%}$, Labrador) Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire dans les Plagioclase	
CWA 02	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 10 %), fluidale, vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50\text{-}70\ \%}$, Labrador) Olivine Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Olivine Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	
CWA 03		

	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique, fluidale, vacuolaire vitrifiée Phénocristaux : F. Plagioclase Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques Particularité : lame très altérée	
CWA 04	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique Phénocristaux : F. Plagioclase, parfois zonés ($An_{40\text{-}60\ \%}$, Oligoclase) Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase	
CWA 05	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 20-30 %), fluidale, vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase, parfois zonés Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite (Olivine ?) Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Particularité : Apatites	
CWA 06	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 30 %) fluidale, vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase, ($An_{55\text{-}65\ \%}$, Labrador) , parfois zonés Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase	
TIL 01	Nature de la roche : **Andésite**	**Biotite**

	Texture de la roche : microlitique, porphyrique (20-30 %), vitreuse, vacuolaire, Sphérolitique, Perlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{20-30\ \%}$, Oligoclase), 3 mm, trapus Augite Pseudomorphoses pléochroïque, "extinction" droite (hornblende brune) (biotite) (1) Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Pseudomorphoses hornblende Minéraux accessoires : Opaques Apatites aciculaires en inclusion dans les Plagioclase, et dans la matrice	
TIL 02	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (10-15 %), vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase, parfois zonés (An_{25-30}, Oligoclase), 3 mm, trapus Biotites (et pseudomorphoses) Pseudomorphoses de hornblendes et hornblendes Clinopyroxènes Microlites et microcristaux : Phénocristaux de hornblendes Pseudormorphoses F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques	**Biotite**
TIL 02A	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (environ 10-15 %), vacuolaires Phénocristaux : F. Plagioclase (An_{20-25}, Oligoclase), 3 mm, trapus Augite Pseudomorphoses de ferromagnésiens (morphologie de biotite) (altération en mica) Microlites et microcristaux : Biotite Hornblende brune F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	**Biotite**
TIL 03	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (20-30 %) vacuolaire Phénocristaux : F. Plagioclase, 3-5 mm, trapus Augites Pseudormorphoses de ferromagnésiens (altération en mica) Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Biotite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	**Biotite**

TIL 04	Nature de la roche : **Microdiorite** Texture de la roche : trachytique, (voire microgrenue), porphyrique (5 %), vacuolaire Phénocristaux : Hornblende brune F. Plagioclase parfois zonés, 2-3 mm, trapus Augite Microlites et microcristaux : Augite Hornblende brune (aciculaires) F. Plagioclase Biotite Minéraux accessoires : Opaques	**Roche Totale**
TIL 06	Nature de la roche : **andésite** Texture de la roche : microlitique, porphyrique (10-15 %) vacuolaire, fluidale, vitreuse Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{<20}$, Oligoclase), 7-8 mm, trapus Augite Pseudormorphoses de ferromagnésiens Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Hornblende Biotite Minéraux accessoires : Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques	**Biotite**
TIL 07	Nature de la roche : **andésite** Texture de la roche : vitreuse, microlitique (15 %), porphyrique, vacuolaire, perlitique, sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclase (An_{20-30}, Oligoclase), parfois zonés, 3-4 mm, trapus Hornblende verte Augite Pseudormorphose Fe-Mg Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Hornblende Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	**Biotite Amphibole**

Annexe 4.B. Description pétrologique des échantillons récoltés pendant la mission de mars 2003.

N° échantillon	Description de la roche	Traitement
CB-03-01	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique, Vitreuse, Sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{20-30\ \%}$, Oligoclase), 3-4 mm, trapus Hornblende brune basaltique Biotite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase et biotite Augite	**Biotite Amphibole**
CB-03-02	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, vacuolaire, fluidale, Vitreuse Phénocristaux : Hornblende brune basaltique F. Plagioclase, 4-5 mm, trapus Biotite Microlites et microcristaux : Biotites F. Plagio Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire Augite Particularité : Inclusions vitreuses dans certains F. Plagioclases. Amas gloméro porphyriques. Verre abondant, microlites rares	**Biotite Amphibole**
CB-03-03	Nature de la roche : **Andésite ou Dacite** Texture de la roche : Porphyrique, Vitreuse, Sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclase, 1-2 mm, trapus, souvent xénomorphes Hornblende brune basaltique Biotite Microlites et microcristaux : Biotite F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Augite Particularité : Nombreux clastes de F. Plagioclase	**Biotite Amphibole**
CB-03-04	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, vitreuse, Sphérolitique	**Biotite Amphibole**

	Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{20-25\ \%}$, Oligoclase), 3-4 mm, trapus Hornblende brune basaltique (zonée) Biotite Minéraux accessoires : Opaques Augites Apatites	
CB-03-05	Nature de la roche : **Dacite** Texture de la roche : Vitreuse, Vacuolaire, Fluidale, Sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclase, 3-4 mm, trapus Minéraux accessoires : Opaques	**Roche Totale**
CB-03-06	Nature de la roche : **Dacite** Texture de la roche : Porphyrique (5% Volume), Vacuolaire, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase, 3-4 mm, trapus Pseudomorphoses de Ferromagnésiens Minéraux accessoires : Opaques Carbonates en micro veines	**Roche Totale**
CB-03-07	Nature de la roche : **Dacite** Texture de la roche : Porphyrique (5%), Fluidale, Microlithique, Vacuolaire, Vitreuse, Sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclase, 2-3 mm, trapus Minéraux accessoires : Opaques Augite Mica (Chlorite ?) Biotite Veines de carbonates	**Biotite**
CB-03-08	Nature de la roche : **Dacite** Texture de la roche : Fluidale, Porphyrique, Vitreuse, Rapakivi Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{25\ \%}$, Oligoclase), 3-4 mm, trapus Minéraux accessoires : Opaques Augite Ferromagnésiens (Amphiboles ?) Anorthose Particularité : Enclaves microgrenues ? Pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens hydroxylés (couronne d'opaques liée à décompression)	**Roche Totale**
CB-03-10	Nature de la roche : **Basalte à olivine** Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50\ \%}$, Labrador) Olivine Augite	**Roche Totale**

CB-03-11	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique (40 %), Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40\ \%}$, labrador), 1 cm, trapus Clinopyroxène (Augite ou Pigeonnite) Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire Particularité : Amas gloméro porphyriques	**Roche Totale**
CB-03-12	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{45\ \%}$, Labrador), 7-8 mm, trapus Clinopyroxène (Augite ou Pigeonnite) Minéraux accessoires : Opaques Veines d'oxydes	**Roche Totale**
CB-03-13	Nature de la roche : **Dacite ou Rhyolite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlithique, Sphérolitique Phénocristaux : F. Plagioclases (Nombreux sans macle), 5 mm, trapus Anorthose ? Minéraux accessoires : Opaques Augite Biotite	**Biotite**
CB-03-14	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Fluidale, Vitreuse, Sphérolitique à Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{20\text{-}30\ \%}$, Oligoclase) (certaines avec inclusions vitreuses), 8 mm, trapus Biotite Hornblende brune basaltique Minéraux accessoires : Opaques Particularité : Amas gloméro porphyriques	**Biotite Amphibole**
Auca	Nature de la roche : **Andésite basaltique** Texture de la roche : Fluidale, Porphyrique (presque trachytique) Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{45\text{-}50\ \%}$, Oligoclase) Augite Olivine Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires :	**Roche Totale**

	Opaques Apatite (certaines aciculaires) Hornblende brune basaltique (avec couronne d'opaques)	
ABL-03-01	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{60\ \%}$, Labrador) (certains avec inclusions vitreuses), 2-3 mm, allongés Olivine Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Olivine Minéraux accessoires : Opaques Particularité : Altération des ferromagnésiens	**Roche Totale**
ABL-03-03	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{45\text{-}50\ \%}$, Oligoclase) (certains altérés an argiles), 2-3 mm, trapus Amygdales de Carbonates Minéraux accessoires : Opaques Carbonates Veines de Quartz Particularité : Altération des Ferromagnésiens. Importante paragenèse liée à hydrothermalisme	**Roche Totale**
ABL-03-04	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{45\text{-}50\ \%}$, Oligoclase) (certains avec inclusions vitreuses), 2-3 mm, allongés Hornblende brune Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Carbonates Pseudomorphoses d'Augite en amas cryptocristalins argileux et calcitiques	**Roche Totale**
ABL-03-05	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique (40 % volume), Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase, 4-5 mm, trapus Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Chlorite (altération)	

	Carbonates Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Pseudomorphoses d'Augite : ± argiles, ± Chlorite, ± Carbonates, ± Qtz Pseudomorphoses de ferromagnésiens hydroxylés	
ABL-03-06	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{25-35\ \%}$, Oligoclase), 3-4 mm, trapus Ferromagnésiens altérés (Probablement Augite) Pseudomorphose de Ferromagnésiens hydroxylés Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Apatite aciculaire Opaques Quartz ? (dans amas gloméro porphyriques) Phyllosilicates Pseudomorphoses d'Augite : ± argiles, ± Chlorite, ± Carbonates, ± Qtz Particularité : Altération prononcée, Amas gloméro Porphyriques	
ABL-03-07	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40-50\ \%}$, Oligoclase) (certains avec inclusions vitreuses), 2-3 mm, trapus Augite Pseudomorphoses de ferromagnésiens altérés amas cryptocristallins brunâtres Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire Pseudomorphoses de ferromagnésiens hydroxylés Particularité : Amas gloméro porphyriques	
ABL-03-08	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique (10-20 %), Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40\ \%}$, Oligoclase) (certains avec inclusions vitreuses), 2-3 mm, allongés Augite Hornblende brune basaltique Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Hornblende brune basaltique Augite Minéraux accessoires : Apatite automorphe + Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Opaques Veines d'oxydes Biotite altérée	**Roche Totale**
ABL-03-09	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique (30-40%), Microlitique	**Roche Totale**

	Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40\,\%}$, Oligoclase), 4-5 mm, trapus, parfois allongés Pseudomorphoses de ferromagnésiens remplacés par amas cryptocristallins bruns avec carbonates Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Particularité : Altération importante	
ABL-03-10	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{45\,\%}$, Oligoclase) Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Carbonates (en veines) Particularité : Altération importante	**Roche Totale**
PT-03-02	Nature de la roche : **Andésite** Texture de la roche : Porphyrique, Fluidale, Vitreuse (avec quelques microlites) Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{40\,\%}$, Oligoclase) (certains avec inclusions vitreuses), 2-3 mm, allongés Augite Hornblende brune basaltique (gainée) Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Particularité : Amas gloméro porphyriques	**Roche Totale**
PT-03-07	Nature de la roche : **Basalte** Texture de la roche : Porphyrique (pauvre en phénocristaux), Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50\,\%}$, Labrador), 2-3 mm Olivine Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Olivine Augite Minéraux accessoires : Opaques Carbonates Apatite très aciculaire en inclusion dans F. Plagioclase Veines d'argiles brunes	
YS-03-01	Nature de la roche : **Basalte**	**Roche Totale**

	Texture de la roche : Porphyrique (15 % Volume), Microlitique, Fluidale Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50\ \%}$, Labrador) Olivine Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Olivine Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	
YS-03-02	Nature de la roche : Basalte Texture de la roche : Porphyrique (10 % Volume)), Fluidale, Microlitique Phénocristaux : F. Plagioclase ($An_{50\text{-}60\ \%}$, Labrador) (certains avec inclusions vitreuses) Olivine Augite Microlites et microcristaux : F. Plagioclase Olivine Augite Minéraux accessoires : Opaques Apatite aciculaire	**Roche Totale**

Annexe 5

Datations ^{39}Ar – ^{40}Ar des échantillons du Tromen

A – Les échantillons et leur séparation

Un total de 28 échantillons est présenté dans cette annexe.

Des sucres ont été prélevés de façon à fabriquer des lames minces. Une partie du matériel a été broyé à l'aide d'un broyeur d'Abish et la fraction 160µm-2mm a été isolée. Le descriptif des lames minces est fourni par ailleurs (Chapitre 5, Annexe 4).

Les poudres, cuttings et broyats, ont été lavées à l'eau claire et traitée aux ultrasons pour limiter les contaminations éventuelles en périphérie des grains. Un rinçage final à l'alcool et/ou à l'acétone a été effectué. Les échantillons ont été séchés à l'étuve à 100°C.

Les minéraux (biotite, amphibole) ou les fragments de roches totales qui devaient être analysés ont directement été prélevés (handpicking) lors d'un examen des poudres sous loupe binoculaire.

B - Méthodologie $^{40}Ar/^{39}Ar$

Préparation et Irradiation des échantillons

Les grains sélectionnés sont empaquetés dans des feuilles d'aluminium pur recuit pour former des paquets plats (épaisseur: ≈500µm) ayant une forme carré (11x11mm). Chaque paquet est gravé avec un numéro d'ordre.

La préparation des échantillons pour irradiation est extrêmement rigoureuse. Les paquets sont empilés pour former une colonne au sein de laquelle sont intercalés des échantillons moniteurs d'irradiation, à raison d'un moniteur tout les 10 échantillons. La longueur de cette

colonne dépend du nombre d'échantillons. Elle est de l'ordre de 50 à 100 millimètres (fonction du nombre d'échantillons) avec un échantillon moniteur positionné tous les 5mm.
L'échantillon moniteur utilisé dans le cas présent est une sanidine (ACs-2) dont l'âge est 1.186 ± 0.006 Ma. Chaque paquet de moniteur contient 4 grains. Ce moniteur permet de calibrer le flux de neutrons rapides reçu par les échantillons pendant l'irradiation. L'intercalation au sein de la colonne d'irradiation va permettre de contrôler de façon très précise le gradient de flux le long de cette colonne (gradient pouvant atteindre 10-12%). On peut ainsi obtenir des précisions de l'ordre de 0.2% sur les rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ mesurés sur les moniteurs ($^{40}Ar^*$ est l'argon 40 radiogénique formé par la décroissance radioactive naturelle du ^{40}K; $^{39}Ar_K$ est l'argon 39 formé lors de l'irradiation des échantillons par interaction entre le ^{39}K, proportionnel au ^{40}K, de l'échantillon et les neutrons rapides). Cette colonne, emballée dans une feuille d'aluminium pur est placée dans un container d'irradiation également en aluminium pur (tube à sceller de 8cm). Ce container est envoyé pour irradiation à un réacteur nucléaire. Ce réacteur est le réacteur McMaster (http://www.science.mcmaster.ca/mnr/) (Hamilton, Canada). Le choix de ce réacteur a été motivé par sa faible puissance (2kWh) qui permet d'irradier les containers en les plaçant au cœur même du réacteur (position 5C), ce qui a pour effet de minimiser les gradients de flux. Dans le cas présent, l'irradiation a duré 5h pour une quantité totale de neutrons (thermiques + rapides) reçus de l'ordre de $7x10^{17}$ n cm^{-2}.
Le container est réexpédié après une période de "refroidissement" pour permettre la décroissance de tous les isotopes à vie courte (surtout Al^{27}). La réception des échantillons à l'aéroport de Roissy obéit à une réglementation très stricte. Les échantillons sont déballés et stockés en attente d'analyse.

Méthodologie analytique

Les grains devant être analysés sont placés dans les alvéoles d'une plaque en cuivre (cuivre OFHC ne dégazant pas sous ultra-vide) (35 trous par plaque). Cette plaque est positionnée dans une enceinte sous ultra-vide. L'enceinte comporte un hublot à pompage différentiel du fait de la présence d'une fenêtre de visée en monocristal de ZnS (transparent au rayonnement laser CO_2 (λ=10μm)) sur le coté de laquelle on pompe en continu de façon à réduire la fuite entre l'extérieur et l'intérieur de la chambre UHV. Cette enceinte, au sein de laquelle l'échantillon à analyser va être « dégazé », est connectée au spectromètre de masse en phase gazeuse (MAP215) avec lequel vont être effectuées les analyses par l'intermédiaire d'une ligne de purification (un piège froid à azote liquide et un getter (Al-Zr)).

Les moniteurs sont fondus directement alors que les minéraux individuels (biotite ou amphibole) ou fragments de roches totales sont généralement chauffés par paliers de température. Le chauffage et la fusion des grains se fait à l'aide d'un laser CO_2 de puissance (émission dans l'infrarouge ; λ=10μm). Le faisceau laser est focalisé sur l'échantillon ou moniteur à traiter au travers de la fenêtre de visée du hublot porte échantillon à l'aide d'un laser guide (He-Ne) par l'intermédiaire d'un système optique en ZnS comprenant un agrandisseur de faisceau, un diaphragme, une lentille convergente et un miroir de renvoi. Cet ensemble optique permet d'ajuster la taille du faisceau laser en fonction de la taille de l'échantillon à analyser.

Le gaz (s.l.) libéré lors de ces étapes de fusion ou chauffage est purifié (élimination de H_2, N_2, O_2, CO_2, H_2O,……..) sur la ligne puis analysé à l'aide du spectromètre de masse. La mesure est faite en statique (pompage isolé) avec onze cycles de mesure des isotopes de l'argon, avec une interpolation au temps « zéro » qui permet de s'affranchir des effets de mémoire du spectromètre de masse et de la discrimination associée à l'ionisation dans le bloc source. On détermine ainsi à chaque fois par calcul un rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ apparent. On effectue par ailleurs toutes les trois étapes une mesure du bruit de fond de l'installation (mesure dans les mêmes conditions analytiques que lors de l'analyse de l'échantillon). Cette mesure est soustraite du résultat des étapes suivantes.

Trois grains de chaque paquet de moniteur sont fondus successivement. La moyenne des 3 rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ mesurés est la valeur de référence pour le paquet de moniteur en question. L'ensemble des valeurs de référence obtenues permet de définir une « courbe d'irradiation » en fonction de la position dans cette colonne qui permettra d'attribuer à chaque échantillon qui sera analysé, en fonction de sa position, une valeur $(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)_m$ (m: rapport déterminé pour le moniteur) représentative de la quantité de neutrons reçus et donc de la quantité d'atomes ^{39}Ar produits pendant l'irradiation. Du fait de mode de préparation de la colonne d'irradiation, ce rapport est déterminé avec une précision de l'ordre de 0.2%.

Les grains de muscovite, biotite ou amphibole sont chauffés par paliers de température. Le temps de chauffage à température constante est de 1 min.. Le temps de résidence du gaz sur la ligne de purification est au maximum de 3 min. (temps pendant lequel la ligne reste en statique (isolée du système de pompage)). L'analyse du gaz sur le spectromètre de masse dure 13mn et une période 10-15mn de pompage entre chaque étape permet d'assurer des conditions d'analyse optimales (qualité du bruit de fond des installations). L'ensemble des rapports $(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)_{ech}$ (ech: échantillon) calculés pour chacune des analyses faites à températures croissantes, jusqu'à la fusion du grain, permet de construire un spectre d'âge. Chacune des

étapes de ce spectre d'âge correspond à un âge apparent calculé schématiquement de la façon suivante:

Composition des isotopes de l'argon présents dans l'échantillon :

$^{40}Ar_{mesuré}=^{40}Ar^{*}+^{40}Ar_{atmosphérique}+^{40}Ar_{K}$
$^{39}Ar_{mesuré}=^{39}Ar_{K}+^{39}Ar_{Ca}$
$^{38}Ar_{mesuré}=^{38}Ar_{atmosphérique}+^{38}Ar_{Cl}$
$^{37}Ar_{mesuré}=^{37}Ar_{Ca}$
$^{36}Ar_{mesuré}=^{36}Ar_{atmosphérique}+^{36}Ar_{Ca}+^{36}Ar_{Cl}$

ou les indices Ca, K et Cl traduisent l'origine des isotopes

On peut en déduire le rapport suivant :

$$\frac{^{40}Ar^{*}}{^{39}Ar_{K}}=\frac{\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_{m}-\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{Atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_{m}+\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{Atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_{m}}{1-\left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_{m}}-\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_{K}$$

(formulation simplifiée qui ne prend pas en compte la discrimination de masse et les isotopes du chlore):

Rapports mesurés sur sels purs ou silicates de Ca (CaF_2) et K (K_2SO_4) irradiés dans les mêmes conditions que les échantillons:

$$\left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}=2.79\times10^{-4},\left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}=7.06\times10^{-4},\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_{K}=3.02\times10^{-2}$$

Rapport atmosphérique vrai:

$$\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{Atm}=295.5$$

Connaissant **J** (paramètre d'irradiation) et le rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K}$ de l'échantillon on peut calculer son âge t_{ech}:

$$t_{ech}=(1/\lambda)\ln(1+J.(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K})_{ech})$$

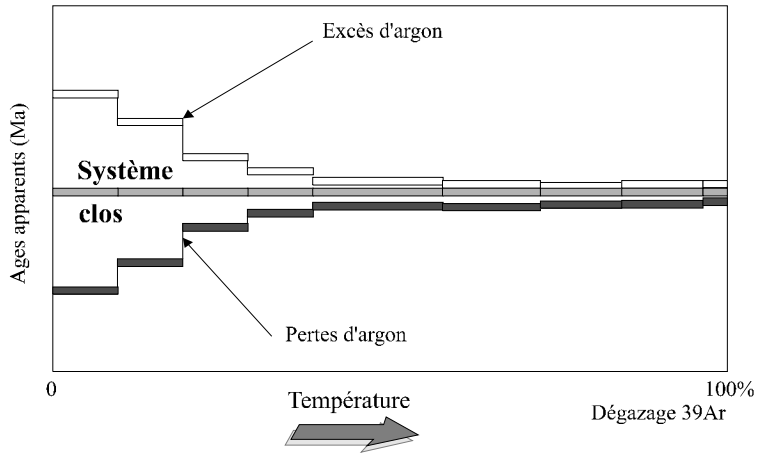
ou $(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K})_{ech}$ est le rapport mesuré pour une étape de température

Avec le paramètre d'irradiation $J=(\exp(\lambda.t_m)-1)/(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K})_m$

ou t_m représente l'âge du moniteur (1.186 Ma pour le moniteur ACS-2)

et $\lambda=5.543\ 10^{-10}\ an^{-1}$

L'évolution de ces âges apparents en fonction de la température (spectre d'âge) permet d'appréhender la répartition des isotopes de l'argon dans la structure cristallographique du système que l'on analyse et donc de discuter de la validité des âges mesurés.



⇒**Spectres d'âge**: succession d'âges apparents caractérisant le dégazage à température croissante (étapes ou paliers de température) des isotopes de l'argon contenus dans le minéral analysé.
En l'absence de "perturbations", les âges apparents mesurés sont constants. Ceci caractérise une répartition isotopique homogène. On définit alors un **âge plateau**

Le chauffage par paliers de température permet de séparer partiellement au cours des étapes de chauffage successives les composantes d'origine atmosphérique (argon piégé d'origine externe) et d'origine radiogénique (argon radiogénique et artificiel (^{39}Ar) piégé dans la structure cristallographique du minéral), la composante atmosphérique étant libérée à des températures plus basses que la composante radiogénique.

C - Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar

Moniteurs d'irradiation

Ci-dessous la liste des valeurs des rapports $(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K)_{moniteur}$ pour chaque paquet de moniteur (en gras) et les rapports $(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K)$ extrapolés pour le calcul des paramètres J applicables à chacun des échantillons :

Nom échantillon	**Type/Minéral**	**N° dans l'irradiation**	**$^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_K$) moniteur**	**Paramètre J**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**D**	**0,4915**	**0,001337977**
		31	0,4918	**0,001337161**
		32	0,4921	**0,001336346**
		33	0,4923	**0,001335803**
		34	0,4926	**0,00133499**
TR-01	**RT**	35	0,4929	**0,001334177**
TR-02	**RT**	36	0,4932	**0,001333366**
TR-03	**RT**	37	0,4935	**0,001332555**
LB-01	**RT**	38	0,4938	**0,001331746**
LB-02	**RT**	39	0,494	**0,001331206**

LB-03	**RT**	40	0,4943	**0,001330398**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**E**	**0,4946**	**0,001329591**
PT-01	**RT**	41	0,4949	**0,001328785**
PT-03-02	**Amphibole**	42	0,4951	**0,001328249**
ABL-04	**RT**	43	0,4954	**0,001327444**
ABL-05	**Biotite**	44	0,4956	**0,001326909**
ABL-05	**Biotite**	44	0,496	**0,001325839**
ABL-06	**RT**	45	0,4959	**0,001326106**
ABL-07	**RT**	46	0,4961	**0,001325571**
ABL-08	**RT**	47	0,4964	**0,00132477**
ABL-03-01	**RT**	48	0,4966	**0,001324237**
ABL-03-03	**RT**	49	0,4969	**0,001323437**
ABL-03-04	**Amphibole**	50	0,4971	**0,001322905**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**F**	**0,4974**	**0,001322107**
ABL-03-08	**Amphibole**	51	0,4981	**0,001320249**
ABL-03-09	**RT**	52	0,4988	**0,001318396**
ABL-03-10	**RT**	53	0,4994	**0,001316812**
TIL-01	**Biotite**	54	0,5001	**0,001314969**
TIL-02	**Biotite**	55	0,5008	**0,001313131**
TIL-02A	**Biotite**	56	0,5015	**0,001311298**
TIL-03	**Biotite**	57	0,5022	**0,00130947**
TIL-04	**RT**	58	0,5029	**0,001307648**
TIL-06	**Biotite**	59	0,5035	**0,001306089**
TIL-07	**Biotite**	60	0,5042	**0,001304276**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**G**	**0,5049**	**0,001302468**
TIL-07	**Amphibole**	61	0,505	**0,00130221**
Pb/Q3	**RT**	62	0,5051	**0,001301952**
MC-02	**RT**	63	0,5051	**0,001301952**
MC-03	**RT**	64	0,5052	**0,001301694**
CB-03-01	**Biotite**	65	0,5053	**0,001301437**
CB-03-01	**Amphibole**	66	0,5054	**0,001301179**
CB-03-02	**Biotite**	67	0,5055	**0,001300922**
CB-03-02	**Amphibole**	68	0,5056	**0,001300664**
CB-03-03	**Biotite**	69	0,5056	**0,001300664**
CB-03-03	**Amphibole**	70	0,5057	**0,001300407**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**H**	**0,5058**	**0,00130015**
CB-03-04	**Biotite**	71	0,5058	**0,00130015**
CB-03-04	**Amphibole**	72	0,5059	**0,001299893**
CB-03-05	**RT**	73	0,506	**0,001299636**
CB-03-06	**RT**	74	0,5061	**0,001299379**
CB-03-07	**Biotite**	75	0,5061	**0,001299379**
~~CB-03-08~~	~~**RT**~~	~~76~~	0,5062	**0,001299123**
CB-03-10	**RT**	77	0,5063	**0,001298866**
CB-03-11	**RT**	78	0,5064	**0,00129861**
CB-03-12	**RT**	79	0,5065	**0,001298353**
CB-03-13	**Biotite**	80	0,5066	**0,001298097**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**I**	**0,5067**	**0,001297841**
CB-03-14	**Biotite**	81	0,5076	**0,00129554**
CB-03-14	**Amphibole**	82	0,5085	**0,001293247**
YS-03-01	**RT**	83	0,5094	**0,001290962**
YS-03-02	**RT**	84	0,5103	**0,001288685**

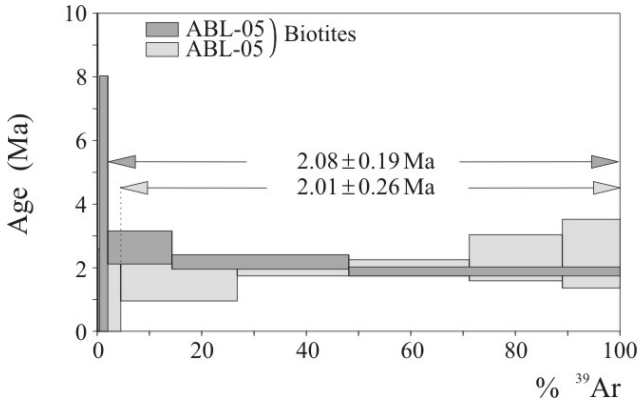
AUCA	**RT**	85	0,5111	**0,001286668**
~~PL1~~	~~**RT**~~	~~86~~	0,512	**0,001284406**
RST1	**Amphibole**	87	0,5129	**0,001282152**
ACs-2 moniteur	**Sanidine**	**J**	**0,5138**	**0,001279906**

Résultats des analyses ^{39}Ar-^{40}Ar faites sur les échantillons

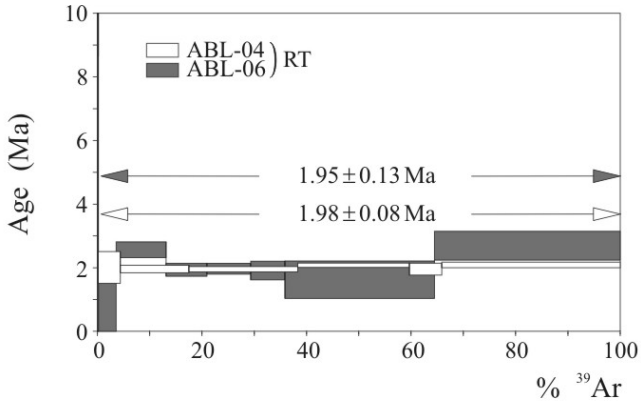
Dans leur très grande majorité les analyses effectuées ont permis le calcul d'âges plateau. Sur ce type de matériel, l'établissement d'un âge plateau est le meilleur critère de validité. La discussion des quelques rares spectres d'âge perturbés ne présente aucun intérêt pour le présent rapport. Tous les résultats de cette série de 28 analyses sont reportés dans le tableau ci-dessous :

Nom échantillon	Type/Minéral	N° dans l'irradiation	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$) moniteur	Paramètre J	N° manipulation	Age(s) significatif(s)	Nb étapes plateau	Nb étapes totales	% dégazage plateau	Détermination du plateau (1 ou 2s)
TR-01	RT	35	0,4929	0,001334177	Z78	1,81±0,06 (AP)	5	5	100%	1s
TR-02	RT	36	0,4932	0,001333366	Z79	1,95±0,19 (AP)	7	5	84%	1s
TR-03	RT	37	0,4935	0,001332555	Z111	1,80±0,04 (AP)	9	7	97%	2s
LB-01	RT	38	0,4938	0,001331746	Z77	1,25±0,07 (AP)	8	7	99%	1s
LB-02	RT	39	0,494	0,001331206	Z81	1,30±0,12 (AP)	5	4	98%	1s
LB-03	RT	40	0,4943	0,001330398	Z90	0,99±0,15 (AP)	6	4	90%	1s
PT-03-02	Amphibole	42	0,4951	0,001328249	Z99	0,59±1,05 (AP)	4	3	91%	1s
ABL-04	RT	43	0,4954	0,001327444	Z84	1,98±0,08 (AP)	5	4	96%	1s
ABL-05	Biotite	44	0,4956	0,001326909	Z91	2,01 ± 0,26 (AP)	6	4	95%	1s
ABL-05	Biotite	44	0,496	0,001325839	Z71	2,08 ± 0,13 (AP)	6	3	98%	1s
ABL-06	RT	45	0,4959	0,001326106	Z115	1.95±0.13 (pseudo-AP) (C.A. anormalement élevée)	8	3	23%	1s
ABL-07	RT	46	0,4961	0,001325571	Z116	2.03 ± 0.05 (AP)	7	6	99,90%	1s
ABL-03-01	RT	48	0,4966	0,001324237	Z117	2.00±0.06 (AP)	6	5	99,70%	2s
ABL-03-04	Amphibole	50	0,4971	0,001322905	Z97	Excès à BT, ages HT à ca 4 Ma				
ABL-03-08	Amphibole	51	0,4981	0,001320249	Z98	Echantillon trop altéré, résultat inexploitable				
ABL-03-09	RT	52	0,4988	0,001318396	Z76	1,61±0,16 (AP)	7	5	96%	1s
TIL-01	Biotite	54	0,5001	0,001314969	Z94	0,83±0,41 (étape fusion)				
TIL-04	RT	58	0,5029	0,001307648	Z80	0,88±0,15 (AP)	5	3	96%	1s
TIL-06	Biotite	59	0,5035	0,001306089	Z93	0,82 ± 0,04 (AP)	6	3	94%	1s
TIL-07	Biotite	60	0,5042	0,001304276	Z72	1,44±0,25 (AP)	8	5	84%	1s
CB-03-01	Biotite	65	0,5053	0,001301437	Z74	0,90±0,04 (AP)	9	3	79%	1s
CB-03-04	Biotite	71	0,5058	0,00130015	Z92	1,10±0,07 (AP)	5	4	99%	1s
CB-03-06	RT	74	0,5061	0,001299379	Z73	1,10±0,06 (AP) (contamination sur étape fusion)	5	3	48%	1s
CB-03-10	RT	77	0,5063	0,001298866	Z82	0,04±0,04 (AP)	5	3	98%	1s
CB-03-12	RT	79	0,5065	0,001298353	Z118	1,72±0.02 (AP)	8	7	99,50%	2s
CB-03-13	Biotite	80	0,5066	0,001298097	Z85	1,21 ± 0,16 (AP)	5	3	96%	
CB-03-14	Biotite	81	0,5076	0,00129554	Z87	0,84±0,09 (AP)	7	4	97%	1s
YS-03-02	RT	84	0,5103	0,001288685	Z83	1,75±0,06 (AP)	6	4	99%	1s

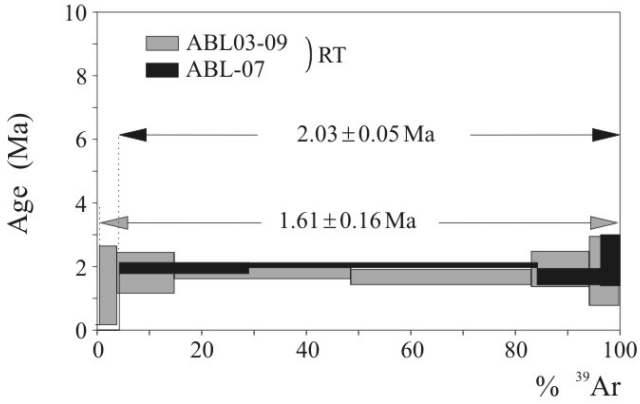
Spectres d'âges ^{39}Ar-^{40}Ar obtenus sur les échantillons du Tromen.



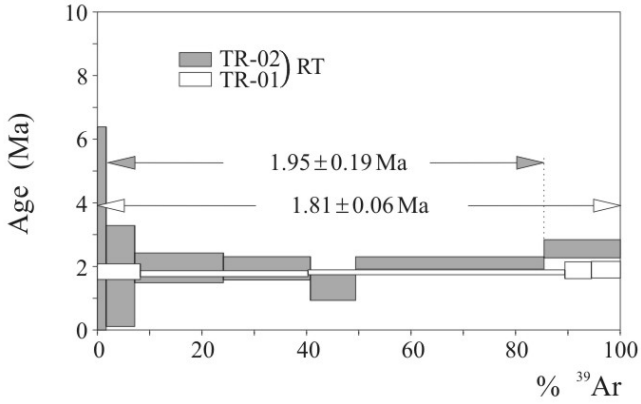
a. Formation le Paso.



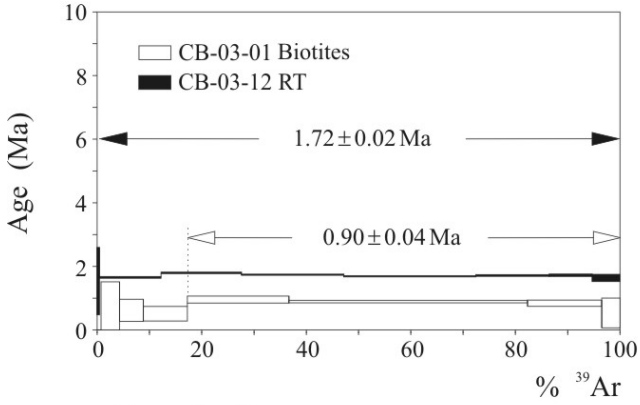
b. Filons E/W et sill.



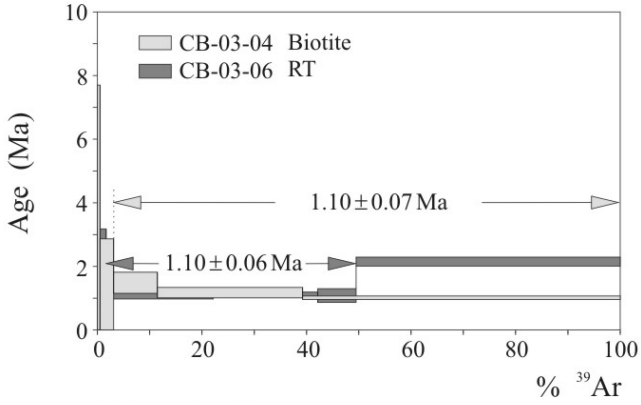
c. Filons E/W.



d. Blocs dans les conglomérats Pichichacaico.

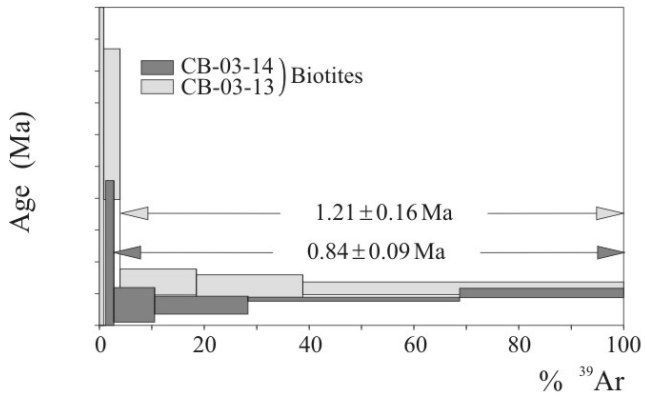


e. Formation Bayo.

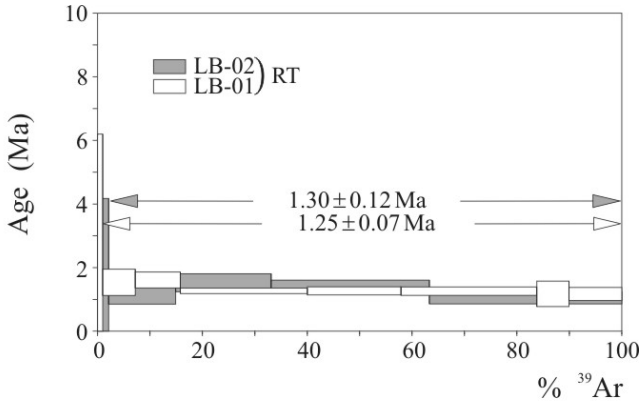


f. Formation Bayo.

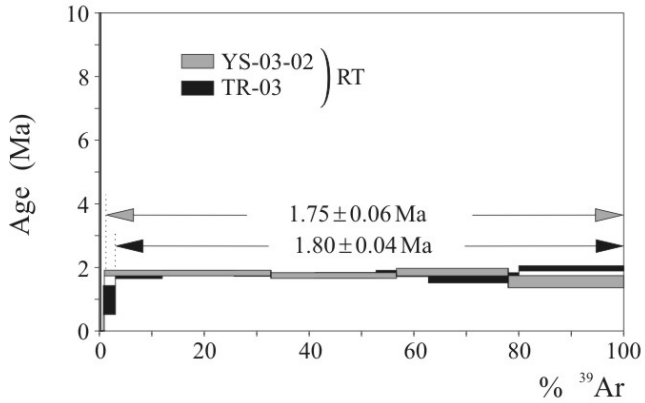
(suite)



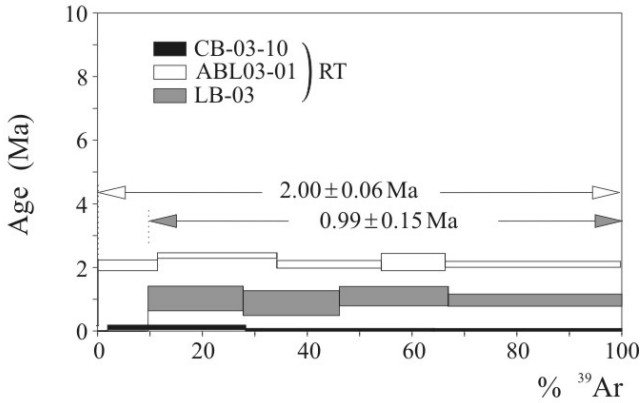
g. Formation Bayo.



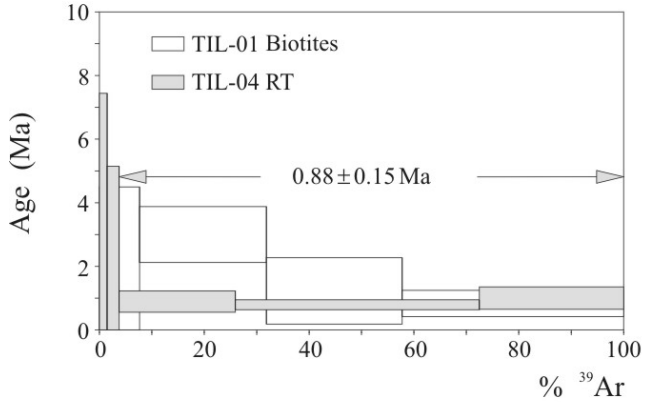
h. Basaltes III.



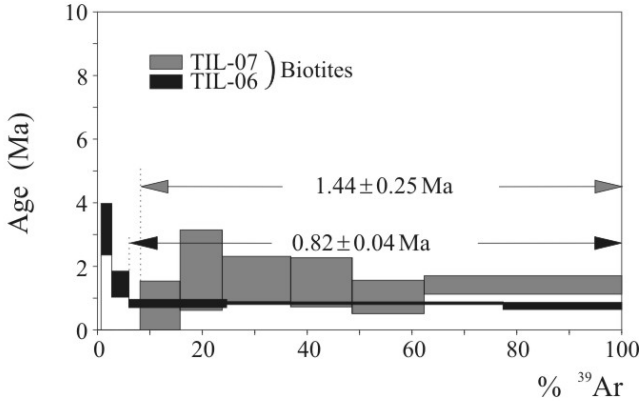
i. Basaltes IV.



j. Basaltes V.



k. Formation Tilhué.



l. Formation Tilhué.

Bibliographie

Acocella, V., Cifelli, F. and Funiciello, R., 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104(1-4): 81-96.

Acocella, V., Cifelli, F. and Funiciello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 111(1-4): 137-153.

Acocella, V., Funiciello, R., Marotta, E., Orsi, G. and de Vita, S., 2004. The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 129(1-3): 199-217.

Acocella, V. and Mulugeta, G., 2002. Experiments simulating surface deformation induced by pluton emplacement. Tectonophysics, 352(3-4): 275-293.

Acocella, V. and Rossetti, F., 2002. The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: an example from Tuscany (Italy). Tectonophysics, 354(1-2): 71-83.

Aifa, T. and Lefort, J.-P., 2001. Relationship between dip and magma flow in the Saint-Malo dolerite dyke swarm (Brittany, France). Tectonophysics, 331(1-2): 169-180.

Allmendinger, R.W. and Gubbels, T., 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. Tectonophysics, 259: 1-13.

Allmendinger, R.W., Jordan, t.E., Kay, S.M. and Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 25: 139-174.

Allmendinger, R.W. and Zapata, T.R., 2000. The footwall ramp of the Subandean decollement, northernmost Argentina, from extended correlation of seismic reflection data. Tectonophysics, 321(1): 37-55.

Ancochea, E., Brandle, J.L., Huertas, M.J., Cubas, C.R. and Hernan, F., 2003. The felsic dikes of La Gomera (Canary Islands): identification of cone sheet and radial dike swarms. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 120(3-4): 197-206.

Anderson, E.M., 1936. The dynamics of the formation of cone sheets, ring dykes and cauldron subsidences. Proceedings of the Royal Society of Edimburgh, 56: 128-163.

Archanjo, C.J., Trindade, R.I., Macedo, J.W.P. and Araujo, M.G., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 13(3): 179-189.

Arriagada, C., 2003. Rotation tectoniques et déformation de l'avant arc des Andes Centrales au cours du Cénozoïque. PhD thesis Thesis, Université de Rennes1, Rennes, 308 pp.

Arriagada, C., Cobbold, P.R., Mpodozis, C. and Roperch, P., 2002. Cretaceous to Paleogene compressional tectonics during deposition of the Purilactis group, Salar de Atacama, 5th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended abstracts, Toulouse, pp. 41-44.

Arriagada, C., Roperch, P. and Mpodozis, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22[deg]45'-23[deg]30'S). Tectonophysics, 326(1-2): 153-171.

Babiker, M. and Gudmundsson, A., 2004. Geometry, structure and emplacement of mafic dykes in the Red Sea Hills, Sudan. Journal of African Earth Sciences, 38(3): 279-292.

Ballard, J.-F., Brun, J.-P., Van den Driessche, J. and Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305(Série II): 1249-1253.

Barberi, G., Cocina, O., Nery, G., Privitera, E. and Spampinato, S., 2000. Volcanological inferences from seismic-strain tensor computations at Mt. Etna Volcano, Sicily. Bull. Volcanol., 62: 318-330.

Battaglia, J. and Bachelery, P., 2003. Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 120(3-4): 289-310.

Beck, M.E.J., 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the Central Andes. Tectonophysics, 299: 75-92.

Benn, K., Odonne, F. and de Saint Blanquat, M., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analogue experiments. Geology, 26(12): 1079-1082.

Berndt, C., Skogly, O.P., Planke, S., Eldholm, O. and Mjelde, R., 2000. High-velocity breakup-related sills in the Voring Basin, off Norway. Journal of Geophysical Research, 105(B12): 28443-28454.

Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology, 1(1): 31-42.

Best, M.G., 2003. Igneous and metamorphic petrology, 2nd ed. Blackwell Science Ltd, Oxford, 729 pp.

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A. and Wigger, P.J., 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. Tectonophysics, 356: 275-289.

Bonaccorso, A., 1998. Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli volcano inferred through continuous tilt. Geophys. Res. Lett., 25(22): 4225-4228.

Bons, P.D., Dougherty-Page, J. and Elburg, M.A., 2001. Stepwise accumulation and ascent of magmas. J. Metamorphic Geol., 19(5): 625-631.

Boudesseul, N., 1997. Relations entre volcanisme et tectonique dans une chaîne de subduction active : la Cordillère des Andes. DEA Géosciences Thesis, Université de Rennes1, Rennes, 15 pp.

Branquet, Y. and Van Wyk de Vries, B., 2001. Effets de la charge des édifices volcaniques sur la propagation de structures régionales compressives : exemples naturels et modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sci. Paris, 333: 455-461.

Brenner, N.L. and Gudmundsson, A., 2004. Stress field around magma chambers in layered rift zones, EGU 1st General Assembly, Nice.

Bruce, P.M. and Huppert, H.E., 1989. Thermal control of basaltic fissure eruptions. Nature, 342(6250): 665-667.

Bruce, P.M. and Huppert, H.E., 1990. Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma. In: M.P. Ryan (Editor), Magma transport and storage. Wiley, Chichester, UK, pp. 87-102.

Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G. and Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development. In: R.S. Harmon and C.W. Rapela (Editors), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 1-12.

Brun, J.-P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P. and Vigneresse, J.L., 1990. The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of syntectonically expanding pluton. Geological Journal, 25: 271-286.

Büttner, R., Zimanowski, B., Blumm, J. and Hagemann, L., 1998. Thermal conductivity of a volcanic rock material (olivine-melilite) in the temperature range between 288 and 1470 K. J. Volcanol. Geotherm. Res., 80: 293-302.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics, 116: 615-626.

Cahill, T. and Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res., 97(B12): 17,503-17,529.

Callot, J.-P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P. and Mege, D., 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. Tectonophysics, 335(3-4): 313-329.

Cayol, V. and Cornet, F.H., 1998. Three-dimensional modeling of the 1983-1984 eruption at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. Journal of Geophysical Research, 103(B8): 18025-18037.

Cembrano, J., Herve, F. and Lavenu, A., 1996. The Liquine Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics, 259(1-3): 55-66.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., Lopez, G. and Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. Tectonophysics, 354(3-4): 289-314.

Chadwick Jr., W.W. and Dieterich, J.H., 1995. Mechanical modeling of cirumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66: 37-52.

Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A. and Rapela, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia: new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. In: R.S. Harmon and C.W. Rapela (Editors), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 29-44.

Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. Journal of the Geological Society, London, 155: 843-851.

Clemens, J.D. and Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, 204: 339-360.

Cobbold, P.R. and Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. Tectonophysics, 301(1-2): 1-19.

Cobbold, P.R., Diraison, M. and Rossello, E.A., 1999. Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén basin, Argentina. Tectonophysics, 314: 423-442.

Cobbold, P.R., Durand, S. and Mourgues, R., 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. Tectonophysics, 334: 245-258.

Cobbold, P.R. and Rossello, E.A., 2002. Phases of Andean deformation, foothills of Neuquén basin, 5th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended abstracts, Toulouse, pp. 153-156.

Cobbold, P.R. and Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, in press.

Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, L.S., Coelho, D. and Rossello, E.A., 1995. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (Editors), Salt tectonics : a global perspective. AAPG Memoir, pp. 305-321.

Connolly, J.A.D. and Podladchikov, Y.Y., 2004. Fluid flow in compressive tectonic settings: implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration. Journal of Geophysical Research, 109: B04201.

Corriveau, L. and Leblanc, D., 1995. Sequential nesting of magmas in marble, southwestern Grenville Province, Quebec: from fracture propagation to diapirism. Tectonophysics, 246(1-3): 183-200.

Corriveau, L., Rivard, B. and van Breemen, O., 1998. Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: implications for tectonic analysis. Journal of Structural Geology, 20(9-10): 1191-1204.

Corry, C.E., 1988. Laccoliths; mechanisms of emplacement and growth. Geological Society of America Special Paper, 220.

Corsaro, R.A. and Pompilio, M., 2003. Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna. Terra Nova, 16: 16-22.

Coulomb, C.A., 1773. Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statistique, relatifs à l'architecture. Académie Royale des Sciences de Paris, Mémoire de Mathématique et de Physique, 7: 343-382.

Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C. and Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. Journal of Structural Geology, 25(10): 1623-1644.

Cruz, C.E., Villar, H.J. and Muñoz, N.G., 1996. Los sistemas petroleros del grupo Mendoza en la fosa de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina, XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I, pp. 45-60.

Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 18: 55-90.

Davidson, J.P., Harmon, R.S. and Wörner, G., 1991. The source of Central Andean magmas; Some considerations. In: R.S. Harmon and C.W. Rapela (Editors), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 233-243.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of thrust-and-fold belts and accretionary prisms. J. Geophys. Res., 88(B2): 1153-1172.

Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. Structural geology of rocks and regions, 2nd edition. John Wiley & Sons.

Davy, 1993. On the frequency–length distribution of the San Andreas fault system. Journal of Geophysical Research, 98: 12141–12151.

Delaney, P.T. and Pollard, D.D., 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of Minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1202, 61 pp.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. Geophysical Journal International, 101(2): 425-478.

Dieterich, J.H., 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. Journal of Geophysical Research, 93(B5): 4258-4270.

Dingwell, D.B., Bagdassarov, N.S., Bussov, G.Y. and Webb, S.L., 1993. Magma rheology. In: R.W. Luth (Editor), Experiments at high pressure and applications to the Earth's mantle. Mineralogists Association of Canada Short Course Handbook, pp. 131-196.

Diraison, M., 1998. Evolution cénozoïque du bassin de Magellan et tectonique des Andes Australes. PhD Thesis Thesis, University de Rennes1, Rennes, 333 pp.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. and Amos, A.J., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. J. S. Am. Earth Sci., 11(6): 519-532.

Dixon, J.M. and Simpson, D.G., 1987. Centrifuge modelling of laccolith intrusion. Journal of Structural geology, 9: 87-103.

Dorbath, C. and Granet, M., 1996. Local earthquake tomography of the Altiplano and the Eastern Cordillera of northern Bolivia. Tectonophysics, 259: 117-136.

Dorbath, C. and Masson, F., 2000. Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30°S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio. Tectonophysics, 327: 213-223.

Duranti, D. and Hurst, A., 2004. Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). Sedimentology, 51: 503-529.

Einarsson, P. and Brandsdottir, B., 1980. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla volcano in NE-Iceland. Journal of Geophysics, 47(1-3): 160-165.

Emerman, S.H., Turcotte, D.L. and Spence, D.A., 1986. Transport of magma and hydrothermal solutions by laminar and turbulent fluid fracture. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 36: 276-284.

Ernst, R.E. and Baragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. Nature, 356(6369): 511-513.

Ernst, R.E. and Buchan, K.L., 2000. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Editors), Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, Washington, pp. 297-334.

Ernst, R.E., Buchan, K.L. and Palmer, H.C., 1995a. Giant dyke swarms: characteristics, distribution and geotectonic applications. In: G. Baer and A. Heimann (Editors), Physics and chemistry of dykes. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 3-21.

Ernst, R.E., Grosfils, E.B. and Mege, D., 2001. Giant dike swarms: Earth, Venus, and Mars. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29: 489-534.

Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E. and Wilson, L., 1995b. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. Earth-Science Reviews, 39: 1-58.

Fahrig, W.F., 1987. The tectonic settings of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 331-348.

Féraud, G., Giannérini, G. and Campredon, R., 1987. Dyke swarms as paleostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: examples from the European and Northwestern Arabian plate. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 273-278.

Fialko, Y. and Simons, M., 2001. Evidence for on-going inflation of the Socorro magma body, New Mexico, from interferometric synthétic aperture radar imaging. Geophysical Research letters, 28: 3549-3552.

Fialko, Y., Simons, M. and Khazan, Y., 2001. Finite source modelling of magmatic unrest in Socorro, New Mexico, and Long Valley, California. Geophysical Journal International, 146(1): 191-200.

Fialko, Y.A. and Rubin, A.M., 1998. Thermodynamics of lateral dike propagation: implications for crustal accretion at slow spreading mid-ocean ridges. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 103(B3): 2501-2514.

Fialko, Y.A. and Rubin, A.M., 1999a. Thermal and mechanical aspects of magma emplacement in giant dike swarms. Journal of Geophysical Research, 104(B10): 23033-23049.

Fialko, Y.A. and Rubin, A.M., 1999b. What controls the along-strike slopes of volcanic rift zones? Journal of Geophysical Research, 104(B9): 20007-20020.

Fiske, R.S. and Jackson, E.D., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. Proceedings of the Royal Society of London, Series A (Mathematical and Physical Sciences), 329(1578): 299-326.

Forslund, T. and Gudmundsson, A., 1991. Crustal spreading due to dikes and faults in southwest Iceland. Journal of Structural Geology, 13(4): 443-457.

Forsythe, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of the Geological Society, 139(6): 671-682.

Fowler, S.R., Mildenhall, J., Zalova, S., Riley, G., Elsley, G., Desplanques, A. and Guliyev, F., 2000. Mud volcanoes and structural development on Shah Deniz. Journal of Petroleum Science and Engineering, 28(4): 189-206.

Franzese, J., Spalletti, L., Perez, I.G. and Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32[deg]-54[deg]S). Journal of South American Earth Sciences, 16(1): 81-90.

Friedman, J.D. and Huffman, A.C. (Editors), 1997. Laccolith complexes of the Southeastern Utah: time of emplacement and tectonic setting - Workshop Proceedings. U.S. Geological Survey Bulletin, 2158.

Froger, J.-L., Merle, O. and Briole, P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. Earth and Planetary Science Letters, 187(3-4): 245-258.

Galland, O., de Bremond d'Ars, J., Cobbold, P.R. and Hallot, E., 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. Terra Nova, 15: 405-409.

Garcia, M.O., Herail, G., Charrier, R., Mascle, G., Fornari, M. and Perez de Arce, C., 2002. Oligocene-Neogene tectonic evolution of the Altiplano of northern Chile (18°-19°S), 5th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended abstracts, Toulouse, pp. 235-238.

Gephart, J.W., 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes: clues to the mechanics of a noncollisional orogen. Journal of Geophysical Research, 99(B6): 12276-12288.

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S. and Le Gall, B., 2004. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Voring Basin (Norway). Marine and Petroleum Geology, 21(3): 363-372.

Gieke, A., 1893. Textbook of geology. Macmillan, London, 1147 pp.

Gilbert, 1877. Report on the geology of the Henry Mountains, U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region (Powel).

Goleby, B.R., Drummond, B.J., Korsch, R.J., Willcox, J.B., O'Brien, G.W. and Wake-Dyster, K.D., 1994. Review of recent results from continental deep seismic profiling in Australia. Tectonophysics, 232(1-4): 1-12.

Gonzalez, P.D. and Aragon, E., 2000. El Cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Arbol de Navidad. Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 55(4): 363-377.

Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S. and Strunk, S., 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20°-26°S) as inferred from interpretation of regional gravity. In: K.-J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), Tectonics of the Southern Central Andes. Springer-Verlag, Berlin, pp. 7-21.

Gray, J.P. and Monaghan, J.J., 2004. Numerical modelling of stress fields and fracture around magma chambers. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 135(3): 259-283.

Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. GSA Bulletin, 112(7): 1091-1105.

Griffith, A.A., 1921. The phenomena of rupture and flow in solids. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 221: 163-198.

Griffith, A.A., 1924. The theory of rupture. In: C.B. Biezeno and J.M. Burgers (Editors), Proceedings of the First International Congress on Applied Mechanics. J. Waltman, Delft, pp. 55-63.

Gubbles, T.L., Isacks, B.L. and Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. Geology, 21: 695-698.

Gudmundsson, A., 1983. Form and dimensions of dykes in eastern Iceland. Tectonophysics, 95(3-4): 295-307.

Gudmundsson, A., 1984. Tectonic aspects of dykes in northwestern Iceland. Jokull, 34: 81-96.

Gudmundsson, A., 1995. The geometry and growth of dykes. In: G. Baer and A. Heimann (Editors), Physics and chemistry of dykes. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 23-34.

Gudmundsson, A., 1998. Magma chambers modeled as cavities explain the formation of rift zone central volcanoes and their eruption and intrusion statistics. Journal of Geophysical Research, 103(B4): 7401-7412.

Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 116(3-4): 279-298.

Gudmundsson, A., 2004. Variations in local stresses in layered crustal rocks and fault zones, UGE 1st General Assembly, Nice.

Gudmundsson, A. and Brenner, S.L., 2001. How hydrofractures become arrested? Terra Nova, 13: 456-462.

Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I. and Brenner, S.L., 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 116(3-4): 257-278.

Gudmundsson, A., Marinoni, L.B. and Marti, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88(1-2): 1-13.

Guo, X.-Q., Sun, C.-Y., Rong, S.-X. and Guo, T.-M., 2001. Equation of state analog correlations for the viscosity and thermal conductivity of hydrocarbons and reservoir fluids. Journal of petroleum Science & Engineering, 30: 15-27.

Haederle, M. and Atherton, M.P., 2002. Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. Tectonophysics, 345(1-4): 17-28.

Hald, N. and Tegner, C., 2000. Composition and age of tertiary sills and dykes, Jameson Land Basin, East Greenland: relation to regional flood volcanism. Lithos, 54(3-4): 207-233.

Hall, A., 1987. Igneous petrology. Longman Group, Harlow.

Hallot, E., Davy, P., de Bremond d'Ars, J., Auvray, B., Martin, H. and Van Damme, H., 1996. Non-Newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 71(1): 31-44.

Halls, H.C. and Fahrig, W.F. (Editors), 1987. Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper, 34, Toronto, Canada, 503 pp.

Hamilton, W. and Myers, W.B., 1967. The nature of batholiths. U. S. Geological Survey Professional Paper, 554: 30.

Hamilton, W.B., 1995. Subduction systems and magmatism. In: J.L. Smellie (Editor), Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Geological Society Special Publication, London, pp. 3-28.

Hayashi, Y. and Morita, Y., 2003. An image of a magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east of the Izu Peninsula. Geophysical Journal International, 153: 159-174.

Heimpel, M. and Olson, P., 1994. Buoyancy-Driven Fracture and magma transport through the lithosphere: models and experiments. In: M.P. Ryan (Editor), Magmatic systems. Internal Geophysics Series. Academic Press, London, pp. 223-240.

Helgason, J. and Zentilli, M., 1985. Field characteristics of laterally emplaced dikes: Anatomy of an exhumed Miocene dike swarm in Reydarfjordur, eastern Iceland. Tectonophysics, 115(3-4): 247-274.

Herrero-Bervera, E., Walker, G.P.L., Canon-Tapia, E. and Garcia, M.O., 2001. Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 106(3-4): 195-210.

Hickey, r.L., Frey, F.A. and Gerlach, D.C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S) : trace element and isotopic

evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. J. Geophys. Res., 91(B6): 5963-5983.

Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy & Petrology, 98(4): 455-489.

Hindle, D., Kley, J., Klosko, E., Stein, S., Dixon, T. and Norabuena, E., 2002. Consistency of geologic and geodetic displacements during Andean orogenesis. Geophysical Research letters, 29(8): 10.1029/2001GL013757.

Hoek, E., Marinos, P. and Benissi, M., 1998. Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The cas of the Athens Schist Formation. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 57: 151-160.

Hoek, J.D. and Seitz, H.-M., 1995. Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators: an example from the Vestfold Hills, East Antarctica. Precambrian Res., 75: 121-139.

Holmberg, E., 1975. Carta geologico-economica de la Republica Argentina, Hoja 32c. Serv. Nac. Min. Geol., Buta Ranquil. Provincias de Mendoza y Neuquén.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geological Society of America Bulletin, 48: 1459-1520.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Geological Society of America Bulletin, 62: 355-372.

Hubbert, M.K. and Willis, D.G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. In: M.K. Hubbert (Editor), Structural Geology. Hafner Publishing Company, New York, pp. 175-190.

Huiqi, L., McClay, K.R. and Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges. In: K.R. McClay (Editor), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 71-81.

Hutton, D.H.W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 377-382.

Hutton, D.H.W., 1997. Syntectonic granites and the principles of effective stress: a general solution ti the space problem? In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (Editors), Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer Academic Publishers, Netherland, pp. 189-197.

Hutton, D.H.W. and Ingram, G.M., 1992. The Great Tonalite Sill of southeastern Alaska and British Columbia: emplacement into an active contractional high angle reverse shear zone. Transactions - Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1-2): 383-386.

Huuse, M. and Mickelson, M., 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. Marine and Petroleum Geology, 21: 141-155.

Hyndman, D.W. and Alt, D., 1987. Radial dikes, lacolliths, and gelatin models. Journal of Geology, 95: 763-774.

Ida, Y., 1999. Effects of the crustal stress on the growyh of dikes: Conditions of intrusion and extrusion of magma. Journal of Geophysical Research, 104: 17897-17909.

Inglis, C.E., 1913. Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners. Royal Institute of naval Architects Transactions, 55: 219-230.

Ingram, G.M. and Hutton, D.H.W., 1994. The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. Geological Society of America Bulletin, 106(5): 715-728.

Irwin, G.R., 1957. Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. Journal of Applied Mechanics, 24: 361-364.

Irwin, G.R., 1958. Fracture. In: S. Flugge (Editor), Encyclopedia of physics. Springer-Verlag, Berlin, pp. 551-590.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. J. Geophys. Res., 93(B4): 3211-3231.

Ito, T. and Yoshioka, S., 2002. A dike intrusion model in and around Miyakejima, Niijima and Kozushima in 2000. Tectonophysics, 359(1-2): 171-187.

Jackson, M., 1997. Processes of laccolithic emplacement in the Southern Henry Mountains, Southeastern Utah. In: J.D. Friedman and A.C. Huffman (Editors), Laccolith complexes of Southeastern Utah: time of emplacement and tectonic setting - Workshop proceedings. U.S. Geological Survey Bulletin 2158, pp. 51-59.

Jackson, M.D. and Pollard, D.D., 1990. Flexure and faulting of sedimentary host rocks during growth of igneous domes, Henry Mountains, Utah. Journal of Structural Geology, 12(2): 185-206.

Jaillard, E. and Soler, P., 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18[deg]S) and its relations to geodynamics. Tectonophysics, 259(1-3): 41-53.

Jansen, H.A., 1895. Versuche u¨ber Getreidedruck in Silozellen. Zeitschrift des Vereiner Deutscher Ingenieure, 39: 1045– 1049.

Johnson, A.M., 1970. Physical processes in geology. Freeman, Cooper & Company, San Francisco.

Johnson, A.M. and Pollard, D.D., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. Tectonophysics, 18: 261-309.

Jolly, R.J.H. and Sanderson, D.J., 1997. A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. Journal of Structural Geology, 19(6): 887-892.

Kalakay, T.J., John, B.E. and Lageson, D.R., 2001. Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southern Montana. Journal of Structural geology, 23: 1151-1165.

Kanninen, M.F. and Popelar, C.H., 1985. Advanced fracture mechanics. Oxford University Press, New York, 563 pp.

Karlstrom, K.E., Miller, C.F., Kingsbury, J.A. and Wooden, J.L., 1993. Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: interaction between deformational and solidification processes. Geological Society of America Bulletin, 105(2): 213-230.

Kay, S.M. and Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene evolution of the central andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. Tectonophysics, 259: 15-28.

Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. J. S. Amer. Earth Sci., 15: 39-57.

Kennan, L., Lamb, S. and Rundle, C., 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. Journal of South American Earth Sciences, 8(2): 163-186.

Klein, F.W., Koyanagi, R.Y., Nakata, J.S. and Tinagawa, W.R., 1987. The seismicity of Kilauea's system. In: R.W. Decker, T.L. Wright and P.H. Stauffer (Editors), Volcanism in Hawaii, Vol 2. U. S. Geological Survey Professional Paper, pp. 1019-1185.

Klepper, M.R., Robinson, G.D. and Smedes, H.W., 1971. On the nature of the Boulder batholith of Montana. Geological Society of America Bulletin, 82: 1563-1580.

Kley, J., 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. Tectonics, 15: 763-775.

Kley, J., Gangui, A.H. and Krüger, D., 1996. Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data. Tectonophysics, 259: 171-184.

Kley, J. and Monaldi, C.R., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? Geology, 26(8): 723-726.

Kley, J., Monaldi, C.R. and Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland : causes and consequences. Tectonophysics, 301: 75-94.

Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R. and Cifuentes, O., 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. Earth. Planet. Sci. Let., 193: 437-446.

Kozlowski, E.E., Cruz, C.E. and Sylwan, C.A., 1996. Geologia estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina, XIII Congreso Geologico Argentino y III Congreso de Exploracion de Hidrocarburos, pp. 15-26.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. Tectonophysics, 188: 203-207.

Lagarde, J.-L., Brun, J.-P. and Gapais, D., 1990. Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal. C. R. Acad. Sci. Paris, 310: 1109-1114.

Lagarde, J.-L., Dallain, C., Merle, O. and Ledru, P., 1993. Champs de déformation associés à l'expension horizontale de magmas granitiques. Exemple des granites hercyniens du Velay, Massif Central. C. R. Acad. Sci. Paris, 316: 653-659.

Lageson, D.R., Schmitt, J.G., Horton, B.K., Kalakay, T.J. and Burton, B.R., 2001. Influence of Late Cretaceous magmatism on the Sevier orogenic wedge, western Montana. Geological Society of America Bulletin, 29: 723-726.

Laguionie, P., 2002. Modélisation expérimentale de la loi de transport de particules de silice et de loess par une lame d'eau d'épaisseur millimétrique. DEA hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistiques et Géochimie Thesis, University of Paris VI, Paris.

Lamb, S. and Hoke, L., 1997. Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America. Tectonics, 16(4): 623-649.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. and Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: J.-P. Burg and M. Ford (Editors), orogeny through time. Geological Society Special publication, London, pp. 237-264.

Leslie, S.C., Moore, G.F. and Morgan, J.K., 2004. Internal structure of Puna Ridge: evolution of the submarine East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 129(4): 237-259.

Lister, J.R., 1990a. Buoyancy-driven fluid fracture. Similarity solutions for the horizontal and vertical propagation of fluid-filled cracks. Journal of Fluid Mechanics, 217: 213-239.

Lister, J.R., 1990b. Buoyancy-driven fluid fracture. The effects of material toughness and of low-viscosity precursors. Journal of Fluid Mechanics, 210: 263-280.

Lister, J.R., 1991. Steady solutions for feeder dykes in a density-stratified lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 107(2): 233-242.

Lister, J.R. and Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. J. Geophys. Res., 96(B6): 10,049-10,077.

Llambías, E.J., Palacios, M. and Dandefer, J.C., 1982. Las erupciones holocenas del volcan Tromen (Provincia del Neuquén) y su significado en un perfil transversal E-O a la latitud de 37°S, Quinto Congreso Latinoamericano de Geologia, Buenos Aires, pp. 537-545.

Love, A.E.H., 1944. A treatise on the mathematical theory of elasticity. Dover Publications, New York, 643 pp.

Luo, X. and Vasseur, G., 2002. Natural hydraulic cracking: numerical model and sensitivity study. Earth and Planetary Science Letters, 201: 431-446.

Lynn, H.B., Hale, L.D. and Thompson, G.A., 1981. Seismic reflections from the basal contacts of batholiths. Journal of Geophysical Research, 86(B11): 10633-10638.

Maaloe, S., 1987. The generation and shape of feeder dykes from mantle sources. Contributions to Mineralogy & Petrology, 96(1): 47-55.

Maaloe, S., 1998. Shape of ascending feeder dikes, and ascent modes of magma. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81(3-4): 207-214.

MacColl, R.S., 1964. Geochemical and structural studies in batholithic rocks of southern California. Part I. Structural geology of the Rattlesnake Mountain pluton. Geological Society of America Bulletin, 75(805-822).

Mahoney, J.J. and Coffin, M.F. (Editors), 2000. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph Series, 100. American Geophysical Union, Washington, 438 pp.

Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. Bull. Soc. Géol. France, XXVI(1): 129-138.

Manceda, R. and Figueroa, D., 1995. Inversion of the mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust belt, Mendoza, Argentina. In: A.J. Tankard, R. Suárez and H.J. Welsink (Editors), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Danvers, pp. 169-182.

Marques, F.O. and Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. (accepted). Tectonophysics, 348(4): 247-268.

Marrett, R. and Emerman, S.H., 1992. The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (central Andes). Earth and Planetary Science Letters, 112(1-4): 53-59.

Mart, Y. and Dauteuil, O., 2000. Analogue experiments of propagation of oblique rifts. Tectonophysics, 316(1-2): 121-132.

Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffet, C., Bitri, A., Gapais, D. and Brun, J.-P., 2004. Intergrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). Tectonophysics, 382: 117-128.

Mastin, L.G. and Pollard, D.D., 1988. Surface deformation and shallow dike intrusion processes at Inyo craters, Long Valley, California. Journal of Geophysical Research, 93(B11): 13221-13235.

Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. and Maas, R., 2002a. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~24°S): petrogenesis and geodynamic implications. Tectonophysics, 345(1-4): 211-227.

Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. and Maas, R., 2002b. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118: 205-228.

McCaffrey, K.J.W. and Petford, N., 1997. Are granitic intrusions scale invariant? Journal - Geological Society (London), 154(1): 1-4.

McLeod, P. and Tait, S., 1999. The growth of dykes from magma chambers. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 92: 231-245.

Mège, D. and Korme, T., 2004a. Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 132(4): 283-310.

Mège, D. and Korme, T., 2004b. Fissure eruption of flood basalts from statistical analysis of dyke fracture length. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131: 77-92.

Menand, T., 2000. Transport de magma par fracturation hydraulique à travers la lithosphère terrestre, Université de Paris 7, Paris, 158 pp.

Menand, T. and Tait, S., 2001. A phenomenological model for precursor volcanic eruptions.

Menand, T. and Tait, S., 2002. The propagation of a buoyant liquid-filled fissure from a source under constant pressure: an experimental approach. Journal of Geophysical Research, 107(B11): 2306.

Meriaux, C., Lister, J.R., Lyakhovsky, V. and Agnon, A., 1999. Dyke propagation with distributed damage of the host rock. Earth and Planetary Science Letters, 165(2): 177-185.

Merle, O. and Vendeville, B., 1992. Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 315: 1541-1547.

Merle, O. and Vendeville, B., 1995. Experimental modelling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. Bull. Volcanol., 57: 33-43.

Minakami, T., Ishikawa, T. and Yagi, K., 1951. The 1944 eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan. Volcanological Bulletin, series 2, 11: 5-157.

Mjelde, R., Shimamura, H., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T. and Shiobara, H., 2003. Crustal lineaments, distribution of lower crustal intrusives and structural evolution of the Voring Margin, NE Atlantic; new insight from wide-angle seismic models. Tectonophysics, 369(3-4): 199-218.

Montgomery, D.R., Balco, G. and Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. Geology, 29: 579-582.

Moreau, C., Ohnenstetter, D., Diot, H., Demaiffe, D. and Brown, W.L., 1995. Emplacement of the Meugueur-Meugueur cone-sheet (Niger, West Africa), one of the world's largest igneous ring-structures. In: G. Baer and A. Heimann (Editors), Physics and chemistry of dykes. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 41-49.

Morton, A.C. and Parson, L.M. (Editors), 1988. Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. Geological Society of London Special Publication, 39, London.

Mourgues, R., 2000. Surpressions de fluides et glissements gravitaires: modélisation analogique des zones en extension. DEA Dynamique de la croûte continentale Thesis, Université de rennes1, Rennes, 17 pp.

Mourgues, R. and Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. Tectonophysics, 376: 75-97.

Moyen, J.-F., Nédélec, A., Martin, H. and Jayananda, M., 2001. Contrasted granite emplacement modes within an oblique crustal section: the Closepet granite, South India. Physics and Chemistry of the Earth, 26: 295-301.

Moyen, J.-F., Nédélec, A., Martin, H. and Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. J. Struct. Geol., 25: 611-631.

Muller, J.R., Ito, G. and Martel, S.J., 2001. Effects of volcano loading on propagation in an elastic half-space. Journal of Geophysical Research, 106: 11101-11113.

Muller, O.H. and Pollard, D.D., 1977. The stress state near Spanish Peaks, Colorado determined from a dike pattern. Pure and Applied Geophysics, 115(1-2): 69-86.

Muñoz, N. and Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 9(3/4): 171-181.

Myers, J.S., 1975. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion od the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. Geological Society of America Bulletin, 86: 1209-1220.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation -- principle and proposal. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2(1): 1-16.

Nercessian, A., Hirn, A., Lepine, J.-C. and Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70(3-4): 123-143.

Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, S., Ocola, L. and Ellis, M., 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. Science, 279: 358-362.

Papanastasiou, P., 1997. The influence of plasticity in hydraulic fracturing. International Journal of Fracture, 84(1): 61-79.

Papanastasiou, P., 1999. The effective fracture toughness in hydraulic fracturing. International Journal of Fracture, 96(2): 127-147.

Paquet, F., 2003. Géométrie et modèles de fonctionnement de faisceaux de filons en Islande, DEA Géosciences, Université de Rennes1, Rennes.

Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. Tectonics, 6(3): 233-248.

Paterson, S.R. and Schmidt, K.L., 1999. Is there a close relationship between faults and plutons? J. Struct. Geol., 21: 1131-1142.

Petford, N., 1996. Dykes or diapirs? Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87: 105-114.

Petford, N., Kerr, R.C. and Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. Geology, 21: 845-848.

Phillips, W.J., 1974. The dynamic emplacement of cone sheets. Tectonophysics, 24: 69-84.

Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 498 pp.

Pinel, V. and Jaupart, C., 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. Earth and Planetary Science Letters, 221(1-4): 245-262.

Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Journal of the Geological Society, London, 136: 627-662.

Polacci, M., Papale, P., Del Seppia, D., Giordano, D. and Romano, C., 2004. Dynamics of magma ascent and fragmentation in trachytic versus rhyolitic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131(1-2): 93-108.

Poland, M.P., Fink, J.H. and Tauxe, L., 2004. Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis. Earth and Planetary Science Letters, 219(1-2): 155-169.

Pollard, D.D., 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dikes. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 5-24.

Pollard, D.D. and Johnson, A.M., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II. Bending and failure of overburden layers and sill formation. Tectonophysics, 18: 311-354.

Pollard, D.D. and Muller, O.H., 1976. The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions in cross section. Journal of Geophysical Research, 81(5): 975-984.

Pollard, D.D. and Segall, P., 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joins, veins, dikes, and solution surfaces. In: B.K. Atkinson (Editor), Fracture Mechanics of Rock. Academic Press, London, pp. 277-349.

Pollard, D.D., Segall, P. and Delaney, P.T., 1982. Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. Geological Society of America Bulletin, 93(12): 1291-1303.

Puglisi, G., Bonforte, A. and Maugeri, S.R., 2001. Ground deformation patterns on Mount Etna, 1992 to 1994, inferred from GPS data. Bull. Volcanol., 62: 371-384.

Ramberg, H., 1967. Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuge models. Academic Press, New York, 452 pp.

Ramberg, H., 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: G. Newall and N. Rast (Editors), Mechanism of igneous intrusion. Geological Journal Special Issue. Gallery Press, Liverpool, pp. 261-286.

Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, New York, 452 pp.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. and Pérez, D.J., 2002. The pampean flat-slab of the Central Andes. J. S. Amer. Earth Sci., 15: 59-78.

Rapela, C.W. and Kay, S.M., 1988. Late paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11(3): 175-182.

Raposo, M.I.B., Chaves, A.O., Lojkasek-Lima, P., D'Agrella-Filho, M.S. and Teixeira, W., 2004. Magnetic fabrics and rock magnetism of Proterozoic dike swarm from the southern Sao Francisco Craton, Minas Gerais State, Brazil. Tectonophysics, 378(1-2): 43-63.

Reavy, R.J., 1989. Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt. Journal of the Geological Society of London, 146: 649-657.

Rice, J.R., 1968. Mathematical analusis in the mechanics of fracture. In: H. Liebowitz (Editor), Fracture: an advanced treatise. Academic, San Diego, pp. 191-311.

Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. and Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett., 188: 299-311.

Ritz, M., Brown, W.L., Moreau, C. and Ohnenstetter, D., 1996. An audiomagnetotelluric study of the Meugueur-Meugueur ring structure, Air, Niger: ring dyke or cone sheet? Journal of Applied Geophysics, 34(4): 229-236.

Roig, J.-Y., Faure, M. and Truffet, C., 1998. Folfing and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analysis: the case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. Journal of Structural geology, 20: 1169-1189.

Roman, D.C., Power, J.A., Moran, S.C., Cashman, K.V., Doukas, M.P., Neal, C.A. and Gerlach, T.M., 2004. Evidence for dike emplacement beneath Iliamna Volcano, Alaska in 1996. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 130: 265-284.

Román-Berdiel, T., 1999. Geometry of granite emplacement in the upper crust: contribution of analogue modelling. In: A. Castro, C. Fernández and J.L. Vigneresse (Editors), Understanding granites: integrating new and classical techniques. Geological Society of London Special publication, London, pp. 77-94.

Román-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1995. Analogue models of laccolith formation. Journal of Structural geology, 17(9): 1337-1346.

Román-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. Am. J. Sci., 297: 651-678.

Romano, C., Giordano, D., Papale, P., Mincione, V., Dingwell, D.B. and Rosi, M., 2003. The dry and hydrous viscosities of alkaline melts from Vesuvius and Phlegrean Fields. Chemical Geology, 202(1-2): 23-38.

Roperch, P., Fornari, M., Herail, G. and Parraguez, G.V., 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. Journal of Geophysical Research, 105(B1): 795-820.

Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. Tectonics, 23(TC3002): doi:10.1029/2003TC001526.

Rosenberg, C.L., Berger, A. and Schmid, S.M., 1995. Observations from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement. Geology, 23(5): 443-446.

Rossello, E.A., Cobbold, P.R., Diraison, M. and Arnaud, N., 2002. Auca Mahuida (Neuquén basin, Argentina): a quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate, 5th international Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, pp. 549-552.

Rossi, D. and Storti, F., 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres. Journal of Structural geology, 25: 1893-1899.

Rubin, A.M., 1993. Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock. Earth Planet. Sci. Let., 119(4): 641-659.

Rubin, A.M., 1995a. Getting granite dikes out of the source region. Journal of Geophysical Research, 100: 5911-5929.

Rubin, A.M., 1995b. Propagation of magma-filled cracks. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 23: 287-336.

Rubin, A.M. and Pollard, D.D., 1987. Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones. In: R.W. Decker, T.L. Wright and P.H. Stauffer (Editors), Volcanism in Hawaii, Vol 2. U. S. Geological Survey Professional Paper, pp. 1449-1470.

Rudnicki, J.W., 1980. Fracture mechanics applied to the Earth's crust. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 8: 489-525.

Ryan, M.P., 1987. Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems. Magmatic Processes: Physicochemical Principles, Published by Geochemical Society, Special Publication, 1, Editors Mysen B.O.: 259-287.

Ryan, M.P., 1988. The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii. Journal of Geophysical Research, 93(B5): 4213-4248.

Saal, A., Frey, F.A., Delphino, D. and Bermudez, A., 1993. Geochemical characteristics of alkalic basalts erupted behind Andean Volcanic Front (35°-37°S) : constraints on sources and processes involved in continental arc magmatism. Abstract, EOS Trans. AGU, pp. Fall Meet. Suppl., F652.

Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C. and Kent, R.W., 1996. The formation and fate of large oceanic igneous provinces. Lithos, 37(2-3): 81-95.

Schaer, J.-P., 1995. Eugène Wegmann (1896-1982) vie eu oeuvre d'un géologue européen. Mémoires de la Société Géologique de France, 168: 13-23.

Schäfer, K.H. and Dannapfel, M., 1994. State of in situ Stress in Northern Chile and in Northwestern Argentina. In: K.-J. Reuter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 103-110.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. Tectonophysics, 324: 1-16.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. and Reutter, K., 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: K.J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 121-139.

Scheuber, E. and Reutter, K.-J., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics, 205(1-3): 127-140.

Schilling, F.R. and Partzsch, G.M., 2001. Quantifying partial melt fraction in the crust beneath the central Andes and the tibetan plateau. Phys. Chem. Earth, 26(4-5): 239-246.

Schilling, F.R., PArtzshc, G.M., Brasse, H. and Schwarz, G., 1997. Partial melting below the magmatic arc in the Central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data. Phys. Earth Planet. Int., 103: 17-31.

Schmitz, M., Heinsohn, W.-D. and Schilling, F.R., 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21°-23°S). Tectonophysics, 270: 313-326.

Schmitz, M., Lessel, K., Giese, P., Wigger, P., Araneda, M., Bribach, J., Graeber, F., Grunewald, S., Haberland, C., Lüth, S., Röwer, P., Ryberg, T. and Schulze, A., 1999. The crustal structure beneath the Central Andes forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - The PISCO 94 experiment in northern Chile (21°-23°S). J. S. Amer. Earth Sci., 12: 237-260.

Schott, B. and Koyi, H.A., 2001. Estimating basal friction in accretionary wedges from the geometry and spacing frontal faults. Earth Planet. Sci. Letters, 194: 221-227.

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R. and Haberland, C., 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. Earth and Planetary Science Letters, 215: 105-119.

Schwarz, G., Diaz, G.C., Kruger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. and Viramonte, J., 1994. Crustal high conductivity zones in the Southern Central Andes. In: K.J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 49-67.

Schwarz, G. and Krüger, D., 1997. Resistivity cross section through the southern Central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. J. Geophys. Res., 102(B6): 11,957-11,978.

Searle, M.P., 1999. Emplacement of Himalayan leucogranites by magma injection along giant sill compexes : examples from the Cho Oyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya). Journal of Asian Earth Sciences, 17: 773-783.

Sibson, R.H., 2003. Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. AAPG Bulletin, 87(6): 901-908.

Sigmarsson, O., Karlsson, H.R. and Larsen, G., 2000. The 1996 and 1998 subglacial eruptions beneath the Vatnajokull ice sheet in Iceland: Contrasting geochemical and geophysical interferences on magma migration. Bulletin of Volcanology, 61(7): 468-476.

Sigurdsson, H., 1987. Dyke injection in Iceland: a review. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 55-64.

Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. and Latter, J.H., 1981. Volcanoes of the world. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.

Smit, J.H.W., Brun, J.-P. and Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. Journal of Geophysical Research, 108: ETG 9.

Smith, R.P., 1987. Dyke emplacement at Spanish Peaks, Colorado. In: H.C. Halls and W.F. Fahrig (Editors), Mafic dike swarms. Geological Association of Canada Special Paper, pp. 47-54.

Sneddon, I.N., 1946. The distribution od stress in the neighborhood of a crack in an elastic solid. Proceedings of the Royal Society of London, 187: 229-260.

Soler, P. and Bonhomme, M.G., 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from late Cretaceous to present. Geological Society of America Special Publication, 241: 173-192.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. J. S. Am. Earth Sci., 11(3): 211-215.

Soosalu, H. and Einarsson, P., 2004. Seismic constraints on magma chambers at Hekla and Torfajökull volcanoes, Iceland. Bulletin of Volcanology, 66: 276-286.

Spence, D.A., Sharp, P.W. and Turcotte, D.L., 1987. Buoyancy-driven crack propagation: a mechanism for magma migration. Journal of Fluid Mechanics, 174: 135-153.

Spence, D.A. and Turcotte, D.L., 1985. Magma-driven propagation of cracks. Journal of Geophysical Research, 90: 575-580.

Spera, F.J., 1980. Aspects of magma transport. In: R.B. Hargraves (Editor), Physics of magmatic processes. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, pp. 265-323.

Spreight, J.M., Skelhorn, R.R., Sloan, T. and Knaap, R.J., 1982. The dyke swarms of Scotland. In: D.S. Sutherland (Editor), Igneous rocks of the British Isles. Wiley, London, pp. 449-459.

Stevens, B., 1911. The laws of intrusion. Bulletin of the American Institute of Mining Engineers: 1-23.

Storti, F., Salvani, F. and McClay, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. J. Struct. Geol., 19(3-4): 583-602.

Takada, A., 1990. Experimental study on propagation of liquid-filled crack in gelatin: shape and velocity in hydrostatic stress condition. J. Geophys. Res., 95(B6): 8471-8481.

Takada, A., 1994a. Accumulation of magma in space and time by crack interaction. In: M.P. Ryan (Editor), Magmatic Systems. Academic Press, San Diego, pp. 241-257.

Takada, A., 1994b. Development of a subvlocanic structure by the interaction of liquid-filled cracks. J. Volc. Geothermal Res., 62: 207-224.

Tegner, C., Duncan, R.A., Bernstein, S., Brooks, C.K., Bird, D.K. and Storey, M., 1998. 40Ar---39Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: Relation to flood basalts and the Iceland hotspot track. Earth and Planetary Science Letters, 156(1-2): 75-88.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M. and Baker, M.C.W., 1982. The Andes. In: R.S. Thorpe (Editor), Andesites. John Wiley & Sons, pp. 187-205.

Tibaldi, A., 2003. Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 126: 79-95.

Tikoff, B. and Teyssier, C., 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. Geology, 20: 927-930.

Tormey, D.R., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A. and López-Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. In: R.S. Harmon and C.W. Rapela (Editors), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 57-77.

Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. J. S. Amer. Earth Sci., 12: 135-155.

Tweto, O., 1951. Form and structure of sills near Pando, Colorado. Bulletin of the Geological Society of America, 62: 507-532.

Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Ceneozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. Revista Brasileira de Geosciencias, 18: 599-614.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. and Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. In: A.J. Tankard, R. Suárez and H.J. Welsink (Editors), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Danvers, pp. 383-402.

Vigneresse, J.-L., 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. Tectonophysics, 249: 173-186.

Vigneresse, J.-L., 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. Tectonophysics, 249: 187-202.

Vigneresse, J.-L., Tikoff, B. and Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. Tectonophysics, 302: 203-224.

Walker, G.P.L., 1987. The dike complex of the Koolau volcano, Oahu: internal structure of a Hawaiian rift zone. In: R.W. Decker, T.L. Wright and P.H. Stauffer (Editors), Volcanism in Hawaii, Vol 2. U. S. Geological Survey Professional Paper, pp. 961-993.

Walker, G.P.L., 1989. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. Australian Journal of Earth Sciences, 36(2): 149-165.

Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94(1-4): 21-34.

Walker, G.P.L., Eyre, P.R., Spengler, S.R., Knight, M.D. and Kennedy, K., 1995. Congruent dyke-widths in large basaltic volcanoes. In: G. Baer and A. Heimann (Editors), Physics and chemistry of dykes. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 35-40.

Walter, T.R. and Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 127(1-2): 107-120.

Watanabe, T., Koyaguchi, T. and Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. J. Volc. Geotherm. Res., 91: 65-78.

Watanabe, T., Masuyama, T., Nagaoka, N. and Tahara, T., 2002. Analog experiments on magma-filled cracks: Competition between external stresses and internal pressure. Earth Planets Space, 54: 1247-1261.

Weertman, J., 1971. Theory of water-filled crevasses in glaciers applied to vertical magma transport beneath oceanic ridges. Journal of Geophysical Research, 76(5): 1171-1183.

Weinberger, R., Lyakhovsky, V., Baer, G. and Agnon, A., 2000. Damage zones around en echelon dike segments in porous sandstone. Journal of Geophysical Research, 105(B2): 3115-3133.

Whitman, D., Isacks, B.L. and Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. Tectonophysics, 259: 29-40.

Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. and Viramonte, J., 1994. Variation in the structure of the Southern central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K.-J. Reuter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin. Springer-Verlag, Berlin, pp. 23-48.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 pp.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. and Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S : geodynamic evidence and implications. J. S. Amer. Earth Sci., 15: 23-38.

Yoshinobu, A.S., Okaya, D.A. and Paterson, S.R., 1998. Modelling the thermal evolution of fault-controled magma emplacement models : implications for the solidification of granitoid plutons. J. Struct. Geol., 20(9/10): 1205-1218.

Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A. and Hanka et, a., 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. Nature, 408(6815): 958-961.

Zapata, T.R., Brissón, I. and Dzelalija, F., 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletin de Informaciones Petroleras, December 1999: 112-121.

Zapata, T.R., Córsico, S. and Dzelalija, F., 2002. Esctuctura del sector oriental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina, Actas del XV Congresso Geologíco Argentino, El Calafate.

Zapata, T.R., Dzelalija, F. and Olivieri, G., 2001. Desarrollo de reservorios fracturados de la formación Mulichinco usando modelado estructural 3D: yacimiento Filo Morado, Cuenca Neuquina, Argentina. Boletin de Informaciones Petroleras, 66: 38-47.

Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. J. Geophys. Res., 97(B8): 11,703-11,728.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H. and Zhizhin, M., 1989. Global patterns of tectonic stress. Nature, 341: 291-298.

Zollner, W. and Amos, A.J., 1973. Carta geologico-economica de la Republica Argentina, Hoja 32b. Serv. Nac. Min. Geol., Chos Malal. Provincia del Neuquén.