Approche des mécanismes de l'injection sableuse per descensum

Rosalie Vandromme

▶ **To cite this version:**

Rosalie Vandromme. Approche des mécanismes de l'injection sableuse per descensum. Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : . pastel-00002979

HAL Id: pastel-00002979
https://pastel.hal.science/pastel-00002979

Submitted on 2 Oct 2007

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.

MINES PARIS

Collège doctoral

Ecole Doctorale n° **398** : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

Rosalie VANDROMME

le 28 février 2007

APPROCHE DES MECANISMES DE L'INJECTION SABLEUSE *PER DESCENSUM*

Jury

M. François	BAUDIN	Examinateur
M. Bernard	BEAUDOIN	Directeur
M. Gérard	FRIES	Rapporteur
M. Atef	ONAISI	Examinateur
M. Olivier	PARIZE	Examinateur
M. Isam	SHAHROUR	Rapporteur
M. Alain	TROUILLER	Examinateur

Merci à...

- Isam Shahrour, Atef Onaisi, Gérard Friès, Alain Trouiller, Bernard Beaudoin et Olivier Parize d'avoir accepté de faire partie de mon jury et à François Baudin de l'avoir présidé.
- L'École des Mines de Paris de m'avoir recrutée pour effectuer cette thèse. J'ai pu bénéficier pendant ces trois années d'une autonomie importante, m'ayant permis de mettre en place des collaborations extérieures sans lesquelles ce travail n'aurait pu aboutir.
- Bernard Beaudoin et Olivier Parize de l'Ecole des Mines de Paris (laboratoire de Géosciences) d'avoir proposé ce sujet de thèse et d'avoir mis à ma disposition leurs expériences et connaissances, acquises sur la géologie des injections sableuses, même si un certain nombre d'éléments sont restés obscures pour moi.
- Jacques Vittori (Total) et Olivier Parize de m'avoir impliquée dans un projet de recherche sur l'injection sableuse ainsi qu'à Atef Onaisi de m'avoir accueillie chez Total au CSTJF à Pau et ce, deux fois de suite. Leur collaboration m'a permis de faire le lien entre la géologie et la géomécanique. Cette expérience m'a permis d'intégrer l'intérêt d'une telle recherche pour l'exploration pétrolière. L'intégration au sein de l'équipe forage a été particulièrement constructive et chaleureuse. Je garde un excellent souvenir de cette ambiance.
- L'ANDRA, notamment Alain Trouiller, pour l'intérêt et le soutien continu apporté à de telles études depuis plusieurs années, la compréhension de l'hétérogénéité et de la fracturation des massifs argileux (injection ou autre) intéressant tout particulièrement l'ANDRA pour le stockage des déchets.
- Jean-Francois Thovert de l'Université de Poitiers (Laboratoire de Combustion et Détonique) sans qui l'approche fluide n'aurait pas vu le jour. Il a accepté de prendre connaissance du sujet et donc un peu de la géologie pour comprendre l'écoulement dans les injections. Il m'a permis de construire un modèle physique et m'a fait part d'astuces et de remarques toujours constructives. Je lui suis très reconnaissante de sa disponibilité. Cette collaboration n'aurait pu avoir lieu sans l'aide de Michel

Champion. Finalement, on me l'a appris le jour de ma soutenance mais sans cette aide, ma thèse n'aurait pas pu être soutenable. Donc encore merci ! !

– Romain Lerallut et Raffi Enficiaud (doctorants de l'École des Mines de Paris au Centre de Morphologie Mathématique) qui m'ont permis d'apprendre d'autres langages de programmation, en particulier pour faire des structures d'arbre et utiliser quelques lois de probabilité.

– Frédéric Schneider (IFP - BEICIP) pour m'avoir fait part de son expérience sur le sujet et notamment pour ses premières idées qui m'ont permis d'aborder des nouvelles voies pour modéliser ce phénomène complexe.

– Dominique Vassiliadis de l'Ecole des Mines de Paris d'avoir relu et corrigé plusieurs fois mon manuscrit, mais surtout pour son soutien.

– Philippe Le Caër de l'École des Mines de Paris d'avoir résolu tous les problèmes informatiques ou de dessin mais également pour tout le reste et Sylvie Boj et Catherine Le Caër pour leur efficacité.

– Tous les thésards de Fontainebleau, qui m'ont soutenue et écoutée autour d'une (ou plutôt plusieurs) bières au Martin's.

– Aurélie, Sunssea et Dom ! ! Elles savent pourquoi.

– David, lui aussi il sait pourquoi ! ! !

– Mon ordinateur ! !

Résumé

Les affleurements de Bevons, Nyons et Rosans dans le Sud-Est de la France, comme ceux du Numidien (Sicile, Tunisie, Maroc…) ou de la Tourelle (Canada) permettent l'observation de nombreuses injectites sableuses alimentées par des chenaux turbiditiques. Deux types d'injectites sont présents : les sills (horizontaux) et les dykes (verticaux), les dykes étant issus des sills. Leurs processus de mise en place sont, selon les auteurs, *per ascensum*, post-dépositionnels, et (sans doute le plus souvent) *per descensum*, contemporains de la mise en place du sable nourricier et objet de la présente étude. L'approche des mécanismes intervenant dans cette fracturation et la modélisation de celle-ci ont notamment pour but de préciser l'évolution de l'étanchéité des matériaux argileux pouvant constituer un site de stockage de déchets. D'un autre point de vue, des injections sableuses étant localisées entre des réservoirs contenant des hydrocarbures, une détermination de leur géométrie est nécessaire pour prédire les circulations potentielles de fluides durant la production.

Un modèle géométrique a été établi à partir de ces observations et a permis de faire certaines hypothèses sur les mécanismes à prendre en compte dans les modélisations de cette fracturation et/ou injection.

Plusieurs approches sont menées en parallèle :

– L'étude de la compaction dans le massif, avant l'injection : pour des concentrations en sable assez élevées (> 35 %), le poids de la colonne de mélange d'injection est supérieure à la contrainte verticale dans la partie superficielle du massif. Cette inversion de densité peut être responsable du fait que l'injection se propage plutôt vers le bas dans le cas des dykes ou le long de discontinuités stratigraphiques (telles que les niveaux de cendres par exemple). Lorsque l'on descend dans les sédiments, la pression dans la colonne de mélange sableux varie linéairement avec la profondeur alors que la contrainte dans les sédiments varie non linéairement (issue d'une courbe de porosité en exponentielle). A partir d'une certaine profondeur, la pression fluide devient inférieure aux contraintes dans la succession sédimen-

taire : l'injection ne peut pas dépasser cette profondeur. Ainsi, la propagation des dykes est limitée par le poids de son encaissant.

– L'utilisation de la fracturation hydraulique comme mécanisme de l'injection : la mécanique des roches et plus précisément les mécanismes d'hydrofracturation ont été testés pour tenter de modéliser ces observations à grande échelle. La force responsable de l'initiation et de la propagation des fractures est la pression due à la mise en place du chenal turbiditique. Le modèle tient compte du fait que l'injection doit soulever les terrains sus-jacents. Les premiers résultats ont permis de montrer que dès qu'une fracture horizontale est initiée, la propagation est rapide. L'ouverture obtenue (épaisseur d'un sill) est décamétrique, soit du même ordre de grandeur que les observations de terrain.

– L'utilisation d'un fluide à seuil dans un réseau établi, avec des probabilités cohérentes avec la réalité des phénomènes entrant en jeu, a permis de déterminer les extensions maximales d'injection en accord avec les observations de terrain :
  – Un sill seul peut se propager sur 2400 m en quelques dizaines d'heures,
  – Un dyke seul peut descendre jusqu'à 400 m sous le paléofond de mer en quelques secondes,
  – Un réseau de sills et de dykes connectés (ce réseau étant connecté au chenal par un sill) peut avoir une extension horizontale de 1200 m et verticalement de 400 m, et se mettre en place en quelques heures.

  La formation des sills est plus longue que celle des dykes, la formation d'un sill seul dure plusieurs heures alors que celle d'un dyke dure quelques secondes. Lorsque les sills et les dykes sont connectés, le temps de propagation du réseau est d'environ 2 heures. Les dykes se forment toujours en quelques secondes et ont un effet sur la propagation des sills qui se propagent deux fois moins loin que s'ils étaient seuls.

Abstract

The outcrops of Bevons, Nyons and Rosans in south-eastern France, like the Numidian ones (Sicily, Tunisia,Morocco...) or Tourelle ones (Canada) are excellent spots for the observation of many sandy injectites supplied by turbiditic channels. Two types of injectites are present : sills (horizontal) and dykes (vertical), dykes resulting from sills. Depending on the authors, their creation processes can either be upward (*per ascensum*), postdepositonal, or, probably more often, downward (*per descensum*), contemporaneous of the sand feeder set up and object of this study. The study and the modeling the mechanisms at work in this fractured network has two major benefits. First, the ability to predict the hermeticity of the argillaceous materials, with the prospect of using them as waste storage sites. Second, since sandy injectites can be found between hydrocarbon-richreservoirs, they could help predict fluid circulations and cross-flows during the exploitation of those reservoirs.

A geometrical model has been established from the observation of the outcrops and has led to certain assumptions on the mechanisms being taken into account in the modeling of either the fracturings or the injections. Several approaches have been carried out in parallel :

– the study of the compaction of argillaceous sediments prior to injection : for rather high sand concentrations (35 %), the weight of the injection mixture column is higher than the vertical stress in the superficial part of the sedimentary succession. This reversed density can be responsible for the fact that the injection is more likely to propagate downwards in the case of dykes or along stratigraphic discontinuities (ash layers, for example). Deeper in the sediments, the pressure in the sandy mixture column varies linearly with depth whereas the stress in the sediments does not (because of an exponential porosity curve). From a certain depth on, the fluid pressure becomes lower than the stress in the sedimentary succession : the injection cannot exceed this depth. Thus, the propagation of the dykes is limited by the weight of the host material.

– the use of the hydraulic fracturing as injection mechanism : rock mechanics and more precisely the hydrofracturation mechanisms have been tested to try to model these large scale observations. The force responsible for the initiation and the fractures' propagation is the pressure due to the turbiditic filling of the channel. The model takes into account the fact that the injection must raise the overlying sediments. The first results have shown that as soon as a horizontal fracture is initiated, the propagation is fast. The opening that is obtained (sill thickness) is decametric in size : it is the same order of magnitude as the outcrops' observations.

– the use of a yield stress fluid in a stochastic network (with probabilities adjusted so that the realizations are consistent with those actually observed) has allowed the determination of the maximum extensions of injection. The results of the model are in agreement with the observations :
  – a single sill can propagate on 2400 m in a few tens of hours,
  – a single dyke can go down to 400 m under the paleo-sea-floor in a few seconds,
  – a network of connected sills and dykes (connected by a sill to the main channel) can have an extension of 1200 m horizontally and 400 m vertically, and will form over a few hours.

  The formation of the sills is longer than that of the dykes, as the formation of a single sill takes several hours whereas that of a single dyke only takes a few seconds. When sills and dykes are connected, the network propagation time is approximately 2 hours. Dykes are always formed in a few seconds and have an effect on the propagation of the sills, which are propagated half as far as if they were alone.

Table des matières

Introduction **19**

I Etat de l'art **23**

Nomenclature de la Partie 1 25

1 Présentation de la problématique **27**

1.1 Définitions 28

1.2 Principales caractéristiques des injections 31

1.3 Modèle géométrique pour les injections *per descensum* 33

2 Compréhension de la formation des injections/intrusions **35**

2.1 Introduction 36

2.2 Mécanismes pouvant expliquer les injections clastiques *per ascensum* 37

2.2.1 Injections *per ascensum* et surpressions 37

2.2.1.1 Les scénarios proposés dans la littérature 37

2.2.1.2 Comment apparaissent les surpressions 39

2.2.2 Utilisation de la fracturation hydraulique 40

2.2.2.1 La fracturation hydraulique dans les roches et les sédiments (Cosgrove, 1995 [33]) 40

2.2.2.2 Application au cas des injections *per ascensum* 41

2.2.3 Modèle d'écoulement dans une injection verticale (Gallo et Woods, 2004 [54]) 44

2.2.3.1 Conclusion 47

2.3 Compréhension des injections clastiques *per descensum* 48

2.3.1 Synthèse des caractéristiques principales 48
2.3.2 Compaction des marnes apto-albiennes, évolution de la porosité 49
2.3.2.1 Détermination du taux de compaction post-injection (Parize, 1988 [120]... Parize *et al.*, 2006 b [124]) 51
2.3.2.2 Courbe de paléocompaction et de paléoporosité (Parize *et al.*, 2006 b [124]) 52
2.3.3 Analyse mécanique préliminaire de la fracturation précoce 53
2.3.3.1 Principe et méthodologie de l'étude 53
2.3.3.2 Fracturation induite par chargement pendant l'enfouissement, influence de la lithologie 55
2.3.3.3 Influence du substratum 57
2.3.3.4 Remplissage du chenal 57
2.3.3.5 Effets combinés 58
2.3.4 Conclusions 60
2.4 Bilan 62

II Hypothèses de modélisation et premières approches 65

3 Les différents éléments participant à l'injection 67
Nomenclature 68
3.1 Scénario utilisé pour les modélisations 69
3.2 Des sédiments argileux en cours de compaction 72
3.3 Caractéristiques d'un écoulement turbiditique 74
3.4 Bilan 79

4 Intrusion d'un fluide dans des sédiments en cours de compaction 81
Nomenclature 82
4.1 Choix d'un type de loi de porosité 83
4.2 Discontinuités dans la succession sédimentaire 84
4.2.1 La stratification 84
4.2.2 La compaction différentielle 84
4.2.3 Sédimentation sur une pente 85
4.2.4 Conclusions 86
4.3 Les limites de l'injection 87
4.3.1 Discontinuité due au chenal 87
4.3.2 Calcul des contraintes dans la succession sédimentaire au moment de l'injection 88
4.3.3 Bilan 94

5 La fracturation hydraulique 97
Nomenclature 98
5.1 Introduction 99
5.2 Etat de l'art sur la fracturation hydraulique 99

5.2.1 La fracturation . . . 99
5.2.2 Application de la fracturation hydraulique . . . 100
5.2.2.1 Historique . . . 100
5.2.2.2 Description du procédé de fracturation . . . 100
5.3 Application de modèles de fractures hydrauliques aux injections gréseuses *per descensum* 103
5.3.1 Cas des injections sableuses horizontales de Rosans et de Bevons (sills) . . . 103
5.3.1.1 Modèle 2D sur une épaisseur unitaire . . . 105
5.3.1.2 Adaptation du modèle en 2D (épaisseur unitaire) à une fracture radiale 110
5.3.1.3 Résultats obtenus . . . 110
5.3.1.4 Les changements de niveau stratigraphique . . . 115
5.3.2 Formation des dykes par fracturation hydraulique . . . 117
5.4 Conclusion . . . 122

III Intégration d'un modèle mécanique dans un modèle géométrique heuristique 123

6 Modélisation de l'injection sableuse par l'écoulement d'un fluide à seuil dans un réseau 125

Nomenclature . . . 126
6.1 Introduction . . . 127
6.2 Modèle géométrique . . . 128
6.2.1 Un modèle heuristique et purement géométrique . . . 128
6.2.2 Exemples montrant les effets des probabilités . . . 130
6.2.3 Rajout des épaisseurs . . . 131
6.3 Modèle mécanique . . . 136
6.3.1 Hypothèse préliminaire . . . 136
6.3.2 Chutes de pression . . . 136
6.3.2.1 Pertes de charges . . . 136
6.3.2.2 Pression d'intrusion . . . 137
6.3.3 Possibilité de l'écoulement . . . 138
6.3.4 Calcul du débit (dynamique de l'intrusion) . . . 139
6.3.5 Introduction des bifurcations . . . 139
6.4 Mise en oeuvre . . . 141
6.4.1 Simplification des équations . . . 141
6.4.1.1 Sans bifurcation . . . 142
6.4.1.2 Avec bifurcation . . . 143
6.4.2 Programmation . . . 143
6.5 Résultats . . . 146
6.5.1 Paramètres utilisés . . . 146
6.5.2 Sans bifurcations . . . 148
6.5.2.1 Cas d'une injection horizontale . . . 148
6.5.2.2 Cas d'une injection verticale seule . . . 155
6.5.2.3 Avec changements de direction . . . 161

6.5.2.4 Variation de la contrainte seuil et de la viscosité . . . 164
6.5.3 Avec bifurcations . . . 164
6.5.3.1 Détails sur un premier exemple . . . 164
6.5.3.2 Résultats d'un autre exemple . . . 173
6.5.3.3 Diminution des épaisseurs au cours de la propagation . . . 173
6.6 Prise en compte de la dynamique de l'écoulement . . . 175
6.7 Conclusions et apports du modèle . . . 175
6.7.1 Une meilleur compréhension des phénomènes . . . 175
6.7.1.1 Validation des paramètres utilisés grâce aux observations de terrain . . . 176
6.7.1.2 Les sills et les dykes ne s'arrêtent pas pour les mêmes raisons . . . 176
6.7.1.3 Mise en évidence du fonctionnement en réseau, influence des dykes sur les sills . . . 176
6.7.2 Discussion des scénarios . . . 177
6.7.2.1 Volumes mis en jeu . . . 177
6.7.2.2 Apports de la prise en compte de la dynamique de l'écoulement . . . 177
6.7.3 Adaptabilité du modèle . . . 177

Conclusions et perspectives **179**

Annexes **183**

A Description de quelques exemples **185**
A.1 Les injections *per ascensum* . . . 185
A.1.1 Exemples d'injections atteignant le paléofond de mer (extrusions) . . . 185
A.1.2 Exemples d'injections n'atteignant pas le paléofond de mer (intrusions) . . . 186
A.2 Les injections *per descensum* . . . 190
A.2.1 Quelques exemples particuliers d'injection vers le bas . . . 190
A.2.2 Les filons gréseux sédimentaires dans le Numidien de Sicile et de Tunisie . . . 194
A.2.3 Les filons gréseux sédimentaires dans les Marnes Bleues Apto-Albiennes du Sud Est de la France . . . 199

B Présentation du modèle analogique de compaction sur une marche **207**

C Calcul de la déformée d'une poutre encastrée soumise à une charge triangulaire **213**

D Détermination de la limite d'application de la théorie des poutres **217**

E Méthode de résolution des 3 équations de la fracturation hydraulique horizontale **221**

F Ecoulement d'un fluide de Bingham entre deux plans parallèles **223**
F.1 Distribution de la contrainte de cisaillement pour un fluide newtonien s'écoulant dans une fente . . . 224
F.1.1 Détermination de la distribution des vitesses en régime permanent pour un fluide non-Newtonien décrit grâce à un modèle de Bingham . . . 224

F.1.2 Modèle de Bingham 227
F.1.3 Distribution de la vitesse 228
F.2 Débit d'un fluide de Bingham s'écoulant dans une fente 229
F.3 Expression des pertes de charges pour un débit imposé 230

G Etablissement de la pression d'intrusion sous forme d'une force de traînée 231

H Approximation de l'équation du troisième degré 235

Bibliographie 236

Table des figures

0.1 Représentation schématique de corps-reservoirs (a) non connectés et (b) connectés par des injections. . . . 20
0.2 Coupe géologique de Bure . . . 21
0.3 Schématisation de la problématique pétrolière . . . 22

1.1 Injections verticales (dykes) et horizontales (sills) au sein d'une alternance marno-calcaire dans le SE de la France. . . . 28
1.2 Injection sableuse dans des sédiments du Miocène dans le bassin de Marche-Ombrie en Italie, photo de B. Beaudoin . . . 29
1.3 Injection sableuse d'épaisseur métrique et d'extension pluridécimétrique Sicile, photo de B. Beaudoin . . . 30
1.4 Injection sableuse horizontale d'épaisseur plurimétrique et d'extension plurihectométrique dans le Numidien de Tunisie, photo de B. Beaudoin . . . 31
1.5 Environnements sédimentaires dans lesquels les intrusions clastiques se produisent (d'après Jolly et Lonergan, 2002 [86]) . . . 32
1.6 Modèles géométriques établis à partir des affleurements (d'après Parize et Friès, 2003 [126], dans Parize *et al.*, 2006 [123]). . . . 34

2.1 Trois scénarios possibles de génération d'injections *per ascensum* (Duranti *et. al.*, 2002 [46]). . . . 37
2.2 Résumé de l'histoire dépositionnelle et post-dépositionnelle du Nauchlan Member insistant sur l'évolution de la géométrie des corps sableux. . . . 38
2.3 Représentation des principaux mécanismes pouvant être responsables de l'augmentation de la pression fluide et de l'apparition de surpressions dans un corps sableux lors de son enfouissement. . . . 39

2.4 Modèle simple pour montrer comment la taille d'un complexe de sills et de dykes clastiques est fonction de la profondeur à laquelle est scellé le corps sableux et de la profondeur où la couverture se rompt. 42
2.5 Relation entre porosité et profondeur pour des sédiments argileux sous faible recouvrement (d'après Velde, 1996 [160]), compilation de données ODP et DSDP. 44
2.6 Schématisation d'un écoulement ascendant idéalisé dans un conduit cylindrique (d'après Gallo et Woods, 2004 [54]) 46
2.7 (a) Vue d'ensemble de l'affleurement de Bevons et (b) localisation de dyke ayant subi un plissement ptygmatique. 50
2.8 Dyke non déformé à plus de 250 m sous le chenal à l'heure actuelle (dyke de La Croix). . 51
2.9 Détermination du taux de compaction en utilisant les injections clastiques (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 52
2.10 Evolution de porosité proposée pour les marnes bleues apto-albiennes à partir d'observations *in situ* et comparaison avec des données actuelles de DSDP-ODP (Deep-sea Drilling Project - Ocean Drilling Progream) (Eckert, 2000 [48] ; Parize *et al.*, 2006 b [124]). 54
2.11 Différents types de simulation de faille normale. 55
2.12 Effets du chargement (enfouissement) sur un faisceau de bancs durs intercalés dans des formations à dominante argileuse (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 56
2.13 Comportement élastique d'une formation argileuse homogène pendant son enfouissement (compaction) au-dessus d'un substratum en forme de marche (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 57
2.14 Effets de la mise en place rapide du sable dans un chenal érosif profond (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 58
2.15 Modèle global hétérogène par la combinaison de plusieurs facteurs : substratum structuré, hétérogénéités lithologiques et remplissage du chenal. 59
2.16 Localisation de zones de fracturation dans une formation argileuse (ayant la consistance d'une boue près du paléofond de mer et dont la cohésion augmente avec la profondeur) pendant sa compaction et la mise en place rapide du remplissage d'un chenal massif turbiditique (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 61

3.1 Modèle conceptuel des sables massifs érosifs vocontiens et de leurs réseaux d'injectites (d'après Parize et Friès, 2003 [126]). 70
3.2 Différentes étapes du remplissage du chenal et de l'injection dans les berges (modifié d'après Parize et Friès, 2003 [126]). 71
3.3 Représentation de différentes courbes de porosité ou d'indice des vides en fonction de la profondeur (dans Einsele, 1992 [49]). 73
3.4 Relations entre porosité et profondeur (dans Einsele, 1992 [49]) 74
3.5 Les trois groupes de processus opérant en milieu marin profond (d'après Stow, 1986 [148]). 76
3.6 Diagramme illustrant les changements durant la transformation d'un écoulement de sédiments marins (dans Mulder, 2001 [111]) 77
3.7 Modèle du sable massif vocontien (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). 79

4.1 Porosités en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment (d'après DSDP data set, leg 96, sites 616 et 624, Gulf of Mexico (points rouges), loi de porosité exponentielle (vert) $\phi(z) = \phi_r + \phi_a.exp(-z/za)$ 83
4.2 Représentation schématique des différentes étape d'un glissement de la rupture de plateforme à la turbidite (d'après Bryn *et al.*, 2005 [28] 86
4.3 Schématisation de l'écoulement du sable massif dans le chenal 87
4.4 Schématisation de la succession sédimentaire en cours de compaction juste avant l'injection 88
4.5 Comparaison entre les contraintes régnant dans le sédiment et la pression hydrostatique dans un mélange d'eau et de sable de concentration (a) $C_s = 0,2$ et (b) $C_s = 0,35$ pour un chenal de 30 m de profondeur. 91
4.6 Comparaison entre les contraintes régnant dans le sédiment et la pression hydrostatique dans un mélange d'eau et de sable de concentration (a) $C_s = 0,4$ et (b) $C_s = 0,6$ pour un chenal de 30 m de profondeur. 92
4.7 Schématisation de la pression dans une injection potentielle avec la prise en compte de pertes de charge linéaires 93
4.8 Schématisation du parcours d'un écoulement turbiditique et localisation des zones potentiellement injectée horizontalement 94

5.1 Schématisation des trois modes de fracturation. 99
5.2 Coupes schématiques d'une fracture hydraulique horizontale (a) et verticale (b) 101
5.3 Modèle de fracture radiale verticale 102
5.4 Modèle PKN 102
5.5 Modèle KGD 102
5.6 Effets de la stratification sur le profil des fractures hydrauliques verticales. 103
5.7 Différence entre une fracture verticale en profondeur et une fracture horizontale près de la surface 104
5.8 Différence entre une fracture verticale en profondeur et une fracture horizontale près de la surface 104
5.9 Schématisation d'une poutre encastrée pour modéliser le soulèvement des berges. 105
5.10 Représentation de l'ouverture d'une fracture horizontale de 100 m et de 200 m pour une concentration volumique en sable de 0,4 en utilisant le modèle de poutre encastrée. . . . 107
5.11 Schématisation des premières phases de l'injection. 108
5.12 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture 109
5.13 Schématisation d'une fracture hydraulique radiale dans la partie distale de l'écoulement . 110
5.14 Ouverture d'une fracture horizontale (selon le modèle 2D de fracture hydraulique horizontale) pour une extension de 100 et 200 m pour des concentrations en sable de (a) 0,35 ; (b) 0,4 ; (c) 0,5 ; (d) 0,6 112
5.15 Débits obtenus pour le modèle de fracture hydraulique horizontale en 2D sur une épaisseur unitaire 113
5.16 Débits obtenus pour le modèle de fracture hydraulique horizontale radiale 114

5.17 Schématisation de la formation d'un sill en supposant que les terrains soulevés ont un comportement de poutre encastrée. 116
5.18 Schématisation d'un grand sill de Rosans qui présente plusieurs sauts stratigraphiques. . 117
5.19 Adaptation du modèle KGD pour un dyke 118
5.20 Développements d'une fracture verticale dans le cas symétrique 120
5.21 Ouverture d'une fracture verticale de 100 m calculée avec le modèle de Fung *et al.* de 1987 [53]. 121

6.1 Modèle géométrique établi à partir des affleurements de Bevons (d'après Parize et Friès, 2003 [126] et Parize *et al.*, 2006 [123]) 128
6.2 Schématisation de quelques étapes de la formation d'un réseau 129
6.3 Représentation de différentes géométries pour le réseau d'injection pour différents tirages avec les mêmes probabilités de bifurquer ou d'aller tout droit. 132
6.4 Influence du nombre d'itérations sur le nombre de bifurcations. 133
6.5 Représentation des épaisseurs des segments constituant le réseau. 134
6.6 Représentation des épaisseurs des segments constituant le réseau. 135
6.7 Ecoulement d'un fluide dans une fente plane et étroite 137
6.8 Schématisation de l'apparition d'une bifurcation à l'étape t_2. 140
6.9 Schématisation de la structure du programme établi pour la propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau pseudo-aléatoire 145
6.10 Rhéogramme d'une boue de forage. 147
6.11 Représentation de la contrainte verticale et de la pression dans la colonne d'eau et de sable en fonction de la profondeur sous le paléofond de mer. 147
6.12 Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 60 cm. 149
6.13 (a) Représente le volume injecté en fonction du temps et (b) l'extension horizontale atteinte en fonction du temps. 150
6.14 Extension des injections à Rosans (photo de O. Parize) 151
6.15 Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 30 cm. 152
6.16 Terminaisons de Sills à Bevons (photo de B.Beaudoin) 153
6.17 Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur variable uniformément répartie entre 30 et 60 cm. 154
6.18 Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection verticale constituée d'une succession de segments verticaux d'épaisseur constante 60 cm. 156
6.19 Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 60 cm 157
6.20 Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 5 cm 158
6.21 Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 5 cm 159
6.22 Extension d'un dyke à Bevons (photo de O. Parize) 160

6.23 Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale à l'origine constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 60 cm. 162
6.24 Evolution du volume injecté en fonction du temps. 163
6.25 Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations. 166
6.26 Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations. 167
6.27 Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. 168
6.28 Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. 169
6.29 Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. 170
6.30 Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. 171
6.31 Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. 172
6.32 Même exemple que précédemment (figures 6.27, 6.28, 6.29, 6.30, 6.31), avec un tirage aléatoire différent 173
6.33 Représentation d'un réseau d'injection dont les épaisseurs diminuent horizontalement et verticalement en s'éloignant du chenal. 174
6.34 Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations. 174

A.1 Photographies de carottes de forage du champ de Gryphon (dans Lonergan *et al.*, 2000 [97]). 186
A.2 Volcan de sable (dans Jolly et Lonergan, 2002 [86]) 187
A.3 Injections n'atteignant pas le paléofond de mer (dans Jolly et Lonergan, 2002 [86]) . . . 188
A.4 Injections *per ascensum*, modèle de Nyons (dans Parize et Friès, 2003 [126]) 188
A.5 Interprétation de la géométrie de structures en forme d'ailes (dans Jackson, 2006 [80]). . 189
A.6 Exemples de géométries de sable remobilisé imagées avec des données sismiques 3D (data courtesy of Chevron UK and partners in the Alba Field) 190
A.7 Modèle chronologique pour la fluidisation, la liquéfaction, la remobilisation, l'intrusion et le diapirisme des grès dans la Formation d'Harleev, Jameson Land, Groenland Est (dans Surlyk, 2001 [152]). 191
A.8 Les principales zones d'affleurement du Numidien (Parize (1988) [120]). 194
A.9 L'affleurement de Berkoukech (région de Tabarka, Tunisie). 196
A.10 Exemples de relations entre sills et dykes gréseux (Tabarka, Tunisie). 197
A.11 Affleurement de la colline du Puy dans la région de Bevons (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). 200
A.12 Contact entre les injectites dans les berges du chenal et leur corps nourricier turbiditique *in situ*. 202
A.13 Affleurement de La Baume (d'après Beaudoin *et al.*, 1985 [15] et Parize et Friès, 2003 [126] dans Parize *et al.*, 2006 [123]. 202
A.14 Diagrammes en rosace locaux des dykes dans la zone de Bevons faisant ressortir quatre pôles différents d'orientation. 204
A.15 Diagramme en rosace global interprété des dykes dans la zone de Bevons (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). 204
A.16 Représentation de plusieurs figures en « marches d'escalier » successives. 205
A.17 Toulaye-Serre Autruy dans le secteur de Saint-André-de-Rosans (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). 206

B.1 Schéma du dispositif expérimental 208
B.2 Dispositif expérimental 209
B.3 Photographies après le dépôt de (a) 1 couche ; (b) 2 couches ; (c) 3 couches et (d) 4 couches 209
B.4 Photographies après le dépôt de (a) 5 couches ; (b) 12 couches ; (c) 18 couches et (d) 28 couches 210
B.5 Photographies après le dépôt de (a) 39 couches ; (b) (c) d'une grosse quantité de sable. La photo (d) montre la succession de couches d'argile compactées par la charge de sable quelques jours après. 211

C.1 Schématisation d'une poutre encastrée à une extrémité et soumise à une charge triangulaire. 213

D.1 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 5 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture. 218
D.2 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 25 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture. 219
D.3 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 50 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture. 219
D.4 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 60 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture. 220
D.5 Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 100 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture. 220

F.1 Ecoulement d'un fluide dans une fente plane et étroite 224
F.2 Tranche de fluide d'épaisseur Δx utilisée pour la conservation de la quantité de mouvement de l'écoulement en coordonnées cartésiennes rectangulaires. 225
F.3 Représentation du profil de vitesse d'un fluide de Bingham s'écoulant entre deux plaques. 229

G.1 Schématisation de la pénétration d'une injection dans un fluide. 232

H.1 (a) Représention d'un ζ et l'équivalent obtenu avec l'approximation A ; (b) Représention de l'erreur absolue (en vert) et de l'erreur relative (en rose). 237
H.2 (a) Représention d'un autre ζ et l'équivalent obtenu avec l'approximation A ; (b) Représention de l'erreur absolue (en vert) et de l'erreur relative (en rose). 238

Introduction

Dans un bassin sédimentaire, les dépôts son généralement superposés ou emboîtés. Dans le premier cas, les sédiments les plus récents se superposent aux plus anciens et forment des couches. Dans le deuxième cas, l'emboîtement est le résultat d'érosions qui forment des vallées ou des canyons qui vont à leur tour se remplir de sédiments plus récents. Des sédiments jeunes peuvent ainsi se retrouver plus bas que des sédiments plus anciens dans la succession sédimentaire. Cependant, ces géométries peuvent être appréhendées ou du moins estimées dans la mesure où leur mode de mise en place est maîtrisé.

Les exemples présentés dans cette étude montrent que l'injection d'un massif sédimentaire est à l'origine d'un agencement de corps sédimentaires tout à fait atypique. Les injections décrites montrent des corps sédimentaires d'extension centimétrique à kilométrique dans les trois directions de l'espace. Outre leur géométrie singulière, ces injections créent ou révèlent des connexions ou des hétérogénéités inhabituelles et difficilement prévisibles au sein du massif injecté. Une étude géométrique et génétique de ces corps sédimentaires peut ainsi apporter des explications sur l'orientation des injectites à la faveur des anisotropies du massif présentes au moment de l'injection ou alors formées par l'injection elle-même.

En effet, les différents exemples étudiés montrent l'importance du comportement géomécanique de l'encaissant et de son anisotropie pour expliquer la formation et la géométrie de ces injections. Cette anisotropie est directement liée à :

- la nature du massif (alternance argile/grès, marnes calcaires, slump, cinérite...) ayant un comportement géomécanique et une perméabilité bien différenciés ;
- ou à l'évolution du massif sous l'effet conjugué de la compaction, de la diagénèse, du régime de contraintes...

Si l'étude de nombreux affleurements, dont quelques-uns détaillés (Rosans, Bevons), associée aux analyses sismiques récentes de plus en plus précises apportent une bonne connaissance de la géométrie

de ces injectites, la compréhension des mécanismes en jeu pose encore de nombreuses interrogations. L'objectif de ce travail est d'analyser les différents mécanismes jouant un rôle dans la formation de ces injections et de proposer des modèles mécaniques. Tester différents paramètres au sein de ces modèles permettra de revenir sur ces interrogations et d'améliorer la compréhension de ce système complexe tout en les validant grâce aux observations de terrain.

Cette connaissance est au coeur de nombreuses problématiques industrielles :
- celles qui s'intéressent à l'étude de l'hétérogénéité et de la perméabilité d'une succession sédimentaire (stockage de déchets en couche géologique) ;
- et celles qui se soucient de l'extension et de la connectivité entre des corps-réservoirs qui jouent un rôle important dans l'exploitation d'un champ pétrolier (figure 0.1).

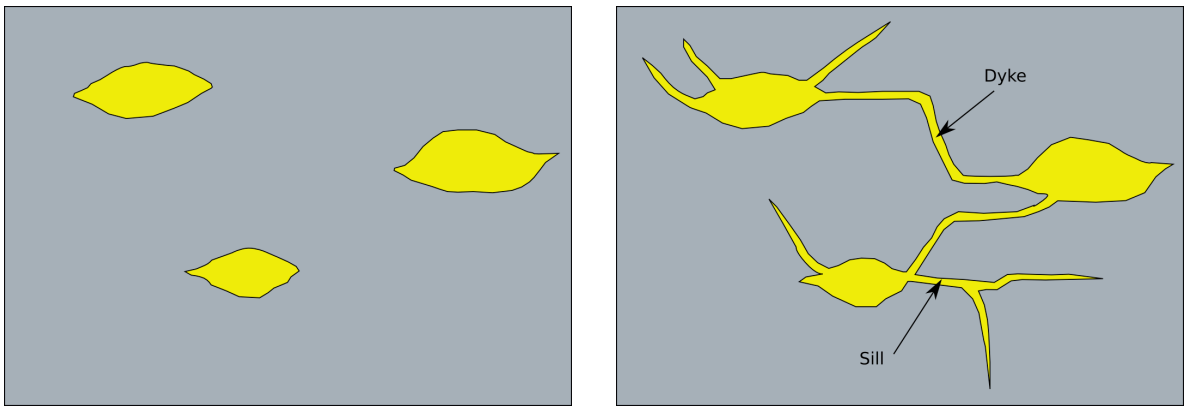


FIG. 0.1 – Représentation schématique de corps-reservoirs (a) non connectés et (b) connectés par des injections. La connectivité entre les corps-réservoirs va influencer fortement l'exploitation du champ pétrolier

Importance de la perméabilité pour le stockage de déchets

L'ANDRA (l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets RAdioactifs) a implanté à Bure (Meuse/Haute Marne) un laboratoire de recherche souterrain en 2000 afin de caractériser une couche d'argilites en vue d'un stockage de déchets radioactifs en couche géologique. La couche des argiles du Callovo-Oxfordien a été choisie pour ses propriétés peu perméables (figure 0.2).

L'Andra s'intéresse à tous les phénomènes de fissuration dans les argilites. Les injections clastiques ont injecté un massif argileux et ont été fossilisées : elles sont le témoin de l'état du massif argileux à un moment de l'histoire du bassin et peuvent ainsi aider à la compréhension des caractéristiques de la formation argileuse à cette époque. Ainsi, des fissures qui se seraient formées puis cicatrisées à un moment donné dans les argiles de Bure pourraient être déduites des affleurements du SE (André-Jéhan et Beaudoin, 1985 [5] ; Beaudoin *et al.*, 1995 [17] ; Mazureck *et al.*, 2003 [107] ; NEA-IRT, 2003 [78] ; Laurent, 2005 [94]).

Importance de la connectivité entre corps-réservoirs

Dans la mesure où des injections sableuses représentent un volume sédimentaire important et potentiellement réservoir et qu'elles sont en connexion directe avec un ou plusieurs corps sédimentaires réservoirs, une détermination précise de leur géométrie et de leur répartition est nécessaire pour aider à prédire le

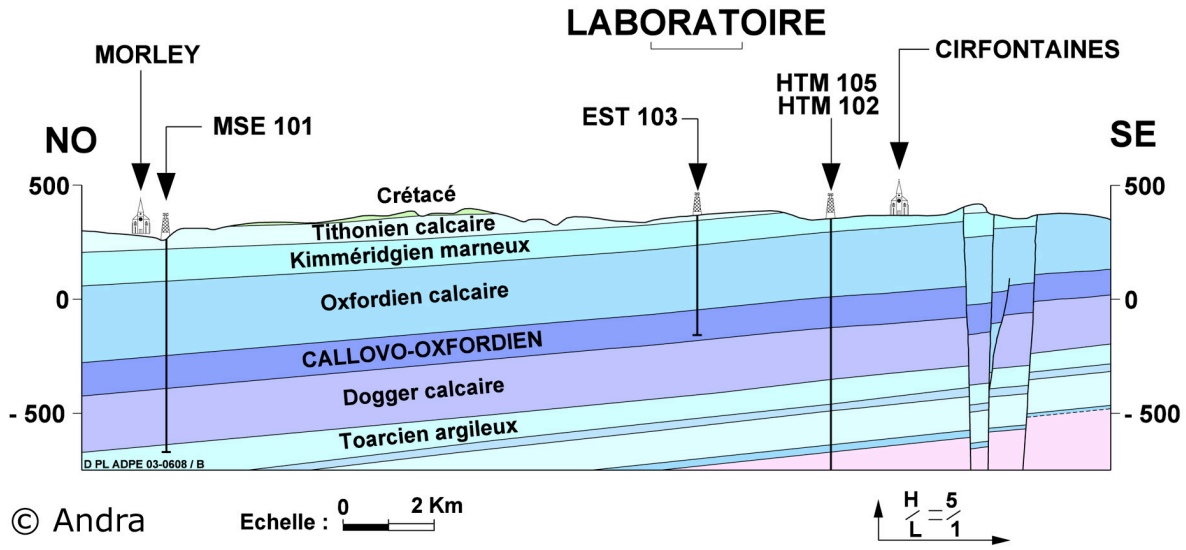


FIG. 0.2 – Coupe géologique de Bure

volume et les circulations potentielles de fluide pendant la production. Généralement, les images sismiques ont une résolution plus faible que la taille des injectites, elles ne peuvent donc ni servir à la quantification de ces paramètres, ni contribuer à la description de leurs relations avec les réservoirs.

L'observation de carottes permet d'avoir une vision à une dimension de ces injectites mais elle ne permet pas la détermination complète du réseau. Ainsi, des affleurements présentant des injections et leur corps sableux nourricier peuvent donner des informations précieuses sur les tailles, les géométries et les densités. Les affleurements de Nyons, Bevons et Rosans (... ; Parize *et al.*, 2006 [123]) ont permis l'établissement de modèles géométriques d'injection (paragraphe 1.3 et figure A.4) (relations avec le corps nourricier, caractéristiques géométriques des injectites) et constituent de bons analogues à certaines injectites de subsurface (Imbert *et al.*, 1998 [77] ; Lonergan *et al.*, 2000 [97] ; Huuse *et al.*, 2003 [74]).

Comme il n'est pas possible de trouver un analogue par champ pétrolier, il est nécessaire d'établir un modèle physique permettant d'estimer le volume et la géométrie des injections en fonction du contexte de chaque bassin où pour l'instant, seule l'imagerie sismique ou l'étude de forage sont possibles (figure 0.3).

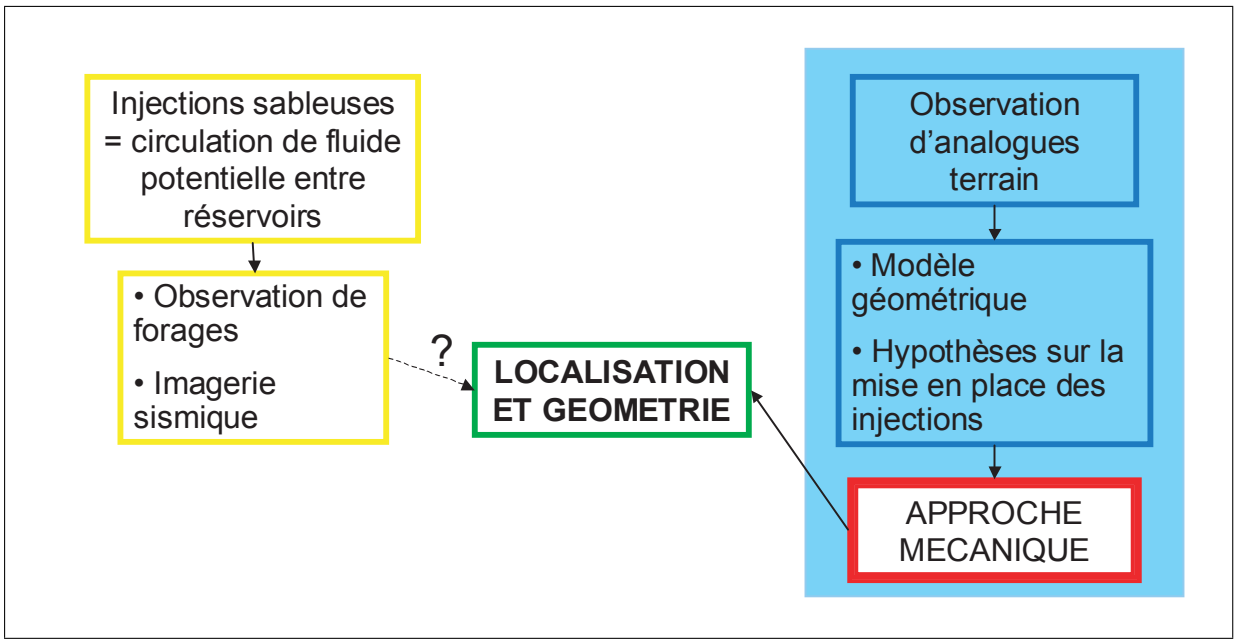


FIG. 0.3 – Schématisation de la problématique pétrolière

Première partie

ETAT DE L'ART

Nomenclature de la Partie 1

- a : paramètre empirique sans dimension utilisé dans l'expression du taux de compaction
- b : paramètre empirique sans dimension utilisé dans l'expression du taux de compaction
- h : épaisseur actuelle de sédiment $[m]$
- h_1 : épaisseur initiale de sédiment $[m]$
- z : profondeur sous le paléofond de mer ou hauteur le long du conduit $[m]$
- P_f : pression de pore $[Pa]$
- T : résistance à la traction $[Pa]$
- T_n : composante de la résistance à la traction dans la direction normale à la stratification $[Pa]$
- T_p : composante de la résistance à la traction dans la direction parallèle à la stratification $[Pa]$
- ϕ : porosité des sédiments [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_0 : porosité initiale [sans dimension ou en pourcentage]
- σ : contrainte normale à un plan $[Pa]$
- σ_h : contrainte horizontale $[Pa]$
- σ_n : contrainte normale à une surface (ou une fracture) $[Pa]$
- σ_v : contrainte verticale $[Pa]$
- σ_1 : contrainte principale maximale $[Pa]$
- σ_3 : contrainte principale minimale $[Pa]$
- τ_{max} : taux de compaction maximum [sans dimension]
- $\tau(z)$ ou τ_z : taux de compaction en fonction de la profondeur [sans dimension]

CHAPITRE 1

Présentation de la problématique

1.1. Définitions

Quelques mots de vocabulaire spécifique :

- **Filons** : les filons sont des dépôts sédimentaires « en lame » recoupant d'autres couches. Ils ont une longueur centimétrique à kilométrique et une épaisseur centimétrique à métrique. Un type particulier (parfois de nature gréseuse) est le **filon clastique**. On considère qu'il correspond à l'injection de matériel sableux encore gorgé d'eau, à partir de couches interstratifiées dans un encaissant de nature différente (argilo-pélitique, marneux...). Cette injection peut se faire vers le bas ou vers le haut. Une des hypothèses de leur déclenchement serait liée au comportement différentiel des matériaux en présence.
- **Sills et dykes** : les dykes, littéralement les murs, recoupent les structures de leur encaissant et sont plus aisément mis en évidence que les sills, qui sont concordants au plan de stratification (figure 1.1).
- **Injection** : l'injection est le processus de formation des sills est des dykes.
- **Injectite** : un sill ou un dyke est une injectite.

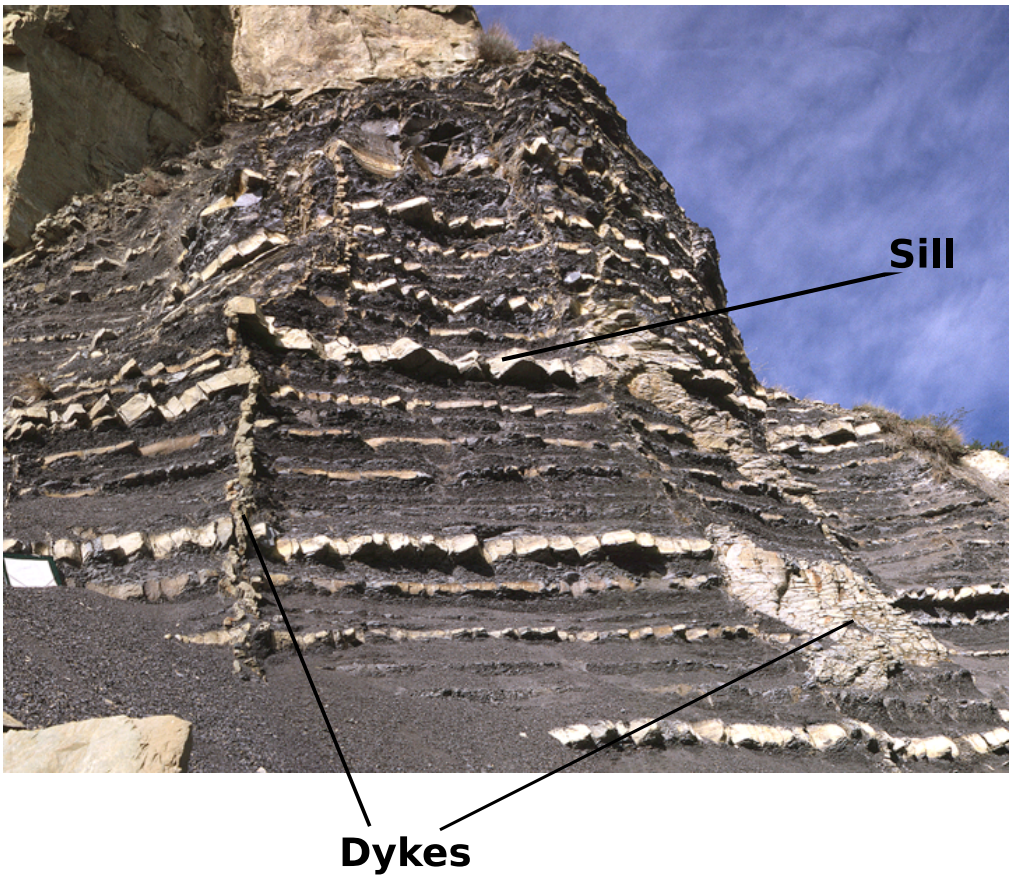


FIG. 1.1 – Injections verticales (dykes) et horizontales (sills) au sein d'une alternance marno-calcaire dans le SE de la France.

Ces injections peuvent être de tailles diverses, certaines peuvent avoir des épaisseurs centimétriques et des extensions décimétriques (figure 1.2), d'autres peuvent avoir des épaisseurs métriques et des extensions pluridécimétriques, d'autres peuvent également avoir des épaisseurs plurimétriques et des extensions plurihectométriques (figure 1.4).

FIG. 1.2 – Injection sableuse dans des sédiments du Miocène dans le bassin de Marche-Ombrie en Italie, photo de B. Beaudoin

Les injections sableuses peuvent prendre place dans différents environnements sédimentaires (glaciaires, lacustres, deltaïques, tidaux, côtiers et turbiditiques) (figure 1.5) (Dzulynski and Radomski, 1956 [47] ; Gill et Kuenen, 1958 [56] ; Reimnitz et Marshall, 1965 [135] ; Peterson, 1966 [129] ; Oomkens, 1966 [118] ; Smyers and Peterson, 1971 [144] ; Truswell, 1972 [157] ; Surlyk *et al.*, 1973 [151] ; Dionne, 1976 [40] ; Johnson, 1977 [83] ; Hiscott, 1979 [70] ; Beaudoin et Friès, 1982 [13] ; Winslow, 1983 [165] ; Archer, 1984 [6] ; Plint, 1985 [131] ; Parize et Beaudoin, 1986 [121], 1987 [122] ; Aspler et Donaldson, 1986 [7] ; Surlyk, 1987 [150] ; Parize, 1988 [120] ; Parize *et al.*, 1988 [127] ; Johnston, 1993 [84] ; Martel et Gibling, 1993 [104] ; Hardie, 1999 [65] ; Thompson *et al.*, 1999 [154] ; Dixon *et al.*, 1995 [41]). Il existe deux modes de mise en place des injections : les injections synsédimentaires et post-dépositionnelles. Cependant, les injections sont généralement classées selon leur position géométrique vis-à-vis du corps nourricier. On distingue alors les injections dirigées vers le bas, *per descensum*, et les injections dirigées vers le haut, *per ascensum*. Dans tous les cas, le mode de mise en place et/ou leur position par rapport à leur corps nourricier sont le résultat de l'historique du bassin sédimentaire.

La découverte, la description puis l'analyse de ces injections ont été réalisées sur plusieurs affleurements. Certains de ces exemples sont présentés dans l'annexe A. Nous rappelons ici leurs principales caractéristiques ainsi que les principaux résultats de leur analyse.

De nombreuses formations peuvent contenir des sills et des dykes clastiques : elles ont été recensées dans le monde entier :

– les formations du Jurassique écossais bordant les Moray Firth (Strickland, 1840 [149] … Jonk *et al.*, 2003 [87])
– la formation permienne d'Ecca du complexe de Karoo en Afrique du Sud (Truswell, 1972 [157])

FIG. 1.3 – Injection sableuse d'épaisseur métrique et d'extension pluridécimétrique Sicile, photo de B. Beaudoin

– la formation du Canyon de Budden (Diller, 1890 [39],.., . . .) et la formation de Panoche, au Nord de la vallée de Sacramento aux Etats-Unis (Smyers and Peterson, 1971 [144],.., Jolly *et al.*, 1998 [85]. . .)
– en Californie (Newsome, 1903 [115])
– la formation tertiaire des montagnes des Carpathes (Dzulynski and Radomski, 1956 [47] ; Marchalko, 1965 [103])
– la formation de Tourelle au Canada (Hiscott, 1979) [70]
– et Tierra des Fuego en Argentine (Borello, 1962 [21])...

Cependant, seuls quelques-uns d'entre eux présentent simultanément des injectites (Dyke ou sill), un réseau complexe injecté et le sable nourricier associé :
– la formation Hareelv du Jurassique supérieur au Groenland (Surlyk, 1987 [150] . . .)
– la formation numidienne au Nord de l'Afrique (Gottis, 1953 [58] [57] ; Colacicchi, 1959 [32] ; Broquet, 1975 [26] ; Parize and Beaudoin, 1986 [121] ; Parize, 1988 [120] ; El Maherssi, 1992 [50] ; Parize *et al.*, 1999 [125])
– la formation miocène de Californie (Newsome, 1903 [115] . . . Hurst *et al.*, 2003 [73])

FIG. 1.4 – Injection sableuse horizontale d'épaisseur plurimétrique et d'extension plurihectométrique dans le Numidien de Tunisie, photo de B. Beaudoin

– et la formation des Marnes Bleues en France (Rutten and Schönberger, 1957 [140] ; Aboussouan, 1963 [1] ; Beaudoin and Friès, 1982 [13] ; Beaudoin *et al.*, 1983 [16] … Friès and Parize, 2003 [52] ; Parize and Friès, 2003 [126]).

1.2. Principales caractéristiques des injections

Les injections *per ascensum* focalisent l'attention de la plupart des recherches depuis la première interprétation de Mc Leod *et al.* en 1999 [108] puis de bien d'autres sur la présence d'injections *per ascensum* dans les champs pétroliers de Mer du Nord. Ces injections ont des tailles diverses et se caractérisent souvent par leur formes d'ailes (injection oblique). Dans certain cas l'extension de ces injections peut dépasser 500 m. Ce type d'injection sera utilisé pour comparaison, mais la présente étude est focalisée sur la compréhension des injections *per descensum*. Les principales caractéristiques des exemples le plus remarquables et les plus souvent étudiés sont présentées ci-dessous :

– Les injections sableuses du Groenland (Surlyk, 2001 [152] sont des intrusions présentant une certaine ubiquité ; elles peuvent faire entre quelques centimètres et plusieurs centaines de mètres de long. Les sills observés ont une épaisseur pouvant aller de quelques millimètres à plusieurs mètres, et leurs géométries présentent quelques figures en marches d'escalier. Les dykes sont souvent déformés par plissement ptygmatique à cause de la compaction post-injection des argiles encaissantes. Elle sont connectées à des corps gréseux qui peuvent être larges et massifs (10 m d'épaisseur, quelques centaines de mètres de large et dans certains cas jusqu'à un kilomètre de long). Dans ce cas, les observations ont permis de montrer que l'injection est post-sédimentaire et multiphasique.

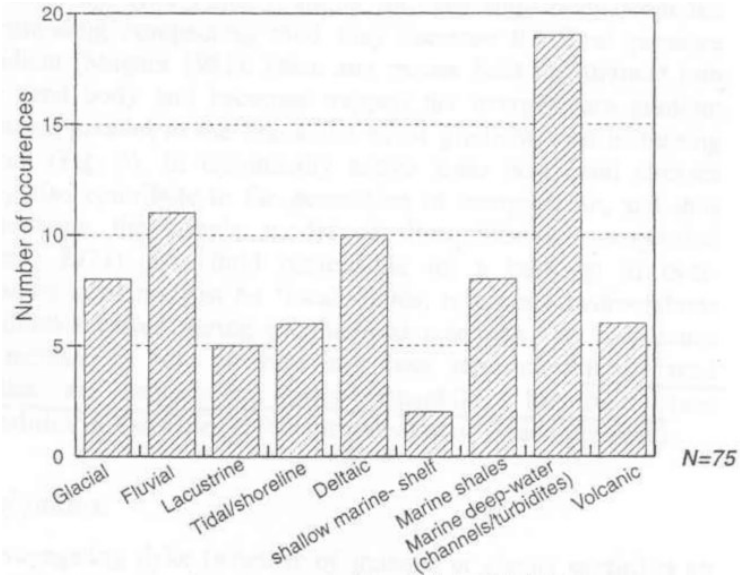


FIG. 1.5 – Environnements sédimentaires dans lesquels les intrusions clastiques se produisent (d'après Jolly et Lonergan, 2002 [86])

– L'injection sableuse peut se faire sous le poids d'une surcharge dans des sédiments proglaciaires faiblement consolidés (Sud de l'Islande, Le Heron et Etienne, 2005 [68]). Dans ce cas les injections sont descendantes et bifurquantes ; elles peuvent faire jusqu'à 0,5 m d'épaisseur et plusieurs mètres de long.
– L'injection peut se produire suite à des courants de retour des tsunamis. C'est le cas le long de la côte chilienne (Le Roux *et al.*, 2004 [137]) où une épaisse unité argileuse est recoupée en place par de larges dykes et sills issus de la base d'un banc massif de grès grossiers à très grossiers. Dans ce cas, les injections atteignent des longueurs excédant 15 m.

Ces quelques exemples montrent que les injections gréseuses *per descensum* ont été reconnues un peu partout dans des environnements différents mais sont en fait très souvent limités à la présence de dykes aux dimensions peu importantes. Ceci est particulièrement bien illustré par l'analyse des tsunamis (anciens et actuels) : en effet, malgré une fracturation abondante engendrée par les séismes et les surpressions causées par les courants de retour des tsunamis, les dykes créés restent toujours de dimensions très modestes (taille décamétrique). Les seuls environnements sédimentaires qui semblent permettre la formation de réseaux d'injections (sills et dykes associés) de grandes dimensions (hectométriques) sont les bassins profonds turbiditiques (Gottis, 1953 [57] ; Surlyk, 1987 [150], 2001 [152] ; G ; Beaudoin, 1984 [18] ... Parize, 1988 [120]).

Ceci est confirmé par les affleurements exceptionnels du Numidien de Sicile et de Tunisie ainsi que par ceux du bassin Vocontien, dans le SE de la France.

Dans le Numidien :

– L'épaisseur des sills gréseux est comprise entre quelques centimètres et 3 m ;
– L'épaisseur de la plupart des dykes est comprise entre quelques centimètres et 0,6 m, quelques-uns atteignent 1,7 m d'épaisseur ;
– Leur profondeur de pénétration et leur suivi cartographique sont plurihectométriques ;
– Les dykes s'organisent en réseau observable à toute échelle ;

– Lorsque les filons gréseux sédimentaires sont en connexion avec les corps gréseux *in situ*, ils sont toujours sous-jacents : ils sont donc alimentés *per descensum* ;
– L'étude menée en Tunisie montre la précocité de l'injection sableuse par l'existence de terriers ornant les épontes des dykes et traversant les sills, c'est-à-dire que l'injection s'effectue sans recouvrement.

Dans le bassin vocontien :
– L'épaisseur d'un sill seul peut atteindre 12 m et l'épaisseur verticale cumulée d'un ensemble de sills peut atteindre une douzaine de mètres ;
– L'épaisseur des dykes peut faire un mètre près du corps nourricier et quelques millimètres dans les parties basales distales ;
– Dans la zone de Rosans les sills peuvent avoir une extension latérale de 2500 m à partir du corps nourricier ;
– Dans la zone de Bevons les extensions verticales et horizontales sont respectivement de 300 m et 5 km ;
– Les données de terrains indiquent que les injectites et les corps nourriciers massifs chenalisés sont connectés géométriquement ;
– L'étude des orientations des dykes de Bevons a montré qu'il existait des orientations préférentielles d'injection localement (ces directions correspondent aux structures architecturales majeures de cette partie du bassin vocontien ou à certaines failles synsédimentaires ou à des directions de pente).

1.3. Modèle géométrique pour les injections *per descensum*

Ces analyses de terrain ont permis d'établir des modèles géométriques (figure 1.6) des injections *per descensum* (figure 1.6) (Parize et Friès, 2003 [126] ; Parize *et al.*, 2006 [123]).

Ces modèles différencient les deux secteurs de Rosans et Bevons. Dans les deux cas, les matériaux injectés sont des alternances marno-calcaires équivalentes en cours de compaction. Dans le modèle Rosans, les injections sont essentiellement horizontales et ont une extension de plus de 2 km latéralement au chenal. Dans le modèle Bevons, les injections sont horizontales dans la partie superficielle du massif et peuvent atteindre 500 m de long latéralement au chenal ; les plus profondes présentent des bifurcations avec des dykes, qui peuvent se développer jusqu'à 250 m sous le paléofond (environ 400 m au moment de l'injection). Le modèle de Rosans semble essentiellement contrôlé par la présence du « Grand Slump ».

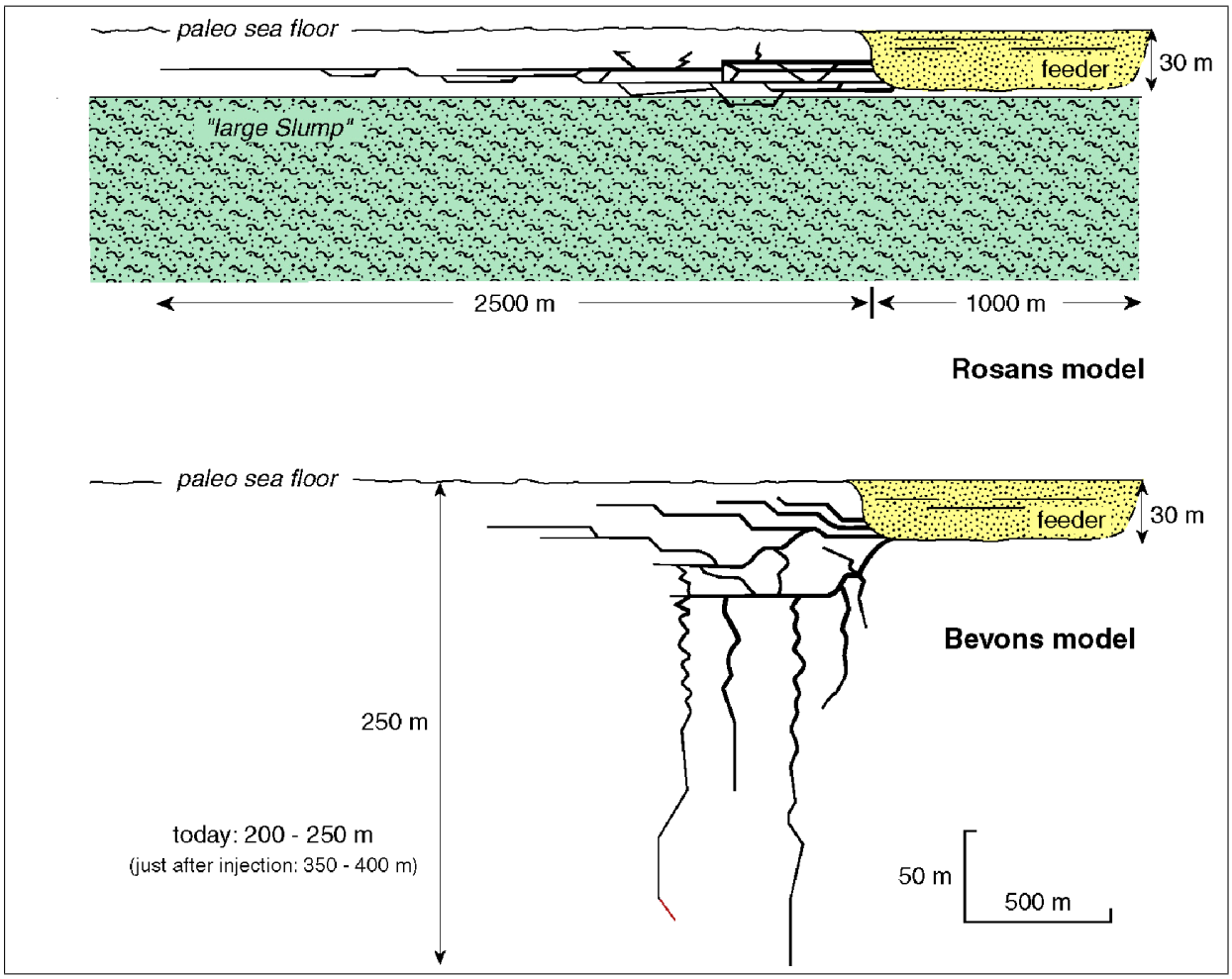


FIG. 1.6 – Modèles géométriques établis à partir des affleurements (d'après Parize et Friès, 2003 [126], dans Parize *et al.*, 2006 [123]).

CHAPITRE 2

Compréhension de la formation des injections/intrusions

2.1. Introduction

Un grand nombre d'articles traitant des intrusions gréseuses indique qu'elles sont plus fréquentes dans les environnements d'eau profonde que dans n'importe quel autre environnement sédimentaire. Le plus souvent, les grands réseaux d'intrusions sableuses se trouvent dans des zones où :

– Les contraintes tectoniques facilitent le développement de pressions fluides élevées dans le sédiment,
– Les sédiments sont principalement argileux,
– Le taux de sédimentation est important.

Des structures d'échappement d'eau se forment dans les sédiments pendant ou très peu après le dépôt. La formation de ces structures est due au réarrangement des grains causé par les mouvements de fluide et à l'action de la gravité sur un sédiment fluidisé ou liquéfié. Pendant l'enfouissement, les sédiments argileux se consolident et acquièrent de la résistance à la traction. C'est dans ces conditions que les dykes et les sills sont capables de s'injecter. Un dyke gréseux peut se former à n'importe quelle profondeur, à condition qu'il y ait une source de sable non-cimenté qui puisse se fluidiser. L'injection forcée de sables non-consolidés peut se faire, *a priori*, dans toutes les directions. Dans un environnement glaciaire, par exemple, les dykes sont typiquement injectés vers le bas : réponse d'un sédiment faiblement consolidé au chargement exercé par le glacier (Von Nrunn et Talbot, 1986 [27]). Dans d'autres environnements sédimentaires, les dykes sont supposés s'injecter vers le haut ou latéralement, en suivant le gradient hydraulique. Ces explications restent très qualitatives et font appel au bons sens, mais les études précises des mécanismes entrant en jeu dans la formation d'une injection sont peu nombreuses.

Les descriptions des injections gréseuses les ont longtemps présentées comme des curiosités géologiques, offrant parfois une explication de leur origine (Murchinson, 1827 [112] ; Diller, 1890 [39] ; Newsome, 1903 [115] ; Waterson, 1950 [161]). A l'heure actuelle, ces injections sont un peu mieux comprises et sont associées à la fracturation polygonale et/ou la fracturation hydraulique (Lorenz, 1991 [98] ; Cosgrove, 1995 [33], Jolly et Lonergan, 2002 [86] ; Parize et Friès, 2003 [126]...). Ainsi, dans certains cas, la géométrie des dykes gréseux a été utilisée pour comprendre l'état de paléocontraintes à l'instant de formation des dykes (Huang, 1988 [72] ; Boehm et Moore, 2002 [20] ; Jonk *et al.*, 2003 [87]).

Dans ce chapitre, nous présentons les différents scenarii ou mécanismes proposés dans la bibliographie pour expliquer et comprendre la formation des injections gréseuses. Dans un premier temps, nous étudierons les travaux effectués sur les injections *per ascensum*, puis nous nous attarderons sur les injections *per descensum*.

2.2. Mécanismes pouvant expliquer les injections clastiques *per ascensum*

2.2.1. Injections *per ascensum* et surpressions

2.2.1.1. Les scénarios proposés dans la littérature

Plusieurs scénarios ont été proposés pour expliquer la formation des injections *per ascensum*. La plupart des auteurs s'accordent sur le fait que pour être initiée, une intrusion ascendante doit se former à partir d'une réserve de sable non cohésive en surpression. En revanche, tous ne sont pas d'accord sur la chronologie du phénomène, à savoir, si les sédiments sont fracturés avant, ou s'ils se fracturent pendant, ou si les injections entraînent la propagation d'autres fractures (figures 2.1 et 2.2)... Certains auteurs suggèrent qu'une fracturation préexistante pourrait agir sur la géométrie des injections sableuses (Lonergan et Cartwright, 1999 [96] ; Lonergan *et al.*, 2000 [97] ; Duranti *et. al.*, 2002 [46], Molineux et Lonergan 2002 [110]...).

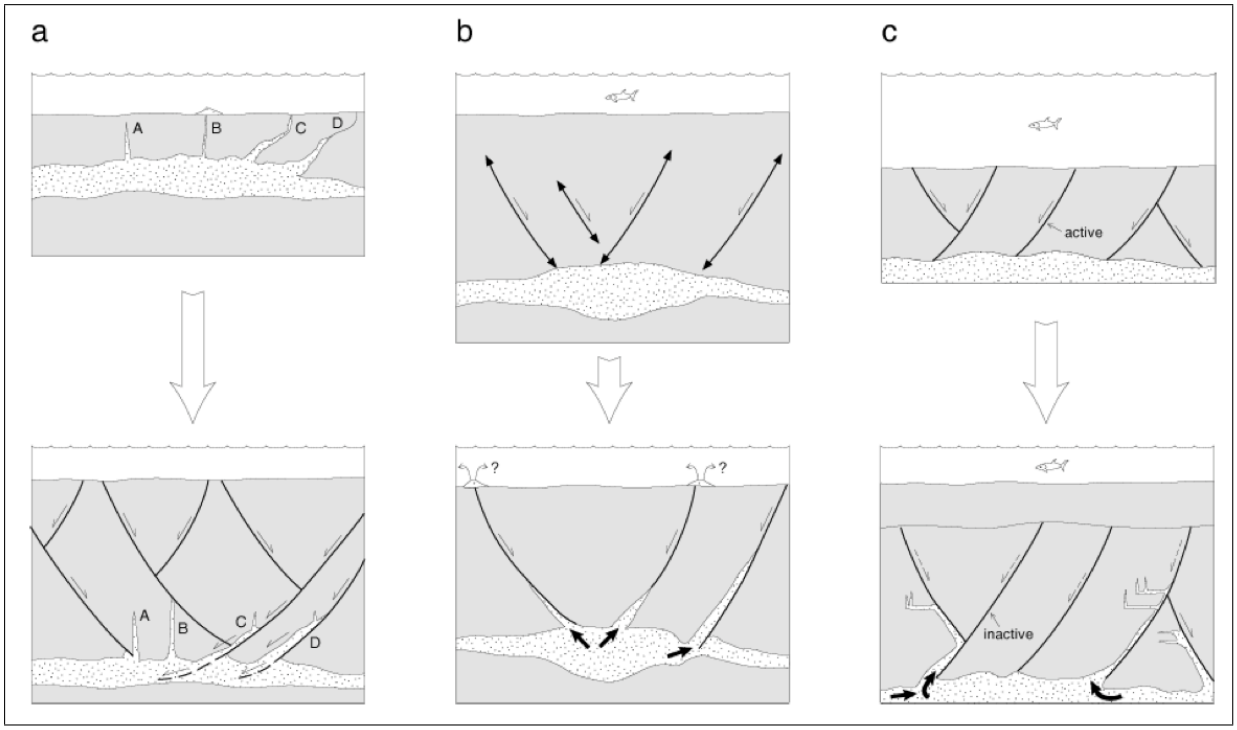


FIG. 2.1 – Trois scénarios possibles de génération d'injections *per ascensum* (Duranti *et. al.*, 2002 [46]). a) - l'injection précède la croissance de fractures polygonales, qui modifie les intrusions a posteriori. b) - L'injection sableuse et la fracturation polygonale sont synchrones, i.e. la croissance des failles polygonales déclenchent la remobilisation sableuse en rompant la couverture. c) - La croissance des failles polygonales s'effectue avant l'intrusion sableuse qui profite de l'anisotropie mécanique qui en résulte. Ces trois scénarios sont à envisager à partir des données de sub-surface, et ne peuvent pas être différenciés en utilisant simplement des données sismiques.

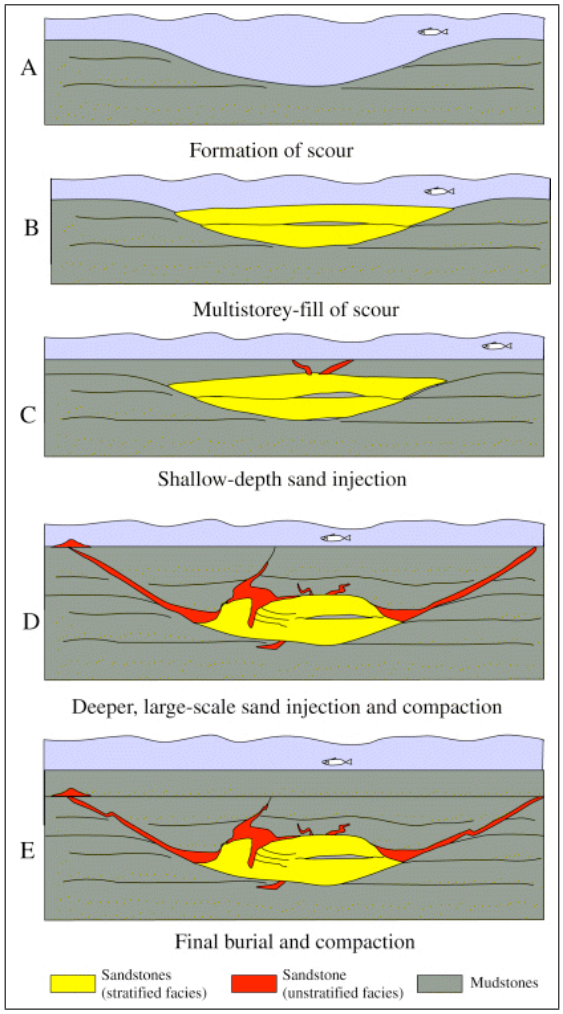


FIG. 2.2 – Résumé de l'histoire dépositionnelle et post-dépositionnelle du Nauchlan Member insistant sur l'évolution de la géométrie des corps sableux. (A) Erosion d'un chenal sur une terrasse en pente ; (B) Remplissage de ce creux en plusieurs épisodes, les principales pauses dans la sédimentation sont enregistrées par les dépôts argileux ; (C) Une phase précoce d'injection (probablement en plusieurs impulsions) durant l'enfouissement superficiel entraîne la formation de dykes et de sills fins (centimétriques à métriques) ; (D) La deuxième phase importante de l'injection à la limite entre l'Eocène et l'Oligocène produit des dykes et des sills épais en forme d'ailes sur les côtés du chenal ; (E) La compaction des argiles réduit l'angle des dykes en forme d'ailes, qui sont également déplacés par des failles (d'après Duranti *et. al.*, 2002 [46] et 2004 [45]).

2.2.1.2. Comment apparaissent les surpressions

La plupart des auteurs ayant étudié les mécanismes des injections *per ascensum* estiment que des surpressions fluides sont nécessaires pour la formation d'injections sableuses (Cosgrove, 1995 [33], 2001 [34] ; Hillier & Cosgrove, 2002 [69], Jolly & Lonergan, 2002 [86] ; Duranti and Hurst, 2004 [45]). En revanche, les mécanismes responsables de cette augmentation de pression pendant l'enfouissement sont beaucoup moins clairs. Trois mécanismes de montée en pression du fluide ont été proposés (figure 2.3) :

– Compaction différentielle lorsque l'expulsion du fluide contenu dans les pores des sédiments pendant l'enfouissement limitée par un chargement rapide et/ou la perméabilité importante des matériaux situés au-dessus (Osborne & Swarbrick, 1997 [119]) ;
– Liquéfaction induite par sismicité (Obermeier, 1996 [117]) ;
– Addition de fluides sous pression (Lonergan *et al.*, 2000 [97]).

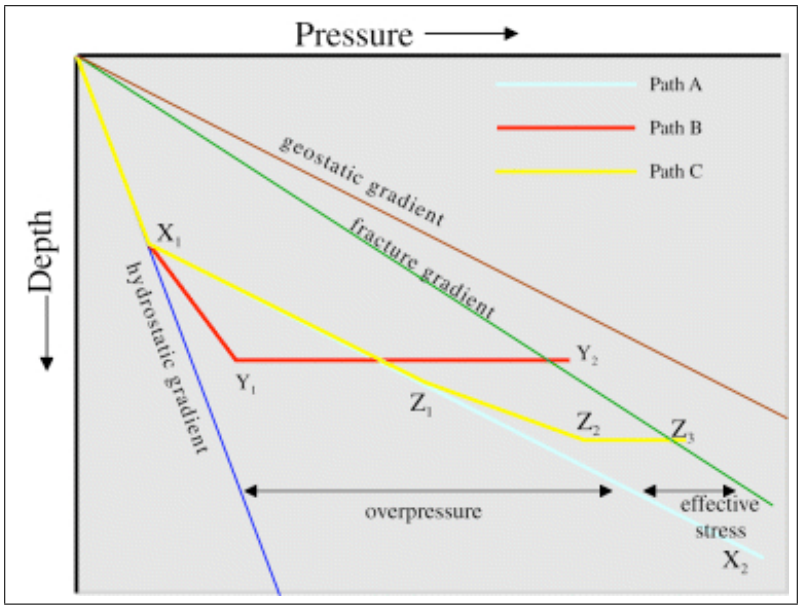


FIG. 2.3 – Représentation des principaux mécanismes pouvant être responsables de l'augmentation de la pression fluide et de l'apparition de surpressions dans un corps sableux lors de son enfouissement. Le sable suit le gradient hydrostatique jusqu'à ce qu'il soit enfermé par une couverture imperméable ou de faible perméabilité à X_1. Le chemin A représente l'augmentation de la pression de pore causée par la compaction différentielle dans une couche imperméable. Dans ce cas, la pression de pore augmente graduellement dans le corps sableux en suivant le gradient lithostatique $(X_1 - X_2)$. La pression de pore peut ainsi atteindre la pression de fracture et rompre la couverture à de grandes profondeurs. Le chemin B représente la liquéfaction cyclique : la pression de pore commence par augmenter graduellement mais moins vite que la pression lithostatique à cause de la faible perméabilité de la couverture $(X_1 - Y_1)$; la liquéfaction soudaine du sable, due à la sismicité, entraîne une augmentation de la pression de pore qui va dépasser la pression de fracturation $(Y_1 - Y_2)$. Le chemin C représente la liquefaction statique où la pression de pore augmente avec la compaction différentielle $(X_1 - Z_1)$; L'addition d'un fluide extérieur ou d'un gaz provoque l'augmentation de la pression de pore $(Z_1 - Z_2)$ jusqu'à ce que la matrice constituée pas les grains de sable s'effondre et que la pression de fracturation soit atteinte $(Z_2 - Z_3)$. (Duranti *et. al.*, 2004 [45]).

2.2.2. Utilisation de la fracturation hydraulique

Les surpressions ont majoritairement été choisies comme moteur de l'injection, le fluide va donc fracturer les sédiments ou ouvrir des fractures existantes ou fluidiser des sédiments suivant certaines directions préférentielles. Nous rappelons ci-dessous les facteurs agissant sur les fractures hydrauliques.

2.2.2.1. La fracturation hydraulique dans les roches et les sédiments (Cosgrove, 1995 [33])

L'orientation et l'organisation spatiale des fractures hydrauliques dans les roches et les sédiments sont déterminées par :

– l'amplitude de la contrainte différentielle,
– l'orientation des axes principaux de contrainte,
– les propriétés intrinsèques de la roche (en particulier sa cohésion).

Rupture en traction dans les roches anisotropes

La condition générale pour que la rupture en traction s'effectue par fracturation hydraulique suivant un plan est que la pression de l'eau soit supérieure ou égale à la contrainte normale à ce plan et à la résistance à la traction du sédiment normale à ce plan :

$$P_f >= \sigma + T \tag{2.1}$$

Dans un sédiment isotrope, cette condition est tout d'abord rencontrée le long du plan normal de la plus faible contrainte principale de compression, σ_3. Cependant, cela n'est pas le cas dans un sédiment anisotrope, dans lequel la résistance à la traction varie suivant les directions.

Considérons un sédiment argileux bien stratifié avec une anisotropie plane parallèle à cette stratification. La résistance à la traction dans la direction normale à la stratification, T_n, est plus faible que celle qui lui est parallèle, T_p. D'après l'équation 2.1, les conditions de rupture en tension parallèle et normale à la stratification par fracturation hydraulique sont :

$$P_f \quad > \quad T_p + \sigma_h \tag{2.2}$$

$$P_f \quad > \quad T_n + \sigma_v \tag{2.3}$$

respectivement, avec $\sigma_h = \sigma_3$ et $\sigma_v = \sigma_1$. L'une ou l'autre de ces conditions est vérifiée suivant les valeurs de la contrainte différentielle $(\sigma_1 - \sigma_3)$ et de la différence entre les deux résistances à la traction :

– Si $\sigma_1 - \sigma_3 > T_p - T_n$, alors $T_n + \sigma_1 > T_p + \sigma_3$. Si la pression fluide augmente, l'équation 2.2 serra la première à être vérifiée et les fractures hydrauliques en traction seront normales à σ_3, donc verticales.
– Si $\sigma_1 - \sigma_3 < T_p - T_n$, alors $T_n + \sigma_1 < T_p + \sigma_3$ et l'équation 2.3 sera la première à être vérifiée. Les fractures seront donc parallèles à la stratification (perpendiculaires à σ_1).
– Si $T_p + \sigma_3 = T_n + \sigma_1$, alors la pression nécessaire pour former des fractures horizontales et verticales sera la même et les deux types de famille de fractures pourront se former.

Remarque : si des failles ou fractures existent déjà dans les sédiments, il suffit que la pression de fluide (P_f) dépasse la contrainte normale aux fractures (σ_n).

2.2.2.2. Application au cas des injections *per ascensum*

Un sill ou un dyke clastique peut être considéré comme une fracture hydraulique naturelle (Lorenz, 1991 [98] ; Cosgrove, 2001 [34] ; Jolly et Lonergan, 2002 [86]). L'injection d'un fluide sous haute pression (entraînant des grains de sable) dans les sédiments environnants nécessite une certaine différence de pression (appelée pression différentielle) entre celle du fluide qui s'injecte ou se propage dans la fracture et celle du fluide contenu dans les pores du sédiment ou de la roche sédimentaire. Une fois cet excès de pression dissipé, la propagation de la fracture se termine et l'intrusion « gèle ». Le processus peut être étudié en trois étapes (Jolly et Lonergan, 2002 [86]) :

1. Création d'un excès de pression dans un corps sableux,
2. Rupture de la couverture (argiles en cours de consolidation, peu perméables),
3. Fluidisation du sable et injection dans les sédiments environnants.

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, l'état de contrainte dans les sédiments dépend des propriétés mécaniques des sédiments et des conditions aux limites. Il va être responsable de l'orientation des fractures hydrauliques (horizontales ou verticales) (Cosgrove, 1995 [33]). Ainsi, il est possible de justifier ces orientations suivant l'anisotropie des sédiments injectés et la profondeur d'enfouissement.

Enfouissement au moment de l'intrusion

Plaçons-nous dans un bassin où la contrainte maximale principale est verticale. En supposant que la source du fluide de fluidification dans le corps sableux dérive de la pression de pore fluide originale, la profondeur d'enfouissement à laquelle se fait la rupture de la couverture du corps sableux joue un rôle important sur l'échelle des intrusions :

– Un corps sableux scellé qui se « rompt » à très faible profondeur d'enfouissement est susceptible de former un réseau de sills et de dykes compact. La pression différentielle initiale est faible et le dyke ne se propage que sur une petite distance verticalement jusqu'à ce que la pression fluide devienne égale à la pression verticale et qu'un sill se développe (voir chemin a, a', a '' dans la figure 2.4).
– Dans le cas où un corps sableux est scellé sous faible recouvrement mais se rompt à une grande profondeur d'enfouissement, la pression différentielle est plus grande (voir chemin b, b', b'' dans la

figure 2.4) et un plus grand volume de sédiments peut être fluidisé. La taille de ces intrusions est naturellement beaucoup plus importante que dans le cas précédent. Un dyke peut ainsi se propager sur une plus grande distance avant que la pression fluide atteigne la pression maximale causée par le poids des terrains et qu'un sill ne se forme.

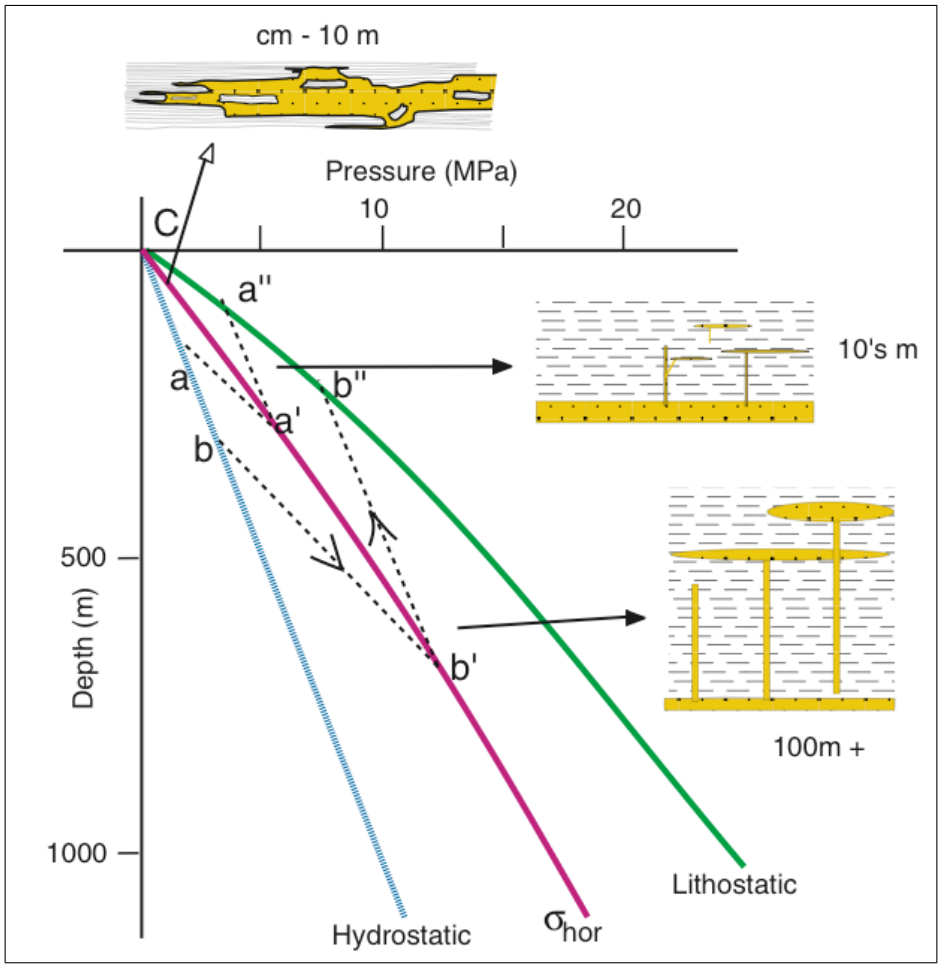


FIG. 2.4 – Modèle simple pour montrer comment la taille d'un complexe de sills et de dykes clastiques est fonction de la profondeur à laquelle est scellé le corps sableux et de la profondeur où la couverture se rompt. Ce modèle est valable pour les bassins où la contrainte maximale principale est verticale (chargement gravitaire). A de très faibles profondeurs, les contraintes différentielles ($\sigma_v - \sigma_h$) sont petites et l'anisotropie due à la stratification favorise la formation de sills plutôt que de dykes. Si un corps sableux se scelle à une faible profondeur (point a), la pression fluide dévie du gradient hydrostatique. Dans le cas le plus simple où aucun autre fluide de pore n'entre dans le corps sableux, la pression fluide augmente avec la profondeur d'enfouissement en suivant le gradient hydrostatique. Lorsque la pression fluide atteint la contrainte horizontale minimale (σ_h), la couverture se rompt et un dyke se forme (point a'). En supposant qu'il y ait un réservoir suffisamment grand de fluide sous pression, le dyke va se propager vers le haut jusqu'à ce que la pression fluide dépasse la pression lithostatique (σ_v) et un sill pourra se former (point a"). Si le corps sableux est scellé à une grande profondeur (point b), la distance de la rupture de la couverture et celle de la formation d'un sill (b' et b", respectivement) sont plus grandes. Des dykes plus grands doivent se mettre en place entre le corps nourricier et la profondeur de formation des sills (dans Jolly et Lonergan, 2002 [86]).

La profondeur à laquelle se rompt la couverture du corps sableux a donc une incidence sur le style des intrusions.

A condition de connaître l'état de contrainte dans la succession sédimentaire ainsi que les gradients hydrostatique et lithostatique, il est possible de quantifier les distances a - a' et a'- a" de la figure 2.4 et d'estimer à quelle profondeur la couverture s'est rompue et à quelle distance au-dessus du corps nourricier un dyke se transforme en sill.

L'utilisation de la théorie a permis de proposer des facteurs clés qui contribuent à la formation et à la géométrie d'intrusions clastiques :

- La profondeur d'enfouissement et le rapport entre les contraintes maximales et les contraintes minimales ainsi que leurs orientations respectives jouent un rôle fondamental dans les contrôles de la géométrie des intrusions et leur taille.
- Dans le cas d'un bassin où la contrainte principale minimale est horizontale, les dykes devraient se former préférentiellement aux sills. Cependant, à de faibles profondeurs (de l'ordre de 10-20 m), l'anisotropie stratigraphique et les contraintes différentielles très faibles sont plutôt favorables à la formation de sills.
- Pour un bassin sans contraintes tectoniques, une relation a été établie pour calculer la profondeur d'intrusion en fonction du rapport entre les contraintes principales et de la densité des sédiments, à condition de connaître la distance entre le corps nourricier et les sills.

Ces facteurs jouent un rôle indéniable sur la géométrie des injections. Cependant, ces interprétations supposent que l'apparition de surpressions fluides importantes au cours de l'enfouissement est possible. Or rappelons qu'il s'agit de sédiments argileux fraîchement déposés au-dessus desquels sont venus se déposer des sables massifs (mélange d'eau et de sable). D'après les auteurs, ces sables massifs ont été à leur tour recouverts de sédiments argileux qui ont empêché l'eau de s'évacuer lors de l'enfouissement et ainsi entraîner l'apparition de surpressions suffisantes pour générer des injections de plusieurs centaines de mètres de long. De telles interprétations semblent peu plausibles dans la mesure où :

1. Des sédiments argileux fraîchement déposés ont une texture de boue, gorgée d'eau et ne sont certainement pas imperméables à l'eau sous cette forme ; ces sédiments vont se consolider par la suite, durant l'enfouissent et devenir plus compacts et donc plus perméables dans la direction verticale. Comment ces sédiments peuvent constituer une couverture imperméable autour du corps sableux dès les premiers mètres d'enfouissement et rester imperméable sous presque 1 km d'enfouissement (les injections en mer du Nord peuvent atteindre jusqu'à 800 m de long, Duranti et Hurst, 2004 [45]).
2. La mise en place du corps sableux nourricier est un écoulement qui fini par déposer. Lors de son arrêt, l'eau contenue dans le mélange s'évacue par réarangement des matériaux en présence (chute des grains de sable qui sont plus denses que l'eau).

Une autre méthode pour déterminer la profondeur d'intrusion reposant sur l'évolution des paléoporosités

En mesurant la longueur des dykes ptygmatiques de nos jours, il est possible de décompacter les sédiments et de retrouver l'épaisseur qu'ils avaient au moment de l'injection sableuse simplement en

"dépliant" ces dykes (Hiscott, 1979 [70] ; Beaudoin *et al.*, 1987 [10] ; Schneider et Parize, 1989 [141] ; Cosgrove, 1995 [33]). Cet exercice a été effectué sur des dykes présents sur des carottes du champ d'Alba (Hillier & Cosgrove, 2002 [69]). Le « dépliage » de dykes perpendiculaires aux laminations a permis de montrer que les dykes avaient un taux de compaction compris entre 1 et 2 (voir le paragraphe 2.3.2.1), ce qui implique que depuis que les dykes se sont injectés, les argiles encaissantes ont perdu une quantité similaire de leur porosité par la compaction. Des mesures de laboratoire sur des argiles de l'Eocène donnent une porosité moyenne de 26 %. En ajoutant à cette porosité actuelle, la porosité perdue lors de la compaction, on obtient une porosité de 50 à 70 % pour ces argiles au moment de l'injection. Bien qu'il n'existe pas de relation simple entre la porosité et la profondeur pour les sédiments riches en argile pour de faibles profondeurs d'enfouissement (Velde, 1996 [160]), il est possible de comparer les porosités estimées avec des données issues de projets de forage en mer profonde (cf. figure 2.5) pour avoir une idée des profondeurs d'enfouissement pour les intrusions observées sur les forages du champ d'Alba. La figure 2.5 montre qu'une porosité de 50 à 70 % correspond à un enfouissmeent de 40 à 400 m sous le paléofond de mer.

Cependant, ces résultats doivent être considérés avec précaution car nous ne savons pas si les sédiments représentés dans la figure 2.5 ont subi une compaction « normale » (i.e. n'ont pas été sous-compactés ou sur-compactés).

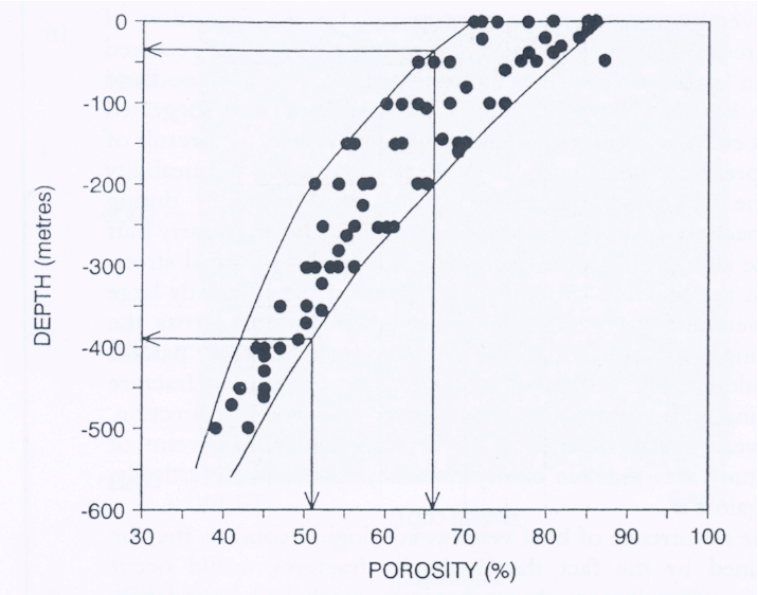


FIG. 2.5 – Relation entre porosité et profondeur pour des sédiments argileux sous faible recouvrement (d'après Velde, 1996 [160]), compilation de données ODP et DSDP. Remarque : Une porosité de 50 - 70 % correspond à un enfouissement de 40 à 400 m sous le paléofond de mer.

2.2.3. Modèle d'écoulement dans une injection verticale (Gallo et Woods, 2004 [54])

Dans les études présentées dans les paragraphes précédents, le but principal était de comprendre les orientations des sills et des dykes clastiques en fonction des contraintes des sédiments encaissants et de leurs propriétés. En 2004, Gallo et Woods [54] ont proposé un modèle d'écoulement dans une injection verticale. Dans leur étude, il est supposé que les surpressions fluides créent des fractures hydrauliques et que le mélange d'eau et de sable s'injecte dans ces fractures. Ces auteurs s'intéressent à la phase post-

fracturation, lorsque le mélange d'eau et de sable coule dans une fracture ouverte atteignant le paléofond de mer. Pour cela, ils ont établi un modèle simplifié.

Régimes d'écoulement

Les observations suggèrent que l'intrusion sableuse naturelle s'est effectuée en plusieurs étapes :

1. Propagation vers le haut d'un conduit dans les sédiments sus-jacents. Ce conduit peut prendre la forme soit d'une fracture plane, soit d'un canal cylindrique suivant le comportement des matériaux hôtes.
2. Si ce conduit atteint le paléofond de mer, une deuxième étape d'écoulement quasi-statique peut se développer ; dans cette phase, une mixture d'eau et de sable est continuellement extrudée sur le paléofond. Dans plusieurs cas, le volume des structures en forme de cône dues à cette extrusion est relativement grand devant la taille des conduits qui les produisent. Ceci suggère que l'écoulement a été diffus et relativement long, du même ordre de grandeur que la durée nécessaire pour rejeter le volume de mixture dans le conduit. Il existe d'autres exemples où ce critère suggère que cette phase quasi-statique a été très courte, voire absente.
3. La dernière phase est déterminée par la diminution de quantité de matériaux en mouvement : pendant que la source est déplétée et que la surpression de l'eau des pores est dissipée, le conduit se referme, s'obstrue et l'écoulement ascendant finit par s'arrêter.

Si la phase quasi-statique se met en place, trois régimes d'écoulement différents peuvent être envisagés :

– Pour des vitesses élevées et de faibles concentrations, l'interaction entre les grains est négligeable : l'écoulement peut être considéré comme bien mélangé et homogène.
– Pour des concentrations en sable supérieures à 20 %, les interactions grain-grain sont importantes et l'écoulement devient biphasique.
– Pour des vitesses faibles, l'écoulement d'eau n'est pas capable de faire monter les grains de sable vers le haut, et le système se comporte comme un écoulement à une phase à travers une couche perméable de sable déposée une fois que la phase d'extrusion est terminée.

La complexité des processus impliqués dans les injections sableuses rend délicate l'étude de ces phénomènes. Pour ces raisons, le but de Gallo et Woods en 2004 [54] a essentiellement été de fournir un cadre reposant sur un écoulement d'eau et de sable, idéalisé et homogène pendant la phase quasi-statique dans un conduit cylindrique vertical, ce qui facilite l'analyse quantitative. L'établissement de ce modèle permet également la reconnaissance des conditions sous lesquelles il cesse de s'appliquer et d'autre régimes se développent.

Description qualitative

Le modèle proposé a pour but de décrire l'écoulement d'un mélange d'eau et de sable dans un conduit vertical circulaire aux extrémités duquel règnent deux pressions différentes. Il ne décrit que la partie stationnaire de l'écoulement, c'est-à-dire lorsque celui-ci est établi et reste constant dans le temps. Ce

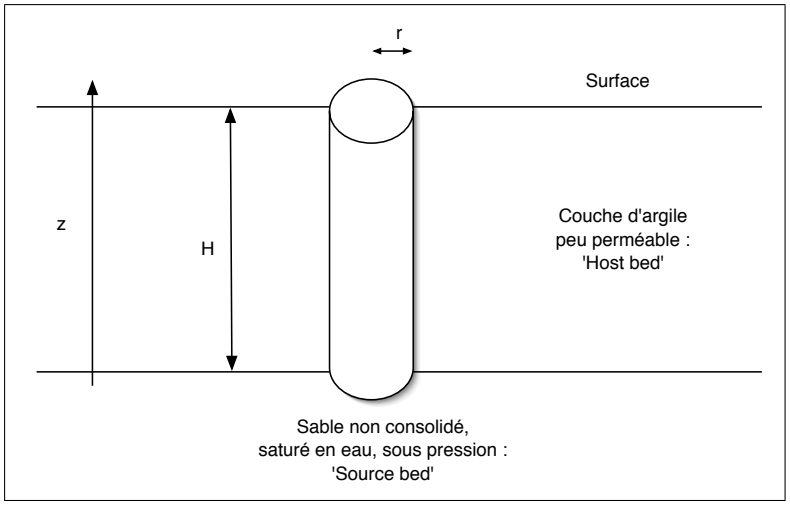


FIG. 2.6 – Schématisation d'un écoulement ascendant idéalisé dans un conduit cylindrique (d'après Gallo et Woods, 2004 [54])

modèle est utilisé pour comprendre la physique du système et et déterminer les conditions nécessaires pour avoir un écoulement « vigoureux » d'eau et de sable dans un contexte géologique. Il est ensuite comparé à des observations issues d'opérations de forage sous-marin. Le débit durant cette phase quasi-stationnaire est contrôlé par :

– la teneur en sable de la mixture éruptive,
– la géométrie du conduit,
– la surpression relative à la pression hydrostatique dans le bassin.

Le modèle suppose qu'un conduit cylindrique est créé pendant la phase initiale de propagation ascendante (firgure 2.6). L'écoulement est supposé stationnaire, homogène et bien mélangé et décrit par des quantités moyennes appropriées pour un écoulement « vigoureux ».

Les prédictions du modèle pour un écoulement dynamique sont difficiles à valider avec de réels exemples géologiques de terrain car les volcans de sable observables sont fossilisés. D'autres données empiriques plus précises sont disponibles pour tester la validité du modèle, grâce à des forages offshore. Dans le Golfe du Mexique, de nombreuses opérations de forages ont intercepté des couches de sable sous pression environ 100 m sous le fond de la mer. Ces jeunes couches de sédiments, faiblements consolidés sont responsables d'écoulements ascendants d'eau et de sable qui remontent dans les puits de forages et en sortent sous forme de jet au fond de la mer (Alberty *et al.*, 1997 [4] ; Pelletier *et al.*, 1999 ; Alberty, 2000 [3]). L'écoulement peut durer plusieurs jours et même plusieurs semaines. Dans ce cas, l'action de forage est responsable du déclenchement ; ces puits semblent plus longs et plus larges que des conduits naturels (leurs diamètres sont de l'ordre de $0,1 - 0,5\,m$). Les débits volumiques observées au fond de la mer sont de l'ordre de $0,01 - 0,15\,m^3.s^{-1}$, pour des conduits hauts de $H \sim 100\,m$ et ces observations sont en accord avec les prédictions du modèle pour des concentrations volumiques en sable de l'ordre de 20 %.

2.2.3.1. Conclusion

Les injections sableuses se produisent lorsque un banc de sable saturé en eau est rapidement scellé par des argiles de faible perméabilité. La géométrie générale des injections sableuses dépend du comportement des couches environnantes. Dans certaines circonstances, le sable peut être forcé à s'injecter dans les couches sus-jacentes et dans d'autres, il peut s'extruder à la surface (ou sur le paléofond de mer). Le modèle est proposé pour décrire les propriétés d'un écoulement homogène et stationnaire de sable et d'eau dans un conduit cylindrique. Le modèle est en accord avec les observations de terrain d'extrusions sableuses issues de sources superficielles (entre 15 et 20 m de profondeur), les concentrations en sable sont de l'ordre de 20 %.

Ce modèle analytique ne présente qu'un des processus qui interviennent durant l'injection sableuse. Il manque une étude de la propagation initiale de la fracture/conduit et de la phase d'arrêt (de figeage) du mélange d'eau et de sable. Il serait également utile de s'intéresser aux autres régimes d'écoulement (non homogènes).

2.3. Compréhension des injections clastiques *per descensum*

Dans le cas d'injections syndépositionnelles ou post-dépositionnelles, les déformations des injectites dues à la compaction différentielle (plissement ptygmatique des dykes) ainsi que l'évolution de leur orientation avec les profondeurs prouvent que l'injection sableuse est un phénomène précoce. Ainsi, les sills et les dykes clastiques sont un bon indicateur de la fracturation et du comportement de la formation argileuse.

L'étude des affleurements du SE de la France et du Numidien a permis d'effectuer une étude de la compaction, une analyse de l'organisation géométrique des dykes et de mener une approche préliminaire de la mécanique de la fracturation précoce (Beaudoin, 1984 [18] ... Parize *et al.*, 2006 b [124]).

2.3.1. Synthèse des caractéristiques principales

Les principales caractéristiques des injections *per descensum* vocontiennes peuvent être résumées en quelques points, basés sur des observations de terrain à grande échelle (Parize *et al.*, 2006 [123]) :

- Les filons gréseux sont connectés à des corps sableux massifs qui remplissent des chenaux érosifs dont la profondeur peut atteindre 40 m. Le faciès de ces dépôts indique que leur sédimentation a été rapide (un dépôt massif épais). Les sills sont latéraux au sable nourricier et les dykes sont sous les sables chenalisés et/ou connectés aux sills.
- A l'heure actuelle les dykes peuvent atteindre une profondeur de 250 m (Bevons, Lesches-en-Diois). Les sills sont localisés dans la partie superficielle, dans un intervalle de 30 à 40 m. Ils s'affinent en s'éloignant du corps nourricier et certains s'étendent jusqu'à 2500 m latéralement au chenal (Rosans)
- En terme de volume, les injections clastiques sont plutôt en majorité constituées de sills et de dykes subalternes. La plupart des injectites prennent place dans les berges du chenal, latéralement à celui-ci. Individuellement, les sills peuvent avoir une épaisseur allant jusqu'à 10 m à proximité du chenal. La plupart des dykes sont injectés à partir des sills plutôt qu'à partir du chenal. Un dyke peut avoir une épaisseur de 3 m près du corps nourricier et de quelques millimètres 250 m plus bas.
- Les niveaux délimités suivis par les sills correspondent à des hétérogénéités stratigraphiques, sédimentologiques et mécaniques. Ils peuvent correspondre à des niveaux érosifs, des hiatus, des niveaux de cendre volcanique.
- Le toit du corps nourricier est régulier et plat, sans profondes figures concaves : cette forme indique qu'il n'y a pas d'évidence d'expulsion post-dépositionnelle de sable
- La densité des dykes est plus importante au voisinage de failles synsédimentaires (Beaudoin et Friès, 1982 [13]). L'orientation des dykes ou des segments de dykes d'un même réseau (i.e. même corps nourricier) évolue en fonction de leur éloignement du corps nourricier. (1) Entre le paléofond de mer et une dizaine de mètres sous la base du chenal (dykes en association avec les sills), il n'y a pas de direction préférentielle ; (2) avec l'enfouissement, quelques directions privilégiées ressortent, comme celles des failles synsédimentaires ; (3) les dykes les plus profonds sont parallèles à des escarpements (comme des gouttières érosives ou des paléofailles scellées) (Parize, 1988 [120]), localisés au toit du substratum calcaire.

– Les dykes sont affectés par la compaction post-injection (Beaudoin et Friès, 1982 [13]) et cette déformation est plus intense à proximité du corps nourricier (figure 2.7) alors qu'elle n'affecte pas les segments qui en sont le plus éloignés (figure 2.8)
– En tenant compte de cette compaction, la géométrie initiale de l'injection peut être restaurée au moment de l'injection sableuse. L'attitude des dykes est fonction de la lithologie de l'encaissant. Il apparaît qu'à proximité du paléofond de la mer, les joints ne présentaient pas de variation notable de leur attitude selon la nature lithologique du banc actuellement recoupé. Au contraire à une centaine de mètres de cette paléosurface, il existe un comportement différencié selon la nature lithologique : les bancs calcaires ou les faisceaux calcaires sont recoupés perpendiculairement alors que les marnes sont principalement recoupées de façon oblique.

Les relations géométriques entre les injectites et le sable nourricier ainsi que l'observation compaction post-injection indiquent que le dépôt de ces corps massifs chenalisés est contemporain de la fracturation des berges et du remplissage de ces fractures par l'injection de sable. La reconstitution paléomorphologique et l'analyse sédimentologique montrent que les failles synsédimentaires et l'halocinèse ont déclenché le dépôt des sables massifs (Friès, 1987 [51] ; Parize, 1988 [120] ; Joseph *et al.*, 1989 [88]), accentué par la compaction différentielle (Beaudoin *et al.*, 1986 [14] ; Maillart, 1991 [100]) dans un environnement confiné. La morphologie du substratum pourrait ainsi avoir une influence : dans la zone de Bevons-Sisteron, des reliefs hauts d'une dizaine de mètres sont localisés au toit du substratum calcaire.

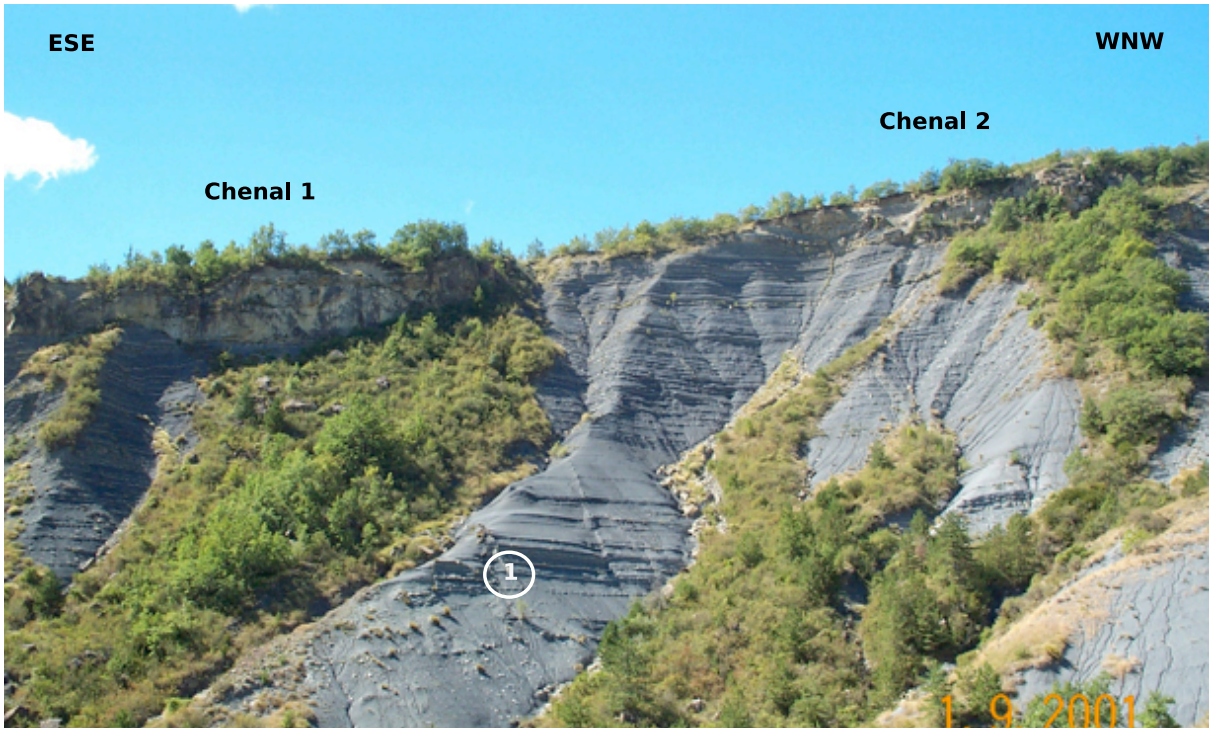
2.3.2. Compaction des marnes apto-albiennes, évolution de la porosité

Comme cela a été mentionné plus haut, les dykes gréseux ont été affectés par une injection post-dépositionnelle des marnes encaissantes (figure 2.7(b)) ; ces marnes étaient partiellement compactées avant la pénétration du sable puis recompactées plus tard. Il a ainsi été possible de (Parize *et al.*, 2006 b) :

– mesurer les taux de compaction post-injection sur une profondeur de 500 m à partir du paléofond de mer,
– déduire une évolution de paléoporosité de la formation hôte précisément au moment de l'injection (Beaudoin *et al.*, 1987 [10] ; Schneidder et Parize, 1989 [141]).

Ainsi, la géométrie initiale des fractures injectées peut être restaurée et permettre une analyse mécanique (Parize *et al.*, 2006 b [124]).

La compaction des argiles a été étudiée et quantifiée par des travaux pionniers (Athy, 1930 [8] ; Hedberg, 1936 [66]) principalement à partir de lois de porosité en fonction de l'enfouissement et grâce à des mesures directes de taux de compaction $\tau(z) = h1/h$ où h est $h1$ sont respectivement l'épaisseur actuelle et initiale de l'intervalle étudié (voir les références dans Pinoteau, 1986 [130] ; Maillart, 1991 [100] ; Truyol, 1991 [158]). L'affleurement de Bevons permet une telle étude.



(a)

(b)

FIG. 2.7 – (a) Vue d'ensemble de l'affleurement de Bevons et (b) localisation de dyke ayant subi un plissement ptygmatique. Cet exemple est localisé 130 m sous le corps nourricier (épaisseur actuelle) (dans Parize *et al.*, 2006 b [124])

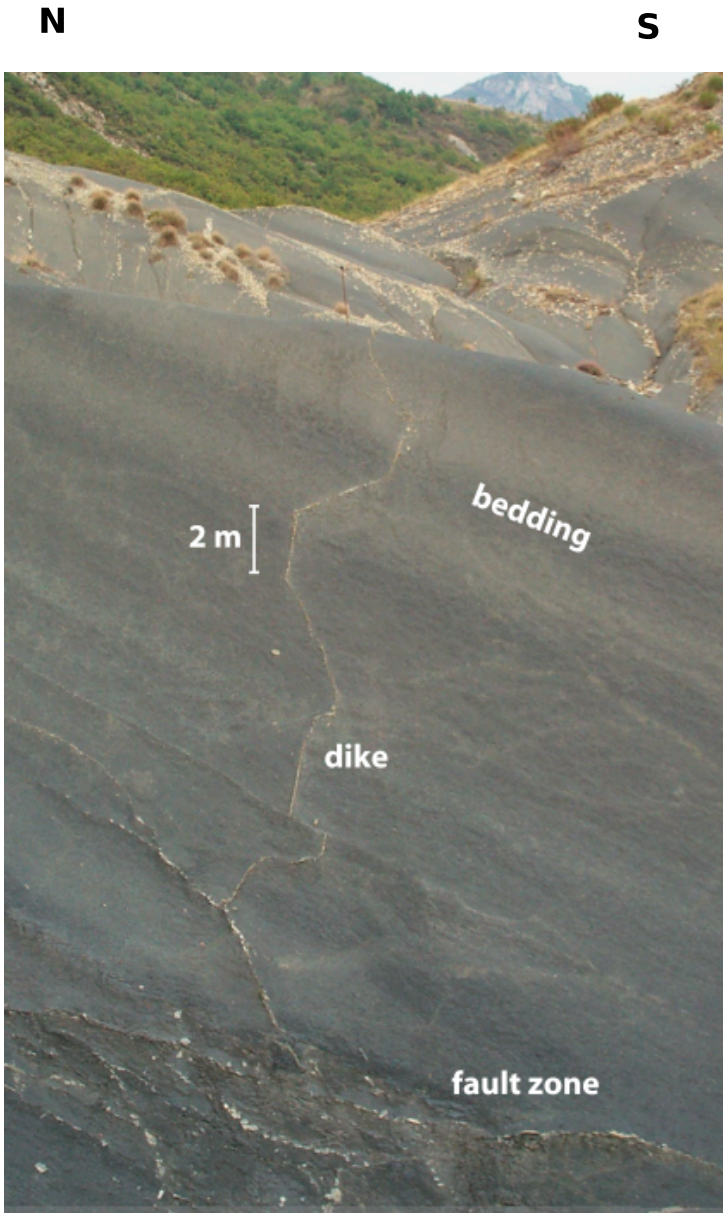


FIG. 2.8 – Dyke non déformé à plus de 250 m sous le chenal à l'heure actuelle (dyke de La Croix). Ce dyke traverse les marnes aptiennes et a été rempli par les systèmes turbiditiques de l'Albien (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

2.3.2.1. Détermination du taux de compaction post-injection (Parize, 1988 [120]... Parize *et al.*, 2006 b [124])

Dans un premier temps, la compaction (le « rétrécissement ») d'un sédiment est reliée à l'expulsion de fluide durant l'enfouissement et, donc à la réduction mécanique de sa porosité (à volume solide constant). Dans le cas de cette étude, la compaction mécanique du sable peut être négligée (il n'a pas été observé de compaction chimique sur les exemples de grès). Lorsque les argiles se sont compactées pendant l'enfouissement, les dykes gréseux ont dû se déformer pour s'adapter à la réduction d'épaisseur des marnes encaissantes. La réponse mécanique des dykes à la compaction environnante peut être très différente d'un dyke à l'autre, à savoir, leur localisation (profondeur sous le corps nourricier), leur épaisseur, leur obliquité et la lithologie de la formation hôte. Pour des dykes verticaux, deux types de comportement ont été observés (Parize, 1988 [120]... Parize *et al.*, 2006 b [124]) (figure 2.9).

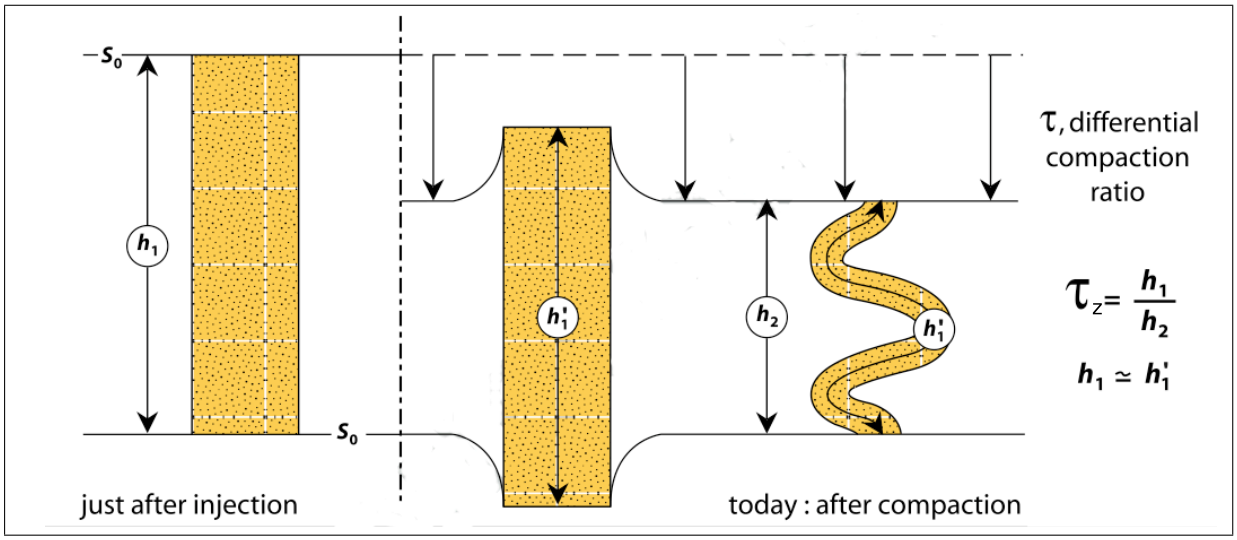


FIG. 2.9 – Détermination du taux de compaction en utilisant les injections clastiques (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

Les taux de compaction mesurés grâce au plissement ptygmatique dépendent des positions stratigraphiques ; Ils diminuent régulièrement avec la profondeur, il est de 2 à proximité du corps nourricier et passe à 1 en profondeur.

2.3.2.2. Courbe de paléocompaction et de paléoporosité (Parize *et al.*, 2006 b [124])

Les marnes se sont compactées depuis leur dépôt jusqu'à aujourd'hui, en partie avant l'injection et en partie après. En utilisant les données de terrain et une fonction mathématique simple (Athy, 1930 [8]), une courbe de compaction post-injection peut être restituée en accord avec la démonstration de Schneider et Parize (1989 [141]). Le taux de compaction total est le produit des deux taux partiels correspondants. Le taux de compaction maximal a été déterminé classiquement (réduction des vides, etc.). Finalement, les observations faites dans la zone de Bevons (Eckert, 2000 [48]) peuvent correctement être représentées par une loi de compaction en exponentielle (Pinoteau, 1986 [130] ; Beaudoin *et al.*, 1987 [10]).

Ainsi le taux de compaction s'exprime sous la forme :

$$\tau(z) = \tau_{max} - (\tau_{max} - 1)\, e^{-az} \tag{2.4}$$

Cette équation peut également s'écrire avec un paramètre supplémentaire sous la forme :

$$\tau_z = \tau_{max} - (\tau_{max} - 1)\, e^{-az^b} \tag{2.5}$$

Les valeurs obtenues pour $\tau_{max} = 3$, sont $a = 0,0151$ et $b = 0,8$. L'évolution du taux de compaction avec la profondeur dans les marnes au moment de l'injection sableuse a permis aux auteurs de déterminer la porosité ϕ en fonction de la profondeur grâce à la relation :

$$\tau(z) = \frac{1-\phi}{1-\phi_0} \tag{2.6}$$

ϕ_0 est la porosité initiale, une valeur de porosité initiale standard de boue lui est affectée : $\phi_0 = 72\ \%$. Ainsi, la relation de paléoporosité s'écrit sous la forme :

$$\phi(z) = 1 - 0.28\tau(z) \tag{2.7}$$

Cette loi de porosité (figure 2.10) n'est pas une loi physique mais une règle descriptive de données issues d'observations de terrain. Elle n'est valide que pour des marnes argileuses ou à dominante argileuse car elle ne tient pas compte de l'évolution chimique des calcaires. Un certain nombre de données publiées sur des formations argileuses en eau profonde montrent que l'évolution de la porosité de cette formation de l'Apto-albien vocontien est similaire à celle d'autres formations (Athy, 1930 [8] ; Hedberg, 1936 [66] ; Pinoteau, 1986 [130] ; Beaudoin *et al.*, 1987 [10]) et à des données de l'Ocean Drilling Project (ODP) sur des sites de marges modernes.

Cette loi d'évolution de porosité avec la profondeur est la base de la reconstruction de la géométrie originale des dykes et des sills pour fournir une vision plus cohérente du réseau au moment de l'injection et pour étudier les relations entre la compaction et le développement de la fracturation.

2.3.3. Analyse mécanique préliminaire de la fracturation précoce

2.3.3.1. Principe et méthodologie de l'étude

Comme nous l'avons vu précédemment, les injections sableuses *per ascensum* sous recouvrement ont déjà été étudiées (Cosgrove, 2001 [34] ; Jolly et Lonergan, 2002 [86]). Les données du bassin vocontien et l'estimation de la porosité des argiles au moment de l'injection indiquent que les sills et les dykes sont contemporains du dépôt de leur corps nourricier et qu'ils suivent un processus *per descensum*. Grâce à des simulations mécaniques, quelques mécanismes possibles ont été testés (Parize, 1988 [120] ; Eckert, 2000 [48], Parize *et al.*, 2006 b, [124]).

Malgré les observations, une pénétration de sable dans un réseau de fractures aussi étendu semble difficilement imaginable. Des simulations mécaniques sont donc nécessaires pour tester la possibilité de ce phénomène. Deux aspects sont à examiner : la fracturation et l'injection sableuse. Les auteurs (Parize, 1988 [120] ; Eckert, 2000 [48] ; Parize *et al.*, 2006 b [124]) se limitent au premier point sans prendre en compte la dynamique du dépôt du matériel nourricier (mélange turbulent d'eau, de sable et de boue) et ont testé trois points :

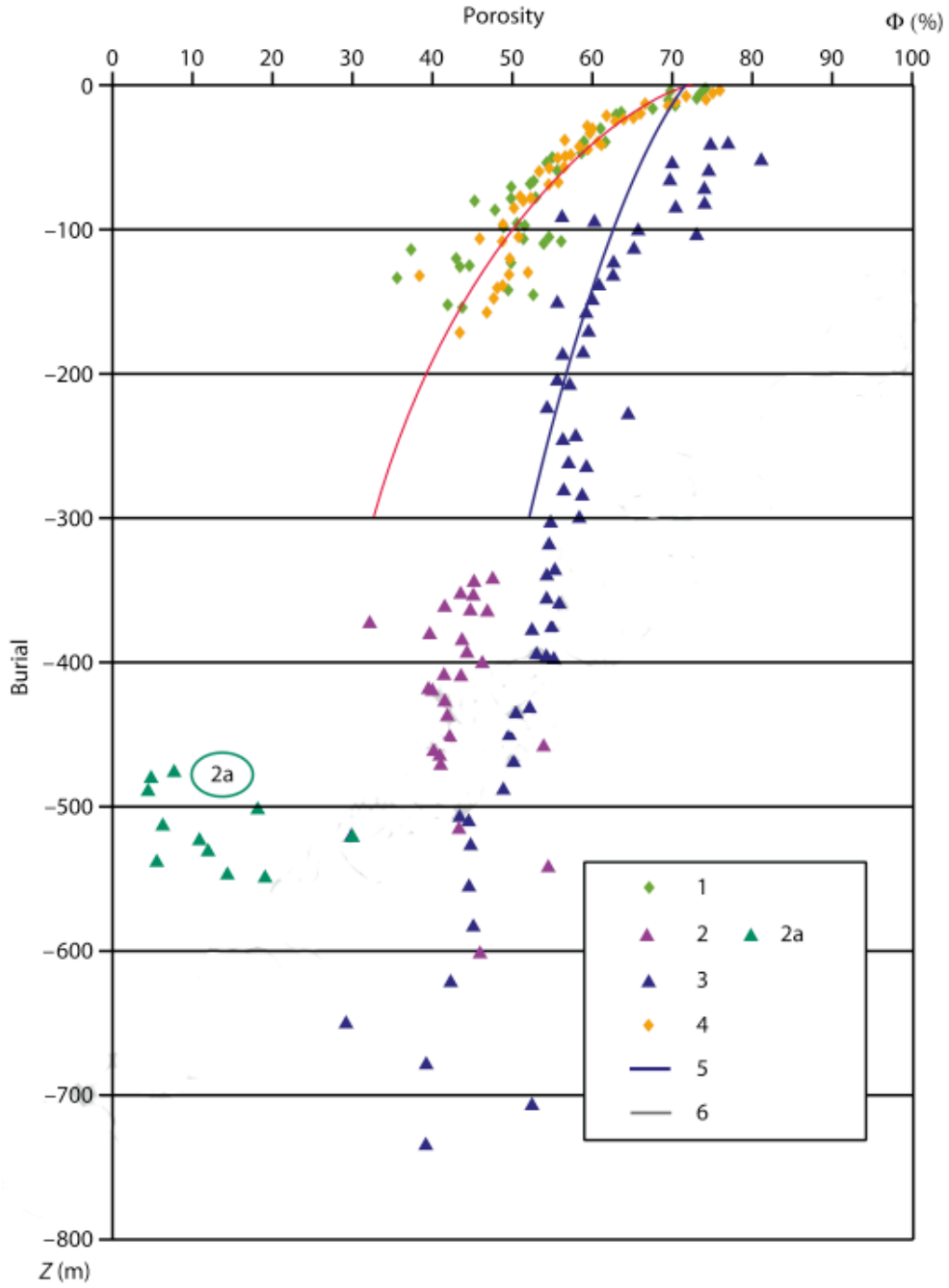


FIG. 2.10 – Evolution de porosité proposée pour les marnes bleues apto-albiennes à partir d'observations *in situ* et comparaison avec des données actuelles de DSDP-ODP (Deep-sea Drilling Project - Ocean Drilling Program) (Eckert, 2000 [48] ; Parize *et al.*, 2006 b [124]). 1 = 96.624 boue argileuse ; 2 = 74.4528 boue calcaire ; 2a = dépôts turbiditiques ; 3 = 40.362 boue calcaire et craie ; 4 = 96.623 boue et limon ; 5 = formation à dominante calcaire (de Beaudoin *et al.* (1987 [10]) ; et 6 = évolution de la paléoporosité proposée pour les Marnes Bleues apto-albiennes à partir d'observations *in situ*. Au moment de l'injection, cette formation est constituée de sédiments boueux plus ou moins consolidés.

– le comportement statique d'une formation durant sa consolidation-compaction normale, en tenant compte de certaines hétérogénéités (alternances marno-calcaires) ;
– l'influence du substratum, sa proximité et l'importance de sa morphologie ;
– les effets du remplissage en masse de chenaux de 1000 m de large et de 30 m de profondeur.

Pour résoudre les équations gouvernant la mécanique des milieux continus, les auteurs ont choisi d'utiliser la méthode des éléments finis grâce au logiciel VIPLEF (VIscoPLacité par les Eléments Finis), développé à l'Ecole de Mines de Paris (Tijani, 1978 [155]) en utilisant des lois de rhéologie élastiques ou élastoplastiques. Les valeurs des paramètres rhéologiques ont été prises dans la librairie de VIPLEF, dans des inventaires d'investigation de subsurface pour le stockage sous-terrain (Bouilleau *et al.*, 1985) [22] ; Heitz, 1999 [67] ; Mazureck *et al.*, 2003 [107] ; NEA-IRT, 2003 [78]) et des investigations géotechniques sur fond marin à l'heure actuelle (Bouma *et al.*, 1986 [23], Maltman, 1994 [102] ; Stocker *et al.*, 1998 [147]). Pour vérifier que les valeurs obtenues étaient cohérentes, un test de simulation de faille normale et de ses effets sur un massif argileux a été mené : le modèle géométrique d'une expérience analogique (Dressen *et al.*, 1991 [42]) a été comparé à une simulation numérique, pour vérifier que les résultats étaient similaires (figure 2.11).

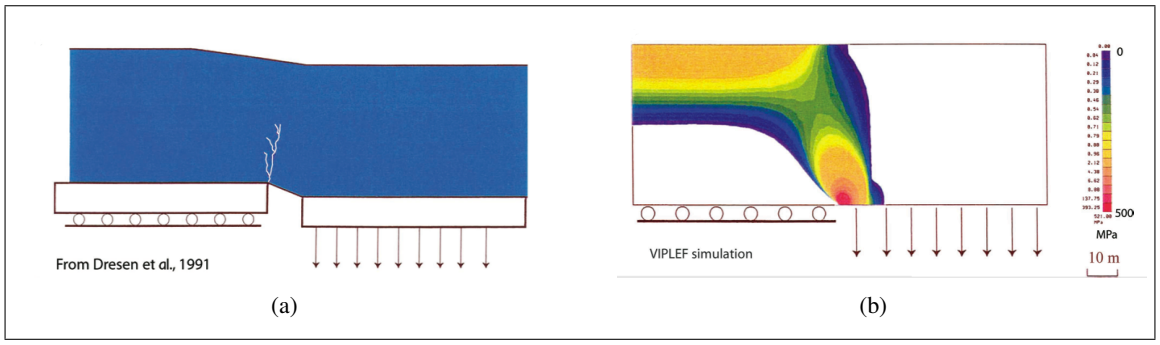


FIG. 2.11 – Différents types de simulation de faille normale. (a) Simulation analogique (Dressen *et al.*, 1991 [42]) (b) Localisation de contraintes de traction avec le logiciel VIPLEF (Ecole des Mines de Paris) (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

2.3.3.2. Fracturation induite par chargement pendant l'enfouissement, influence de la lithologie

Différentes simulations ont été effectuées pour analyser l'influence des hétérogénéités lithologiques dans une séquence argileuse épaisse. Le comportement d'une alternance de bancs marneux et de bancs calcaires pendant son enfouissement a été testé en se basant sur un analogue terrain : le faisceau Fromaget de 10 m d'épaisseur, d'âge clansayésien (Aptien terminal), à Bevons. Sur l'affleurement, la géométrie des dykes et l'organisation du réseau de fractures précoces sont contrôlées par les caractéristiques du matériau hôte à l'échelle des bancs mais également à l'échelle du faisceau.

A cause du contraste rhéologique entre les marnes et les calcaires, il est possible de produire des fractures de tension dans les sédiments calcaires pendant que les sédiments marneux « s'écrasent ». Ces fractures

sont reliées à un excès de cisaillement à la limite entre les bancs calcaires et les niveaux marneux. Parmi toutes ces fractures potentielles, seules quelques-unes pourraient être remplies par des matériaux sableux (figure 2.12) comme cela est observé sur le terrain.

Cet exemple indique que le faisceau et les bancs calcaires sont coupés verticalement alors que dans les bancs marneux, les joints précoces présentent une inclinaison de 45˚(le dyke de La Croix, figure 2.8, et d'autres dykes décompactés obliques présentent la même géométrie).

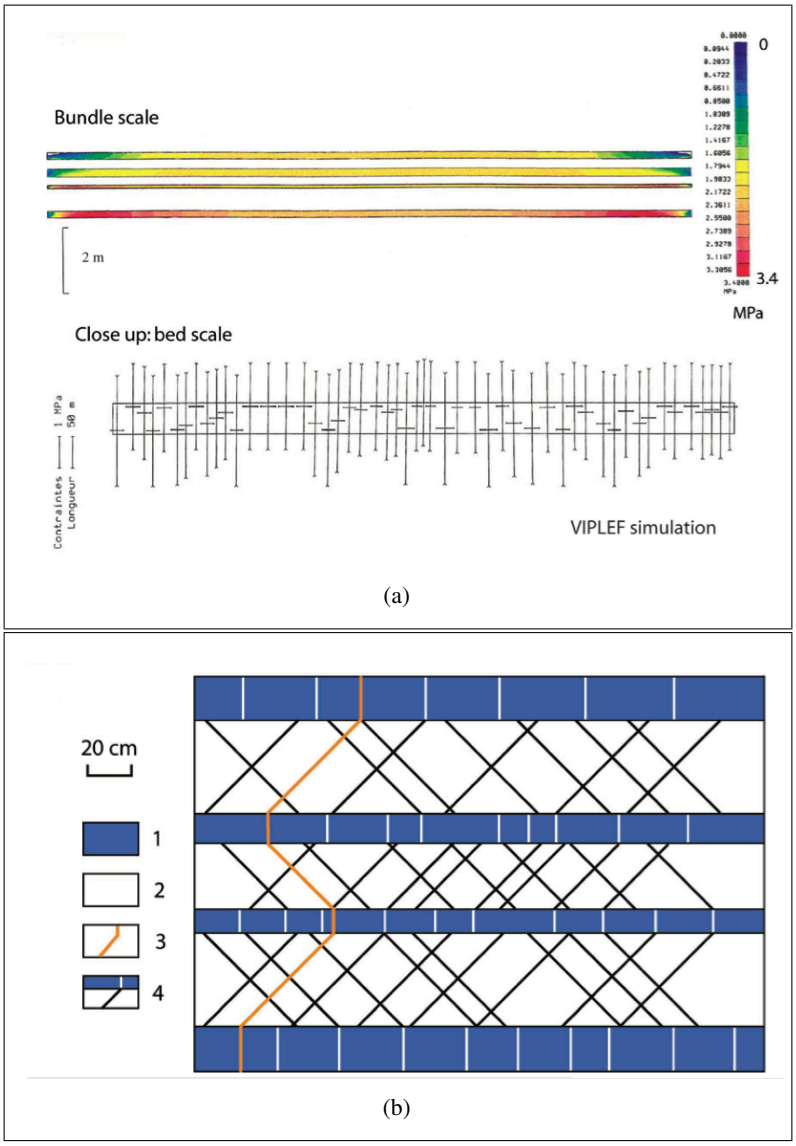


FIG. 2.12 – Effets du chargement (enfouissement) sur un faisceau de bancs durs intercalés dans des formations à dominante argileuse (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). (a) Zones de traction dans les bancs calcaires. Les zones de traction se développent dans les bancs calcaires alors que du cisaillement se développe dans les bancs marneux ; la limite entre les bancs calcaires et marneux correspond à une inconformité mécanique. (b) propagation de fractures induites par l'enfouissement d'une formation en alternance déduite de simulations numériques. 1 = banc calcaire ; 2 = banc argileux ; 3 = injection sableuse ; 4 = fracture non remplie. Ces simulations fournissent une explication physique réaliste du comportement différentiel d'intervalles marno-calcaires, comme cela a pu être indiqué par les analyses de terrain, et des éléments pour discuter les moments du développement des joints.

2.3.3.3. Influence du substratum

L'influence du substratum est testée grâce à deux paramètres : (1) son éloignement par rapport au paléofond de mer et (2) sa morphologie irrégulière (escarpements dus à des failles ou structures érosives). Le chargement correspond au poids des argiles pendant l'enfouissement. Dans la zone de Bevons, des reliefs pouvant atteindre 10 m de haut peuvent être observés au toit du substratum calcaire, recouvert par la formation argileuse apto-albienne : ils pourraient être responsables du développement de fractures par compaction différentielle, comme cela a déjà été suggéré précédemment (Beaudoin *et al.*, 1986 [14] ; Parize, 1988 [120] ; Joseph *et al.*, 1989 [88] ; Maillart, 1991 [100]). Les simulations ont été effectuées grâce à des lois rhéologiques élastiques ou élastoplastiques et avec des épaisseurs d'argile différentes (figure 2.13).

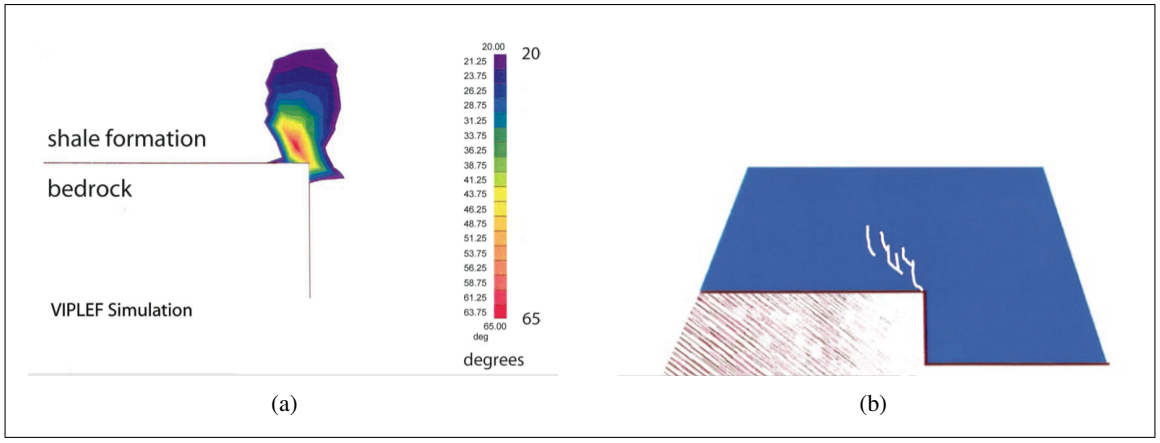


FIG. 2.13 – Comportement élastique d'une formation argileuse homogène pendant son enfouissement (compaction) au-dessus d'un substratum en forme de marche (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). Le sédiment argileux et recouvert par une épaisseur de sédiments de 200 m et de porosité de 50 % ; la formation simulée fait 80 m d'épaisseur et la marche 20 m de haut. (a) Analyse du critère de rupture (sur des facettes verticales) ; (b) géométrie de fracture induite.

Ces simulations préliminaires indiquent que 20 à 50 m au-dessus de la marche, les fractures ne se développent pas verticalement mais sont inclinées de 45°. Ces zones de rupture sont interprétées comme des zones de cisaillement et montrent que la compaction différentielle peut entraîner des déformations horizontales (Parize *et al.*, 2006 b [124] ; Laurent, 2005 [94]).

2.3.3.4. Remplissage du chenal

Pour tester les effets du remplissage du chenal sur le matériau hôte, plusieurs simulations ont été réalisées. La surface supérieure de la masse solide de marnes est une surface libre en contact avec l'eau de mer et il est supposé qu'elle a été profondément érodée par un écoulement turbiditique ; le chenal est ensuite rempli par un dépôt sableux massif et rapide. La surface inférieure de cette masse solide est fixe, et son éloignement par rapport au fond du chenal semble être un paramètre intéressant. La formation argileuse est soit homogène soit orthotrope. Des lois rhéologiques élastiques et élastoplastiques ont également été utilisées.

Des zones de fracturation peuvent apparaître en combinant certains paramètres, ce qui est représenté dans la figure 2.14 qui représente les résultats obtenus pour une berge sous-cavée.

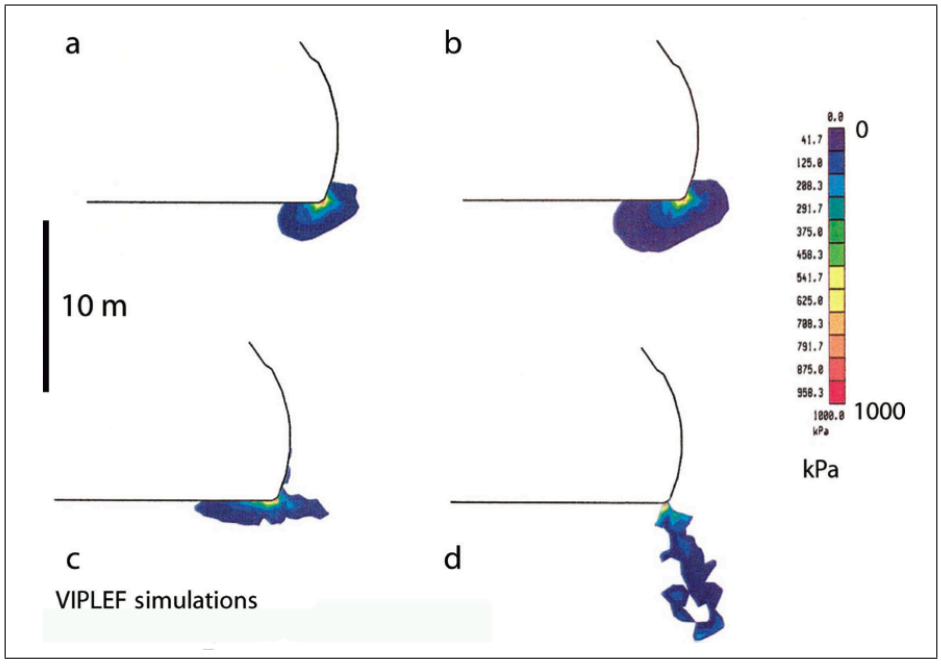


FIG. 2.14 – Effets de la mise en place rapide du sable dans un chenal érosif profond (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). Ces simulations testent l'influence de la forme des berges du chenal et la lithologie de la formation hôte sur la distribution des zones de traction dans les marnes. (a) Berge sous-cavée, élasticité isotrope, substratum à 50 m de profondeur ; (b) berge sous-cavée, élasticité isotrope, substratum à 400 m de profondeur ; (c) berge sous-cavée, élasticité orthotrope, substratum à 400 m de profondeur ; (d) berge sous-cavée élastoplasticité, 400 m de profondeur.

2.3.3.5. Effets combinés

L'effet du dépôt du sable chenalisé sur une certaine épaisseur de sédiments argileux contenant un faisceau calcaire d'épaisseur décamétrique a également été testé (figure 2.15). Dans un cas comme celui-ci, le chargement est causé par l'enfouissement des argiles et le remplissage du chenal. A cette échelle, les fractures verticales dues à des contraintes de traction peuvent être créées dans le faisceau (qui agit comme une poutre), alors que des contraintes de cisaillement pourront entraîner la création de fractures partout ailleurs dans la formation hôte. Ces fractures seront, par exemple, influencées par la géométrie du substratum.

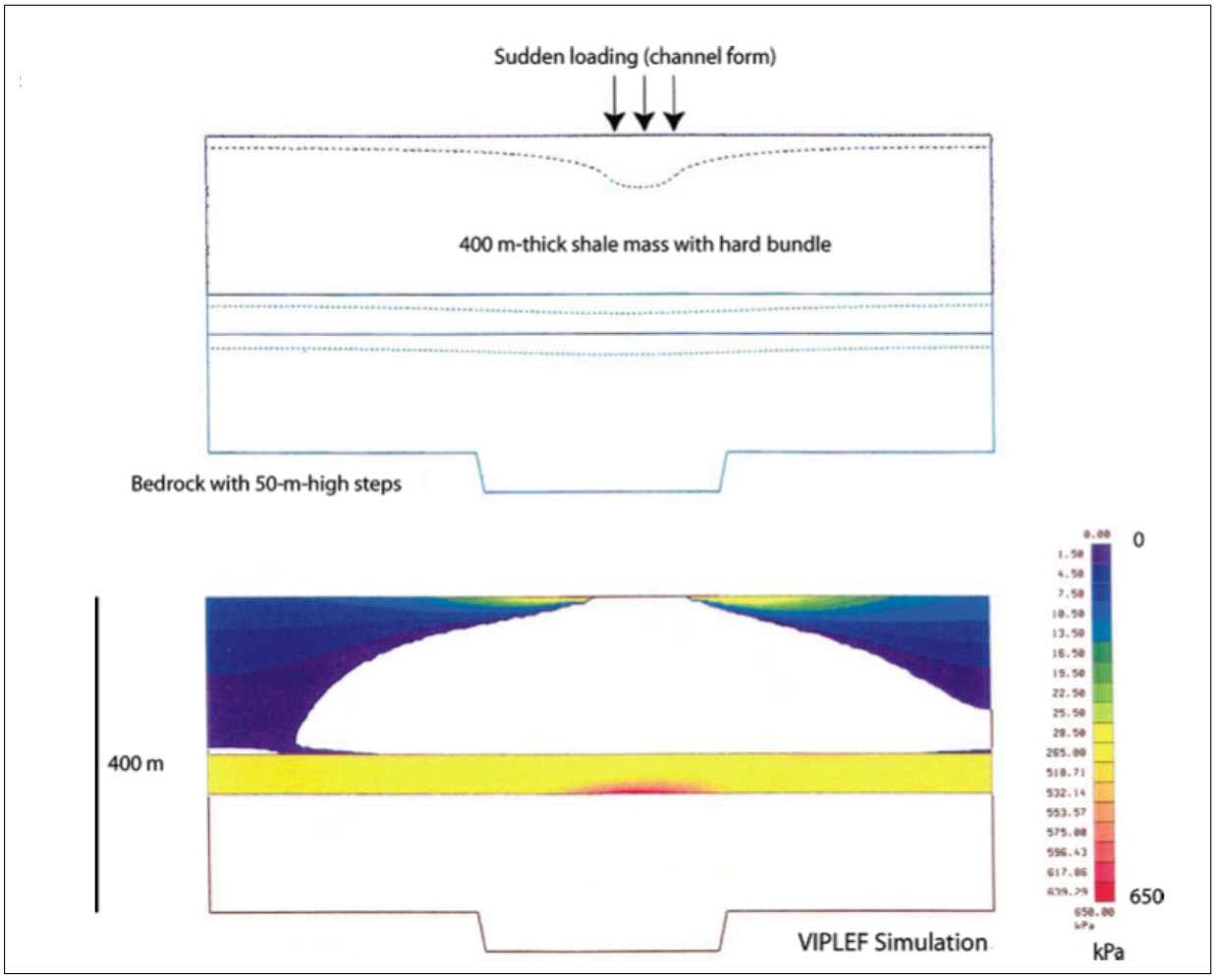


FIG. 2.15 – Modèle global hétérogène par la combinaison de plusieurs facteurs : substratum structuré, hétérogénéités lithologiques et remplissage du chenal. (a) déformée (déformation multipliée par 100) ; (b) zones de traction (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

2.3.4. Conclusions

Les injections clastiques vocontiennes font partie des éléments architecturaux des systèmes turbiditiques massifs de l'Aptien et le l'Albien. Elles sont clairement le résultat d'une pénétration de sables *per descensum* à partir d'un chenal nourricier. Une analyse détaillée des nombreuses données de terrain ont permis aux auteurs de restaurer, par une décompaction réaliste, la géométrie initiale des dykes gréseux ; ces dykes sont des témoins partiels d'un réseau (potentiel) de fractures révélé par l'injection sableuse.

Une analyse mécanique préliminaire est proposée en conditions statiques et en respectant les données fournies par les affleurements : la fracturation précoce est synsédimentaire (et ainsi syncompaction) et affecte un matériau progressivement lithifié ; le massif argileux était hétérogène, avec l'intercalation d'un faisceau d'alternances marno-calcaires, et localement de niveaux inhabituels (bentonites) ; le substratum était probablement irrégulier, avec des topographies préexistantes. Les simulations numériques ont été effectuées pour tester le comportement statique d'un massif argileux au début de son enfouissement (jusqu'à 500 m) avec différentes configurations et propriétés. Les résultats préliminaires sont les suivants (Parize *et al.*, 2006 b [124]) (figure 2.16) :

– La fracturation précoce n'est pas forcément associée à des forts taux de sédimentation et à des sous-compactions potentielles.
– Dans une alternance de bancs durs calcaires ou marno-calcaires et d'intervalles argileux « mous », le chargement normal provoque respectivement des zones de traction et des zones de cisaillement.
– Les morphologies du substratum (marches, etc.) peuvent déclencher, dans les argiles sus-jacentes, le développement de zones de cisaillement à des distances pouvant atteindre quelques centaines de mètres, même lorsque les marches ne font que quelques mètres de hauteur.
– Dans certains cas, le remplissage du chenal lui-même semble suffisant pour expliquer des instabilités mécaniques dans ses berges.
– La proximité entre le fond du chenal et le toit du substratum est également un paramètre important.

Sous certaines hypothèses réalistes, la fracturation précoce (profonde) d'une séquence argileuse (épaisse) peut être physiquement envisagée. Cependant, comment expliquer une pénétration de sable créant des sills et des dykes gréseux aussi étendus ? L'ouverture d'une fracture et la propagation du sable sont reliées à une hydrofracturation dynamique induite par une mixture d'eau, de sable et de minéraux accessoires. Les simulations statiques ne peuvent pas être suffisantes et doivent être complétées.

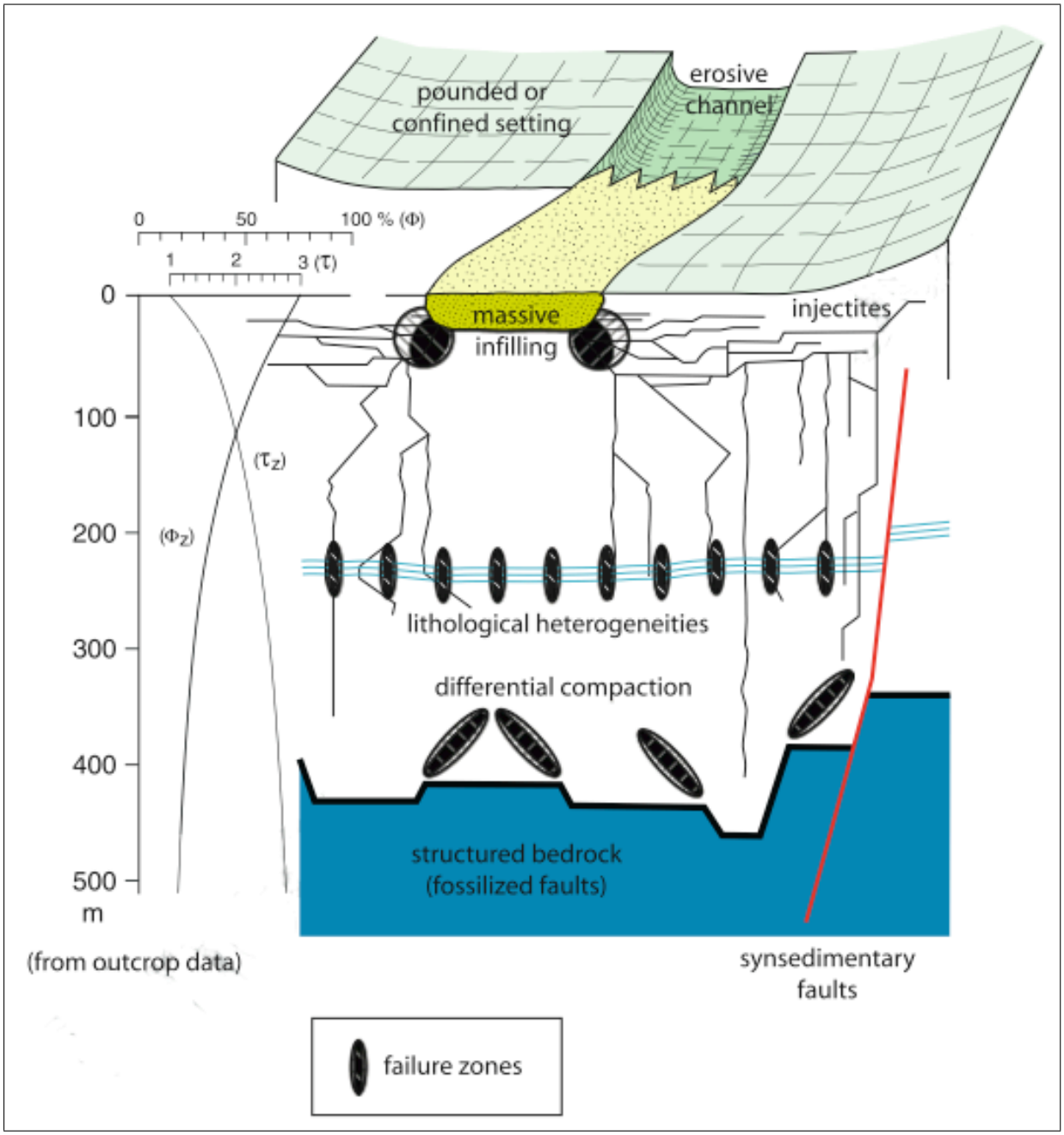


FIG. 2.16 – Localisation de zones de fracturation dans une formation argileuse (ayant la consistance d'une boue près du paléofond de mer et dont la cohésion augmente avec la profondeur) pendant sa compaction et la mise en place rapide du remplissage d'un chenal massif turbiditique (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]). Diagramme synthétique des configurations testées et des processus physiques avec corrélation des localisations préférentielles de zones de fractures potentielles.

2.4. Bilan

Les études des mécanismes de l'injection (*per descensum* et *per ascensum*) sableuse supposent différentes chronologies de formation des fractures : avant, pendant ou après l'injection. Les possibilités d'observation étant limitées (surtout pour les injections *per ascensum* qui affleurent peu), il est délicat de départager ces différentes analyses : chacune est spécifique de l'environnement étudié. Il semble tout de même que dans les cas des injections *per ascensum* la fracturation polygonale des sédiments argileux joue un rôle important : les injections en forme d'ailes ou côniques ont des formes concordant avec ces structures. Les injections *per descensum* quant à elles se sont certainement produites avant cette fracturation polygonale (si elle a eu lieu) ou ont été contrôlées par des facteurs ayant un rôle plus fort (tectonique, contraintes dans le bassin, etc.).

Quoiqu'il en soit, différentes approches ont été menées pour étudier les mécanismes de l'intrusion clastique :

1. Plusieurs auteurs (Cosgrove, 1995 [33] ; Jolly et Lonergan, 2002 [86]...) ont supposé que les injections sableuses *per ascensum* étaient des fractures hydrauliques naturelles causées par des surpressions dans des corps sableux saturés en eau et scellées. Pour appliquer les principes de fracturation hydraulique, ils utilisent des concepts mécaniques simples reposant sur des analyses plus rigoureuses de formation d'intrusions tabulaires magmatiques (Delaney et Pollard, 1981 [37] ; Delanay *et al.*, 1986 [36] ; Pollard et Segall, 1987 [132]). Ils supposent que le fluide suit le gradient hydrostatique et qu'il n'y a pas de surpression dans la succession sédimentaire ailleurs que dans le corps sableux nourricier. Ainsi, ils ont ainsi pu déterminer que :
   - La profondeur d'enfouissement, le rapport entre la contrainte maximale et la contrainte minimale ainsi que leur orientation respective jouent un rôle fondamental dans le contrôle de la géométrie des injections et de leur taille.
   - Lorsque la contrainte principale minimale est horizontale dans un bassin, les dykes vont se former, préférentiellement aux sills. Cependant, à des niveaux superficiels (10-20 m), l'anisotropie due à la stratification et les faibles contraintes différentielles vont favoriser la formation des sills.
   - Pour un bassin ne subissant pas de contraintes tectoniques, une relation existe pour calculer la profondeur d'intrusion et de la densité des sédiments lorsque la hauteur entre le corps nourricier et un sill est connue.

2. D'autres auteurs se sont intéressés aux facteurs jouant un rôle sur la localisation et l'orientation des injections *per descensum*. Une analyse détaillée des nombreuses données de terrain ont permis aux auteurs de restaurer, par une décompaction réaliste, la géométrie initiale des dykes gréseux. D'après ces auteurs, ces dykes sont des témoins partiels d'un réseau (potentiel) de fractures révélé par l'injection sableuse. Les simulations numériques ont été effectuées pour tester le comportement statique d'un massif argileux au début de son enfouissement (jusqu'à 500 m) avec différentes configurations et propriétés. Les résultats préliminaires sont les suivants (Parize *et al.*, 2006 b [124]) :

- La fracturation précoce n'est pas forcément associée à des forts taux de sédimentation et à des sous-compactions potentielles.
- Dans une alternance de bancs durs calcaires ou marno-calcaires et d'intervalles argileux « mous », le chargement normal provoque respectivement des zones de traction et des zones de cisaillement.
- Les morphologies du substratum (marches, etc.) peuvent déclencher, dans les argiles sus-jacentes, le développement de zones de cisaillement à des distances pouvant atteindre quelques centaines de mètres, même lorsque les marches ne font que quelques mètres de hauteur.
- Dans certains cas, le remplissage du chenal lui-même semble suffisant pour expliquer des instabilités mécaniques dans ses berges.
- La proximité entre le fond du chenal et le toit du substratum est également un paramètre important.

Ces approches améliorent la compréhension des injections *per descensum* et *per ascensum* grâce à des concepts simples. Or pour pouvoir aller plus loin, d'autres concepts restent à prendre en compte comme par exemple la dynamique et/ou l'écoulement de la mixture sableuse (etc.)

Peu d'études d'écoulement de fluide ont été réalisées ; celle de Gallo et Woods (2004 [54]) insiste bien sur la complexité des régimes d'écoulement et sur le fait que différents régimes vont se succéder. Ils ont établi un modèle relativement simplifié d'une extrusion sableuse dans un conduit circulaire en régime quasi-statique, ce qui correspond à ce qui se passe au « milieu » de l'injection. Ce régime d'écoulement permet la quantification de certains paramètres (par exemple la concentration en sable, ou l'ordre de grandeur des débits) pour comprendre les injections. Ces ordres de grandeur ont pu être validés par des extrusions artificielles de sable déclenchées par des forages. Dans le cas d'une extrusion, le fait que la matière qui entre dans le conduit en ressorte, permet de considérer un régime stationnaire, ou en tout cas quasi-statique ; cette indépendance par rapport au temps est un élément important pour faciliter la modélisation (conservation de la masse). A la suite de cet exemple, les auteurs ont tenté d'adapter leur modèle de conduit circulaire à un dyke plan. L'adaptation des équations est simple, mais il n'est pas facile de trouver une application ou un cas réel pour quantifier les propriétés. Cette étude montre la difficulté d'établir et de valider un modèle pour le seul cas d'une injection se déversant sur le paléofond de mer et ce, en ne considérant que la partie stationnaire de l'écoulement. Or les injections n'atteignent pas toujours le paléofond de mer (ou la surface), cette phase quasi-statique est donc sûrement inexistante dans ces cas-là et les géométries des fractures empruntées par la mixture d'eau et de sable ne sont pas planes et ne sont pas connues entièrement (elles font partie d'un réseau en 3D). Toute la partie transitoire de l'écoulement et la fracturation en elle-même sont difficiles à quantifier et à faire interagir.

La modélisation du phénomène d'injection reste difficile à mettre en place, dans la mesure où :
- Nous ne connaissons pas exactement les propriétés, les géométries, l'historique (etc.) de la succession sédimentaire au moment de l'injection ;
- Nous ne connaissons pas précisément les régimes d'écoulement et les propriétés de la mixture d'eau et de sable (essentiellement la concentration) pendant l'injection.

Deuxième partie

HYPOTHÈSES DE MODÉLISATION ET PREMIÈRES APPROCHES

CHAPITRE 3

Les différents éléments participant à l'injection

Nomenclature

- A : paramètre empirique utilisé dans l'expression d'une loi de porosité $[m]$
- b : paramètre empirique utilisé dans l'expression du taux de compaction [sans dimension]
- e : volume des vides [sans dimension]
- p_e : pression effective $[Pa]$
- z : profondeur sous le paléofond de mer ou hauteur le long du conduit $[m]$
- α : paramètre empirique sans dimension utilisé dans l'expression de lois de porosité
- β : paramètre empirique sans dimension utilisé dans l'expression de lois de porosité
- $\phi(z)$: porosité des sédiments en fonction de la profondeur [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_0 : porosité initiale [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_r : porosité résiduelle [sans dimension ou en pourcentage]

3.1. Scénario utilisé pour les modélisations

De nombreux phénomènes entrent en jeu dans la formation des injections sableuses avec encore de nombreuses incertitudes :
- géométrie et déformations du bassin au moment, avant et après l'injection,
- turbidites (vitesse, parcours, géométrie, taille, nombre d'évènements),
- géométries complètes en 3D,
- recouvrement postérieur à l'injection (?),
- compaction et sous-compaction : la vitesse de sédimentation varie avec le temps et il semble difficile à partir des données actuelles d'affleurement de déterminer précisément son évolution.
- compaction chimique,
- les circulations d'eau entre les différents matériaux (mélange sableux et marnes) pendant et après l'injection,
- propriétés mécaniques des marnes,
- type d'écoulement dans les injections.

Ces incertitudes empêchent de réaliser une modélisation mécanique globale partant de l'écoulement d'un sable massif pour arriver à un réseau d'injection. Afin de faciliter les simplifications, plusieurs domaines de la mécanique vont être abordés séparément. Cette démarche a pour but de valider ou non les étapes importantes de l'injection.

Pour cela, il est nécessaire de caractériser chacun des matériaux en présence :
- Les marnes en cours de compaction,
- Le mélange d'injection.

Ce travail repose sur le scénario proposé par Parize et Friès en 2003 [126]. L'injection clastique est supposée être un événement rapide causé par le dépôt d'un sable massif turbiditique dans un chenal érosif (Parize et Friès, 2003 [126]). La figure 3.1 présente les principales étapes de la mise en place de ce sable ; la figure 3.2 détaille ces étapes au niveau des berges du chenal :

- érosion du fond de la mer pendant le dépôt continu des argiles immédiatement avant (Parize et Friès, 2003 [126]) ou pendant l'écoulement turbiditique (Beaudoin, communication orale),
- arrivée en bas de la pente de la mixture sableuse (avec une vitesse significative),
- montée du niveau de sable massif dans le chenal,
- initiation de l'injection quand la hauteur de sable massif est suffisante et propagation rapide,
- immobilisation (le sable massif perd son énergie en injectant les berges, ce qui diminue sa vitesse et la capacité de l'eau à transporter le sable, menant à la solidification de la mixture d'eau et de sable).

Dans ce scénario, il est supposé que le niveau de sable augmente dans le chenal car l'alimentation du chenal continue en amont pendant qu'il s'arrête à l'aval. Cet arrêt peut être du à un obstacle (comme par exemple un anticlinal) ou alors simplement à une rupture de pente et entraîner un étalement en forme de lobe (dans le cas où il n'y a pas d'injection). Dans le premier cas, la vitesse devient nulle assez rapidement, dans le deuxième cas, cela s'effectue plus lentement.

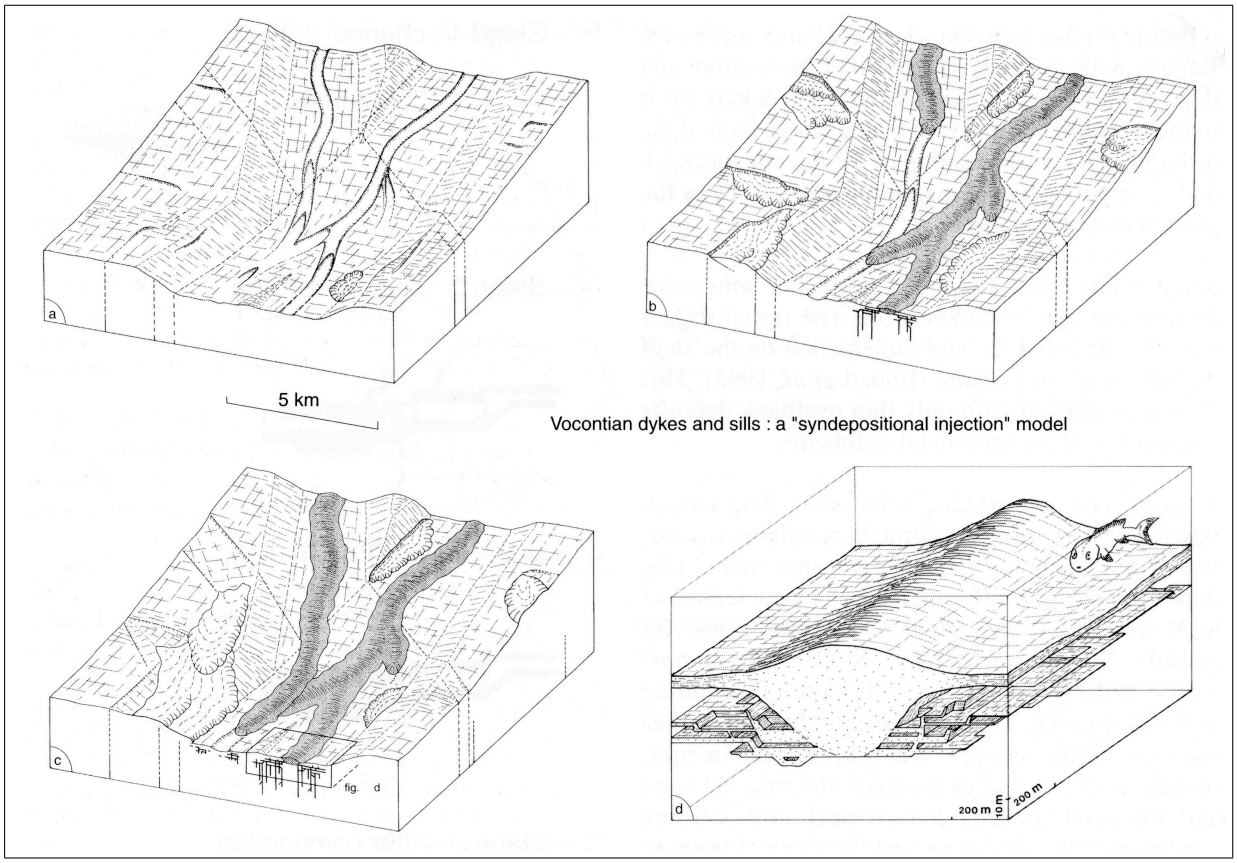


FIG. 3.1 – Modèle conceptuel des sables massifs érosifs vocontiens et de leurs réseaux d'injectites (d'après Parize et Friès, 2003 [126]). (a) Erosion et contournement par des courants sous-marins ; (b) la phase de dépôt commence avec l'arrivée de l'écoulement de sable massif turbiditique ; des injections clastiques et des slumps latéraux sont initiés ; (c) Dépôt en-masse rapide et injections reliées aux changements topographiques ; (d) compaction post-dépositionnelle et géométrie actuelle.

Dans ces deux cas, il semble que la vitesse d'écoulement du sable massif dans le chenal joue un rôle important dans l'injection (figure A.13), c'est-à-dire en quelque sorte que l'inertie de ce sable va être transmise dans les injections. Sur les affleurements dont nous disposons, il est supposé que l'injection s'effectue latéralement au chenal, donc dans une direction perpendiculaire à l'écoulement. Dans ce cas, l'inertie n'a donc pas d'effets sur l'injection. Dans le cas où l'injection s'effectuerait dans la même direction que l'écoulement, en ligne droite ou bien même dans un virage, la force d'inertie pourrait éventuellement intervenir. Cependant, la vitesse de l'écoulement est maximale au centre du celui-ci et non sur les bords ou au fond (qui le point de départ des injections) : l'inertie de l'écoulement dans le chenal ne semble donc pas jouer un rôle prépondérant dans l'injection. Pour ces raisons, seul le rôle de la pression statique de cet écoulement va être utilisé pour tester la possibilité de l'injection sableuse.

Pour vérifier ces hypothèses de mise en place des injections gréseuses, des modèles simples vont être adaptés. Quelques soient les modèles utilisés, il est nécessaire de pouvoir caractériser les différents matériaux présents au moment de l'injection (l'eau, les sédiments argileux, le mélange d'eau et de sable dans le chenal et dans les injections) et de pouvoir approcher ou estimer leur comportement (solide, fluide, etc.).

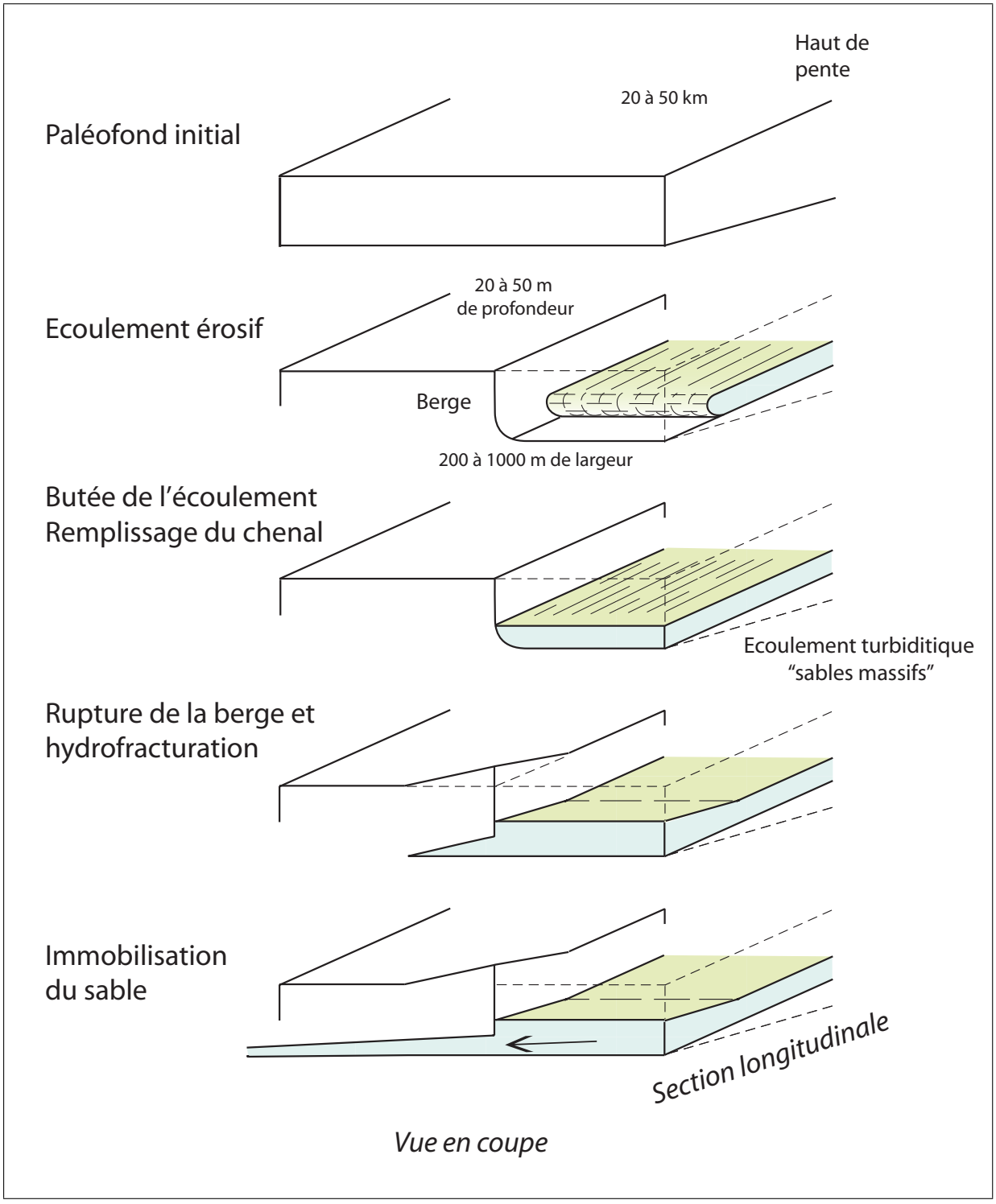


FIG. 3.2 – Différentes étapes du remplissage du chenal et de l'injection dans les berges (modifié d'après Parize et Friès, 2003 [126]). (1) Erosion du fond de la mer pendant le dépôt continu des argiles immédiatement avant l'écoulement turbiditique (le timing de l'érosion pré- ou syn- turbidite n'est pas démontré) ; (2) arrivée en bas de la pente de la mixture sableuse (avec une vitesse significative) ; (3) montée du niveau de sable massif dans le chenal ; (4) initiation de l'injection quand la hauteur de sable massif est suffisante et propagation rapide ; (5) immobilisation.

Dans un premier temps, les sédiments argileux vont être étudiés, puis un écoulement de sable et d'eau. Nous tenterons ensuite de mettre en relation ces deux matériaux pour mieux comprendre l'injection potentielle de l'un dans l'autre.

3.2. Des sédiments argileux en cours de compaction

Les observations des affleurements du SE de la France montrent qu'au moment de l'injection, les sédiments étaient en train de se déposer et de se compacter. Juste après leur dépôt sur le fond de la mer, les sédiments argileux ont une porosité importante pouvant aller de 70 à 80 %. A cette étape, le matériau est une boue saturée en eau. Les particules constituant le sédiment argileux sont uniquement soumises à leur poids et aux contraintes de cisaillement dues à l'eau ambiante. Les sédiments fraîchement déposés sont habituellement non consolidés, ils ont une densité faible et une forte teneur en eau. Cependant, lorsque la profondeur d'enfouissement sous de plus jeunes sédiments augmente, et occasionnellement très peu de temps après le dépôt, le sédiment devient plus dense et plus solide ou lithifié. Deux processus interviennent dans le changement d'état des sédiments : les processus mécaniques et chimiques. La compaction mécanique résulte de l'application de contraintes verticales accompagnées de contraintes latérales causées par le chargement par des sédiments plus jeunes, et éventuellement par des efforts additionnels dus aux mouvements tectoniques compressifs. Ceci entraîne l'expulsion du fluide contenu dans les pores et mène au réarrangement des particules des sédiments. La compaction chimique inclut la dissolution et la re-cristallisation des particules primaires de sédiment, ainsi que la re-précipitation des matières dissoutes sous forme de ciment dans les pores.

La compaction mécanique

Bien que la compaction des sédiments soit un phénomène complexe, plusieurs auteurs ont essayé de décrire la relation entre la porosité et la profondeur ou la consolidation à l'aide d'équations analytiques simples. Ils y ont été d'autant plus encouragés que la réduction de la porosité en fonction de la profondeur évolue plus ou moins de manière exponentielle. Ce problème a été abordé de plusieurs manières. Les ingénieurs en mécanique des sols (Terzhagi, 1925 [153]) ont appris, à partir d'essais de tests de consolidation en laboratoire, que la compaction des matériaux argileux présentait des relations linéaires en traçant le volume des vides, e, en fonction du logarithme de la pression effective, p_e. Le volume des vides, e, est le rapport entre le volume occupé par les vides et le celui occupé par des matériaux solides (figure 3.3(a)).

Dans la mesure où p_e n'est pas une fonction linéaire de la profondeur, z, il n'est pas évident de l'utiliser dans l'étude des colonnes sédimentaires dans lesquelles la masse volumique augmente avec la profondeur. Ainsi, Athy en 1930 ([8]) a proposé une équation reliant la porosité et le logarithme de la profondeur z sous la forme :

$$\phi(z) = \phi_0 \, . \, e^{-\beta z} \tag{3.1}$$

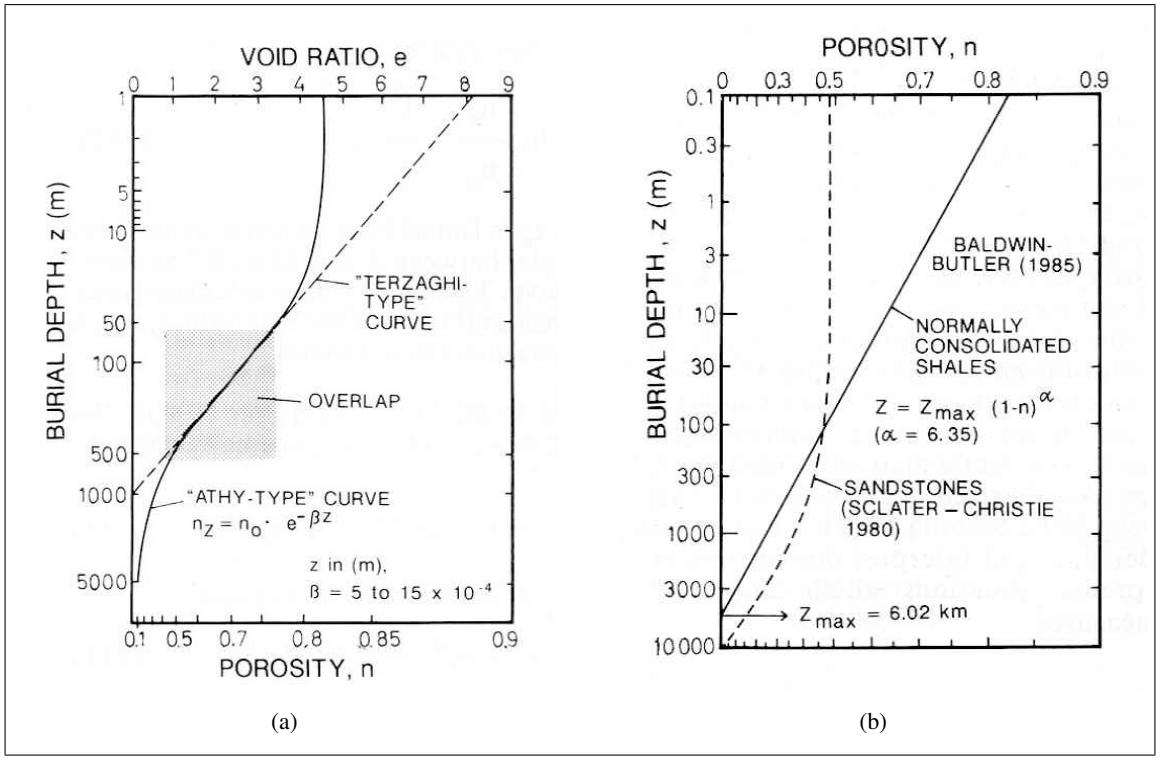


FIG. 3.3 – Représentation de différentes courbes de porosité ou d'indice des vides en fonction de la profondeur (dans Einsele, 1992 [49]). (a) Comparaison entre une courbe de Terzhagi et une courbe d'Athy, en utilisant une échelle logarithmique pour la profondeur et la porosité et une échelle linéaire pour l'indice des vides. (b) Représentation de courbes de porosité à l'aide d'équations puissance.

ϕ_0 est la porosité initiale et $\phi(z)$ est la porosité à une profondeur z (figure 3.3(a)).

L'équation en exponentielle d'Athy ([8]) est caractérisée par une porosité initiale ϕ_0 et un exposant β qui dépend du type de sédiments et de la dimension de z (m ou km). Les sédiments marins jeunes ont fréquemment des valeurs de β comprises entre 5 et 15.10^{-4} si z est mesuré en mètres (Brückmann 1989 [29]). Cependant, bien que les deux équations de Terzhagi et d'Athy décrivent assez bien les sédiments de moyenne profondeur, elles donnent des résultats différents pour les profondeurs superficielles, et la « courbe de Terzhagi » ne peut pas être utilisée pour les sédiments profonds (figure 3.3(a)). En effet, cette approche linéaire implique une porosité nulle en profondeur, ce qui n'est pas réaliste (figure 3.3(a)).

Pour pallier ce problème, Beaudoin *et al.*, en 1985 [11], et Maillart, en 1991 [100] ont posé des limites de porosité initiale ϕ_0 et de porosité résiduelle ϕ_r pour les grandes profondeurs (plusieurs kilomètres).

$$\phi(z) = \phi_r + (\phi_0 - \phi_r)\, e^{-\alpha z^{\beta}} \tag{3.2}$$

Entre ces deux limites, la porosité évolue de manière exponentielle (figure 3.4(b)). Les paramètres α et β utilisés sont empiriques et peuvent également inclure les effets dus à la diagénèse chimique.

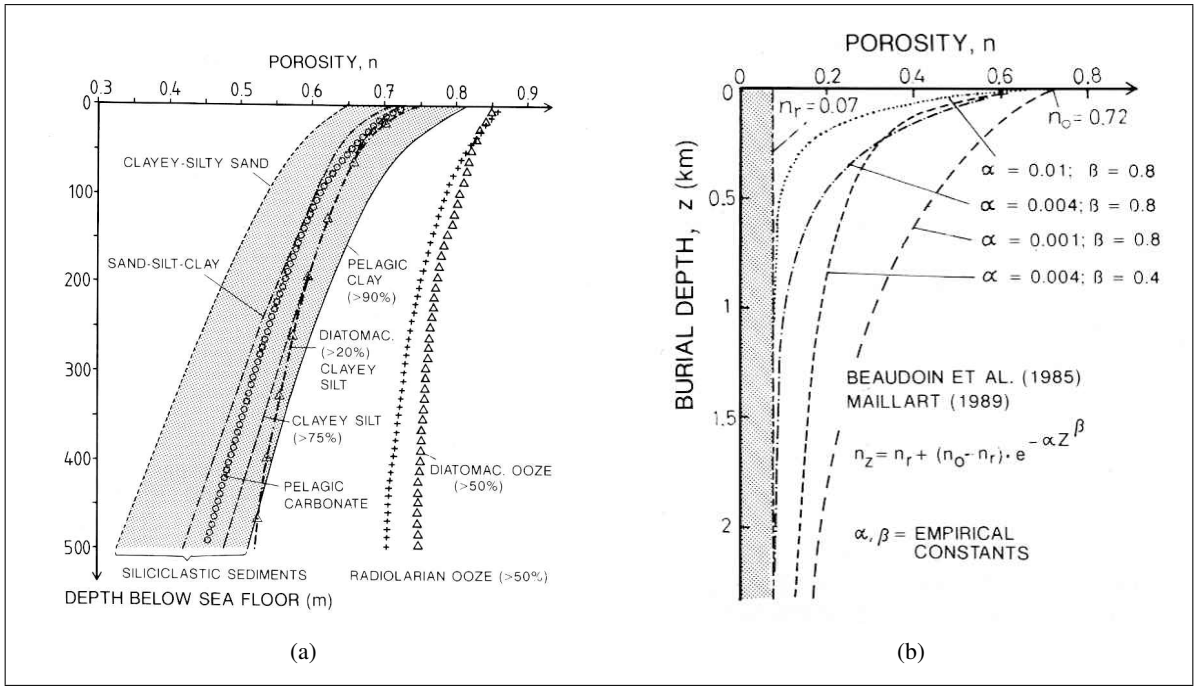


FIG. 3.4 – Relations entre porosité et profondeur (dans Einsele, 1992 [49]). (a) représentation de l'évolution générale de la porosité en fonction de la profondeur pour de jeunes sédiments marins peu affectés par la diagénèse chimique. Ces courbes représentent les groupes les plus importants des sédiments marins hémipélagiques à pélagiques selon les données DSDP (« Deep Sea Drilling Projec »). Chaque courbe représente entre 20 et 70 sites DSDP. (b) Porosité en fonction de la profondeur entre deux limites (ϕ_0 et ϕ_r). La forme des courbes est contrôlée par des constantes empiriques, α et β (dont les valeurs dépendent de la dimension de z) (d'après Maillart, 1991 [100])

Au lieu d'utiliser une équation en exponentielle, Baldwin et Butler, en 1985 [9], ont remarqué qu'une équation en puissance pouvait également représenter l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur (figure 3.3(b)).

$$\phi(z) = 1 - \frac{z^{1/b}}{A} \tag{3.3}$$

Les valeurs A et b sont empiriques et reposent sur la moyenne de relations établies pour un certain nombre de sédiments à grains fins. Cependant, dans ce cas, les sédiments venant de se déposer (en $z = 0$) ont une porosité de 100 % au niveau de la surface, ce qui n'est pas réaliste. La représentation de ce type de d'équation en échelle logarithmique donne une droite (figure 3.3(b)).

3.3. Caractéristiques d'un écoulement turbiditique

Dans les exemples de l'étude, les injections sont issues de sables massifs pouvant faire 30 m de haut et 1 km de large. Il est supposé (Parize et Friès, 2003 [126] ; Beaudoin, communication orale) :

– que ces sables ont été triés par des courants de plateforme (en effet ces sables massifs sont bien triés, les grains de sable ont un diamètre de 300 μm),

– et qu'ils se sont écoulés dans des chenaux. Ces chenaux ont été creusés au préalable par des courants érosifs, ou par le sable massif lui-même.

L'injection s'effectuant à la suite ou pendant ce remplissage, il est nécessaire de connaître la manière dont cet écoulement s'est réalisé. Une approche de sa vitesse, de sa composition, et de son/ses régime(s) d'écoulement (etc.) permettra de caractériser ou d'estimer les effets de ce remplissage sur des sédiments argileux en cours de compaction.

Pour cela, nous allons présenter les principaux caractères physiques des écoulements gravitaires sous-marins. Les phénomènes de sédimentation sous l'action de la gravité sont complexes et font appel à deux grandes disciplines : la mécanique des fluides et la géologie. Ils ont été étudiés tant par des hydrodynamiciens que par des géologues. La littérature de chacune de ces disciplines contient de nombreuses références à des articles d'autres disciplines. Cependant le nombre important de publications ainsi que la diversité des approches conduisent à une certaine confusion dans les définitions. C'est ainsi que, bien que de nombreuses classifications soient proposées pour les phénomènes agissant en eaux profondes, celles-ci ne sont pas toujours cohérentes.

On peut classer en trois grands groupes les phénomènes capables d'éroder, de transporter et de déposer des matériaux en eaux profondes :
– les processus de re-sédimentation,
– les courants de fond semi-permanents,
– les courants superficiels avec décantation pélagique (figure 3.5).

Cette classification est basée sur le comportement mécanique de l'écoulement (variant d'élastique à fluide visqueux en passant par plastique), les mécanismes de transport et de support des sédiments.

Il ne faut toutefois pas perdre de vue que les différents processus listés dans cette classification ne constituent en fait qu'une partie des phénomènes réels. Dans la réalité, les différents processus de transport et de dépôt peuvent opérer simultanément, successivement ou individuellement.

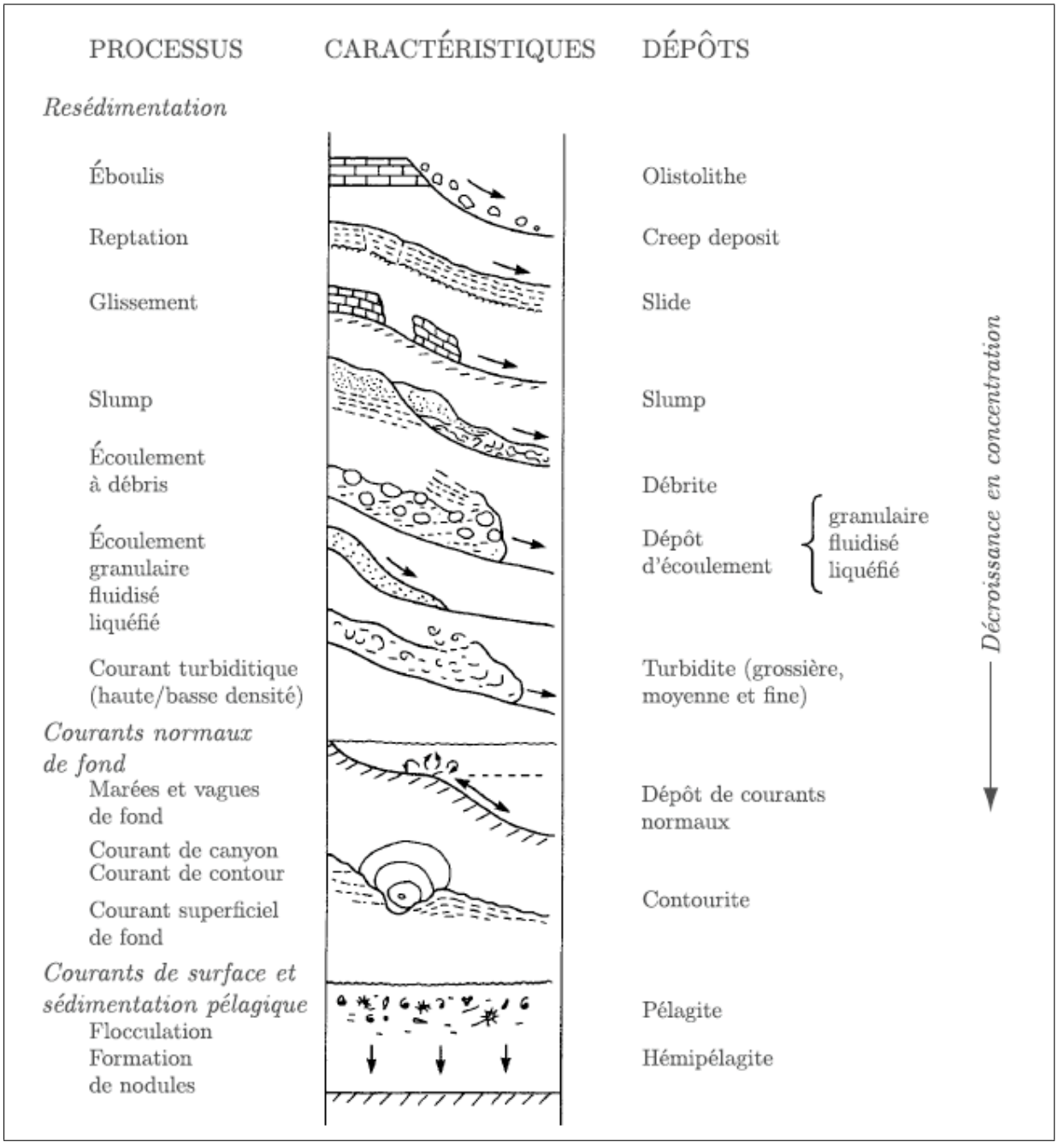


FIG. 3.5 – Les trois groupes de processus opérant en milieu marin profond (d'après Stow, 1986 [148]).

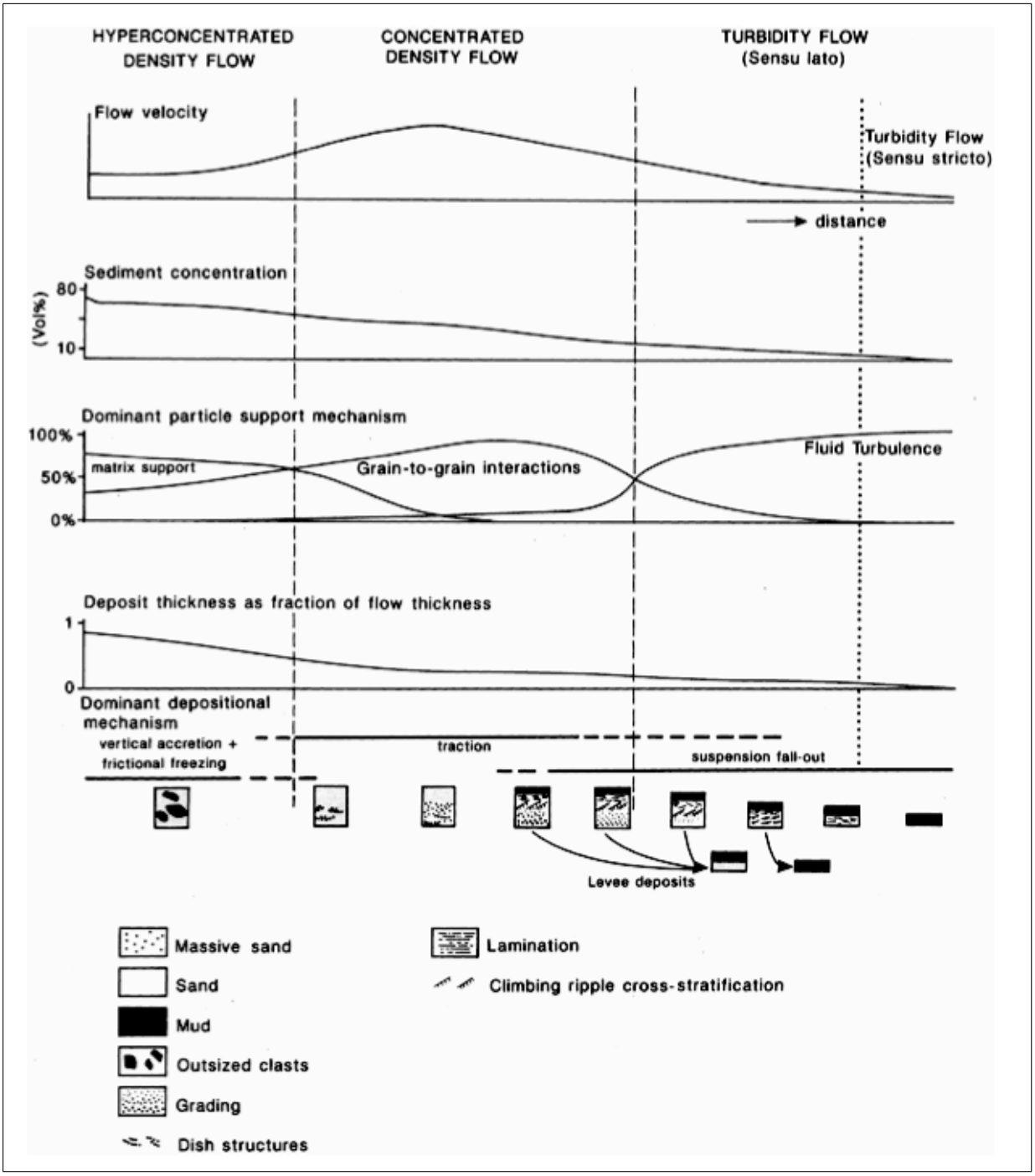


FIG. 3.6 – Diagramme illustrant les changements durant la transformation d'un écoulement de sédiments marins (dans Mulder, 2001 [111]). Il commence sous la forme d'un écoulement gravitaire hyperconcentré pour devenir un écoulement gravitaire concentré et enfin un écoulement turbiditique. La concentration en sédiments décroît progressivement avec la distance. Le diagramme montre également les principaux mécanismes de support des particules et distingue deux principaux types. Les écoulements turbiditiques sont définis *sensu lato* dans la mesure où la turbulence est dominante dans le support des particules.

Ainsi, le changement de l'état physique de la masse des sédiments par rupture de la cohésion des grains et par une importante incorporation d'eau, entraînera une transition d'un écoulement par glissements (slides) à un processus de courants gravitaires. La transition de l'écoulement à débris (« debris fow ») en un écoulement liquéfié ou fluidisé et en un courant turbiditique se fait par plusieurs remodelages et dilutions du courant. Enfin pour de très faibles concentrations et de très faibles vitesses, un courant turbiditique peut être dévié de sa trajectoire par la force de Coriolis. À ce stade l'écoulement peut être classé dans les courants de fond ou courants de contour qui sont plutôt gouvernés par la circulation thermique des eaux marines profondes que par les effets gravitaires de leur charge en sédiments.

Les écoulements marins évoluent au cours de leur trajectoire, en effet, la concentration en sédiments décroît progressivement avec la distance et ceci va modifier le régime d'écoulement et le mode de transport des grains (figure 3.6).

Lors du tremblement de terre de Grand Bank (le 18 Novembre 1929, dans l'Atlantique ouest), un écoulement a provoqué la rupture de câbles télégraphiques sous-marins sur son passage. La position de rupture de ces câbles a permis de montrer que la vitesse d'un écoulement gravitaire pouvait atteindre $100\ km.h^{-1}$ au milieu de son écoulement.

Malgré toutes ces interprétations des mécanismes et les différentes classifications (Kuenen, 1966 [90] ... Middleton et Hampton, 1973 [109] ... Nardin *et al.*, 1979 [114] ; Lowe, 1982 [99] ; Kneller et Branney, 1995 [89] ; Shanmugam, 1996 [142] ; Iverson, 1997 [79] ; Major et Iverson, 1999 [101] Mulder et Alexander, 2001 [111]), il reste difficile de classer les sables massifs que nous étudions.

Un modèle synthétique des sables massifs vocontiens (figure 3.7) a été établi pour fournir des principes quant à leur origine et leur localisation. Ces sables massifs forment des chenaux érosifs larges d'une centaine de mètres à un kilomètre. L'épaisseur de chaque événement massif peut aller d'1 à 30 m et ils peuvent s'empiler pour former des unités massives allant de 40 à 100 m d'épaisseur. Ces corps turbiditiques massifs sont le résultat du dépôt d'écoulements turbiditiques de forte densité (Lowe, 1982 [99]).

Les sables massifs de Rosans et Bevons ainsi que les injections gréseuses associées correspondent aux faciès distaux d'un système turbiditique chenalisant, à remplissage massif, suivi sur près de 50 kilomètres d'amont en aval (d'après Parize, 1988 [120]).

D'une manière classique les écoulements sous-marins partent de la plateforme pour atteindre le fond du bassin. L'écoulement sur cette transition plateforme-bassin s'effectue dans des canyons ou des chenaux) ; lorsqu'il arrive au fond du bassin, il rencontre une rupture de pente. L'écoulement se poursuit en s'étalant sous forme de lobe. Les turbidites de Rosans et Bevons ainsi que les injections gréseuses associées correspondent aux faciès distaux d'un système turbiditique chenalisant, à remplissage massif, suivi sur près de 50 km d'amont en aval (d'après Parize, 1988 [120]). Dans notre cas d'étude, la terminaison sous forme de lobe n'est pas représentée : il semble que les injections se soient formées à la place de ces lobes (Parize *et al.*, 1999 [125]).

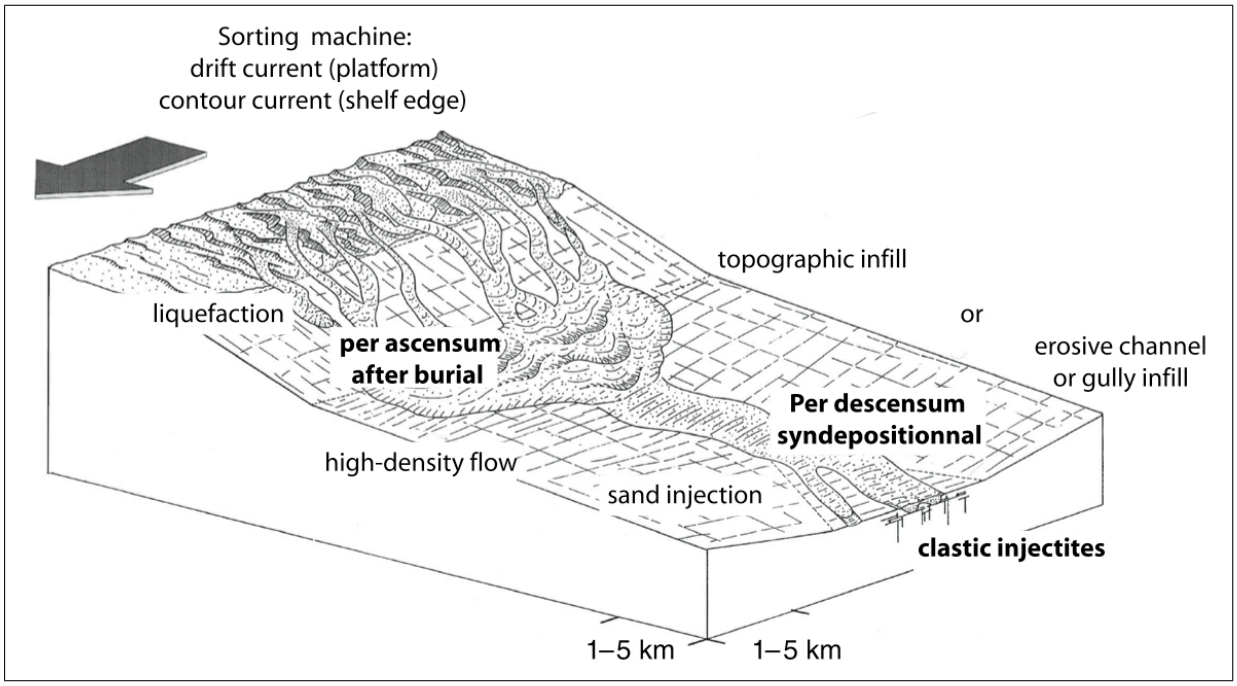


FIG. 3.7 – Modèle du sable massif vocontien (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). Ce modèle basé sur les observations (ce n'est pas un modèle stratigraphique) apporte des indices pour supposer l'origine du sable et la localisation du dépôt. Les injectites sont le résultat de deux types de mise en place de sables massifs : *per ascensum*, propagation vers le haut et post-dépôt des injectites par remplissage de la topographie et *per descensum*, propagation vers le bas des injectites à cause de sables massifs érosifs chenalisés.

3.4. Bilan

Dans les scenarii proposés pour la mise en place des injections, les auteurs s'accordent sur le fait que l'injection s'est mise en place une fois le chenal rempli par le sable massif. A l'heure actuelle, les informations concernant la dynamique de l'écoulement, antérieure à l'injection, ne sont pas directement utilisables. En effet, les corps gréseux sont massifs et homogènes, ils sont le résultat de la fossilisation du mélange d'injection, l'eau en excès a été expulsée et a permis la cimentation entre les grains de sable. Ces corps gréseux sont homogènes car composés de grains bien triés.

Pour ces raisons, il a été choisi de se focaliser sur la phase d'injection, au moment où le chenal est rempli, en tentant d'estimer la pression statique exercée par un mélange de sable et d'eau dans un chenal d'une profondeur donnée.

CHAPITRE 4

Intrusion d'un fluide dans des sédiments en cours de compaction

Nomenclature

- g : accélération de la gravité [$m.s^{-2}$]
- h : profondeur du chenal [m]
- z : profondeur sous le paléofond de mer ou hauteur le long du conduit [m]
- z_a : paramètre empirique pour exprimer une loi de porosité [m]
- C_s : concentration volumique en sable [sans dimension]
- K : rapport entre contrainte horizontale et contrainte verticale [sans dimension]
- L : hauteur d'eau [m]
- P_p : pression de pore [Pa]
- P_{net} : pression d'injection [Pa]
- ν : coefficient de Poisson [sans dimension]
- ϕ_0 : porosité initiale [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_a : paramètre empirique pour exprimer une loi de porosité [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_r : porosité résiduelle [sans dimension ou en pourcentage]
- $\phi(z)$: porosité des sédiments en fonction de la profondeur [sans dimension ou en pourcentage]
- ρ_m : masse volumique du sédiment argileux sec [$kg.m^{-3}$]
- ρ_s : masse volumique du sable [$kg.m^{-3}$]
- ρ_w : masse volumique de l'eau [$kg.m^{-3}$]
- σ'_h : contrainte effective horizontale [Pa]
- σ'_v : contrainte effective verticale [Pa]

4.1. Choix d'un type de loi de porosité

Aujourd'hui, les sédiments sont totalement compactés et diagénétisés. Le matériau actuel ne pouvant être utilisé pour évaluer ses propriétés mécaniques au moment de l'injection ; l'étude d'un ou de plusieurs sites où des sédiments argileux se déposent sous la mer de nos jours peut permettre d'approcher l'état antérieur des sédiments apto-albiens qui nous intéressent. Le Golf du Mexique présente quelques similitudes avec l'environnement de dépôt du bassin Vocontien. Les sédiments sont composés de successions de dépôts marins homogènes dominés par des argiles. Les valeurs de porosité peuvent être trouvées dans les « initial reports of the Deep Sea Drilling Project » (DSDP) où elles ont été mesurées lors de forages (figure 4.1). La bathymétrie moyenne est de 3000 à 3500 m. Ces valeurs sont plus importantes que la bathymétrie estimée pour le bassin Vocontien (moins de 500 m), mais ceci a peu d'influence sur les profils de porosité.

Dans cette étude, nous choisissons d'utiliser une loi exponentielle sommée à une porosité résiduelle (compaction mécanique maximale) :

$$\phi(z) = \phi_r + \phi_a \,.\, e^{(-z/z_a)} \tag{4.1}$$

Avec $\phi_r = 0,4$, $\phi_a = 0,29$ et $z_a = 100\ m$.

Cette courbe de porosité va servir de base à notre étude ; elle nous permettra par la suite d'estimer les contraintes régnant dans le massif au moment de l'injection.

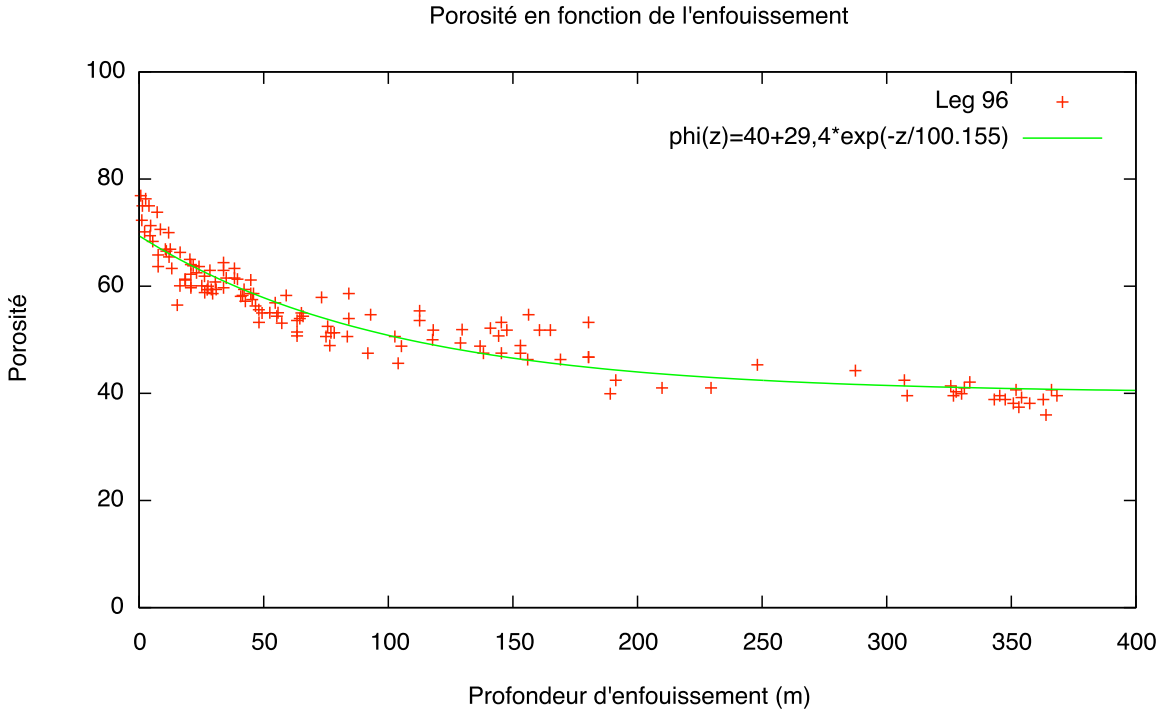


FIG. 4.1 – Porosités en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment (d'après DSDP data set, leg 96, sites 616 et 624, Gulf of Mexico (points rouges), loi de porosité exponentielle (vert) $\phi(z) = \phi_r + \phi_a.exp(-z/za)$

Il est important de remarquer que les sédiments argileux en cours de compaction ont une porosité qui varie entre 80 et 40 % sur les 400 premiers mètres. Les observations de terrain confirment que l'injection s'est produite pendant la compaction d'une série marno-calcaire (plissement ptygmatique des dykes en haut de la série à l'heure actuelle). L'injection s'est donc faite dans un sédiment non consolidé et mou. Les parois des injections sont nettes et il n'y a pas eu de mélange entre les deux matériaux (celui en place et celui injecté), les sédiments, encore mous, se sont fracturés alors qu'ils étaient en cours de consolidation.

4.2. Discontinuités dans la succession sédimentaire

Les sédiments argileux dans lesquels s'effectue l'injection ne sont pas homogènes car ils sont en cours de compaction. Ils présentent également des discontinuités causées par plusieurs éléments :
– la stratification,
– la compaction différentielle,
– le fait que le sédiment se dépose sur une pente.
Ces éléments jouent un rôle plus ou moins important sur l'injection.

4.2.1. La stratification

Lors de la sédimentation, la nature des dépôts ainsi que la vitesse de sédimentation changent et des événements exceptionnels peuvent avoir lieu :
– dans le cas des marno-calcaires étudiés, la nature des dépôts peut changer par des variations des teneurs en sable, argiles et carbonates ;
– la variation de la vitesse de sédimentation peut entraîner l'apparition de hiatus, de surface condensée, de surface d'érosion ou de phénomènes de resédimentation (slump) ;
– les événements exceptionnels peuvent être volcaniques et entraîner des dépôts des cendres qui vont s'intercaler dans la succession en cours de sédimentation.
Les observations de terrain ont permis de montrer que les niveaux délimités suivis par les sills correspondent à des hétérogénéités stratigraphiques. Ces discontinuités étaient beaucoup moins marquées au moment de l'injection qu'à l'heure actuelle (compaction et différenciation du massif) mais sont néanmoins visiblement responsables de l'orientation des sills, qui ont pu profiter de ces endroits de plus faible cohésion ou perméabilité pour s'injecter.

4.2.2. La compaction différentielle

Dans la région de Bevons, des reliefs pouvant atteindre 10 m de haut pourraient être responsables du développement de fractures par compaction différentielle (Beaudoin *et al.*, 1986 [14] ; Parize, 1988 [120] ; Joseph *et al.*, 1989 [88] ; Maillart, 1991 [100] ; Parize *et al.*, 2006 b [124]). Des simulations préliminaires indiquent que 20 à 50 m au-dessus de la marche, les fractures ne se développent pas verticalement mais sont inclinées de 45°. Ces zones de rupture sont interprétées comme des zones de

cisaillement et montrent que la compaction différentielle peut entraîner des déformations horizontales (Parize *et al.*, 2006 b [124]). De nouvelles simulations ont été effectuées ainsi qu'un modèle analogique approximatif de sédimentation de sédiments argileux sur un substratum structuré (Laurent, 2005 [94]).

La compaction différentielle correspond à la compaction non uniforme d'une couche de sédiments, sous un même recouvrement. Les différents résultats obtenus par simulations numériques par éléments finis ont permis de confirmer l'apparition de zones de cisaillement dans des sédiments se compactant sur un substratum structuré en utilisant :

1. différentes lois de comportement avec des paramètres approximatifs (élastique, élasoplastique...) puis en utilisant une loi de type Cam Clay, calibrée de manière à retrouver une courbe de porosité en exponentielle pour une certaine hauteur de sédiments à un instant donné,
2. différents critères (Mohr-Coulomb, Cam Clay).

Dans toutes ces simulations, les critères sont atteints au toit des marches rigides constituées par le substratum dans une zone située entre la verticale et une droite inclinée de 45°. Cette zone a une extension verticale plus ou moins développée suivant la hauteur de la colonne de sédiments et les paramètres mécaniques utilisés.

Pour essayer de mieux comprendre et visualiser le phénomène de compaction sur un substrat structuré, nous avons voulu réaliser un modèle analogique. Plusieurs couches d'argiles ont été successivement déposées sur une marche rigide dans un aquarium en plexiglas (illustrations dans l'annexe B). On peut ainsi observer au fur et à mesure la formation d'un plan de cisaillement incliné sous l'effet de la compaction mais finissant par s'estomper lorsque la succession sédimentaire atteint une certaine épaisseur.

Malheureusement, on ne peut faire directement sur le terrain une relation géométrique entre la position des dykes et la géométrie du substrat structuré. En effet, on n'observe pas le substrat structuré sur le même affleurement que les dykes. Ce phénomène de compaction différentielle a certainement eu une influence sur l'orientation des dykes en profondeur mais sa quantification reste très approximative. En effet elle va être très fortement conditionnée par la rhéologie des matériaux au moment de l'injection mais également par les conditions aux limites (possibilité ou non de déplacements horizontaux)... Dans le cas de Bevons et des injections *per descensum*, la compaction différentielle aura une influence sur les dykes à partir d'une certaine profondeur, or nous allons commencer par nous intéresser à l'initiation des injections dans la partie supérieure du massif.

4.2.3. Sédimentation sur une pente

Au moment de l'injection, les sédiments marneux se déposaient et se compactaient sur une pente. Par instabilité due à la pente, ils ont pu glisser ou même glisser par bloc (glissement initial dans la figure 4.2).

Des blocs intacts de sédiments ont été observés dans le debris flow BIG'95, à l'Ouest de la Méditerranée (Lastras *et al.*, 2002 [92], 2004 [93]) ainsi que dans le glissement de Storegga (Bryn *et al.*, 2005 [28] et Solheim *et al.*, 2005 [145]). D'autres observations ont permis de souligner des fractures « en échelon » le long de la côte américaine atlantique (Driscoll *et al.*, 2000 [43]. Ces dislocations de blocs prouvent que des sédiments en cours de consolidation peuvent se fracturer avant de glisser sur/dans des sédiments

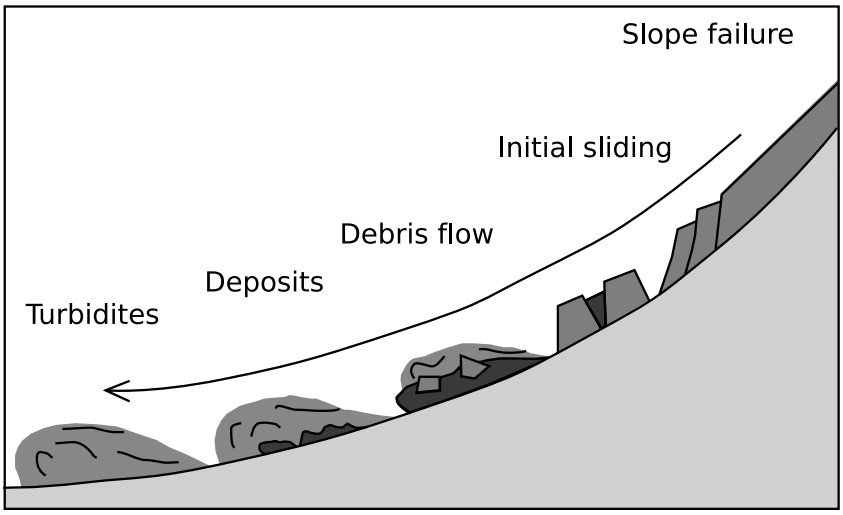


FIG. 4.2 – Représentation schématique des différentes étape d'un glissement de la rupture de plateforme à la turbidite (d'après Bryn *et al.*, 2005 [28]

non-consolidés. Dans la mesure où, dans le modèle que nous utilisons, le sable massif s'écoule sur des sédiments argileux en cours de consolidation, nous pouvons supposer que des fractures ou fissures subverticales étaient en train de se former lorsque le sable est arrivé. Ce dernier a pu ainsi facilement se propager dans ces zones fragilisées. Ceci est en accord avec le fait que le dyke observé le plus profond (275 m à l'heure actuelle) est perpendiculaire à l'écoulement du chenal. Ces observations sont tout à fait en accord avec les suppositions faites par Gottis en 1953 ([57]).

4.2.4. Conclusions

- Les discontinuités horizontales dues à la stratification sont visiblement responsables de l'orientation des sills, qui ont pu profiter de ces endroits de plus faible cohésion ou perméabilité pour s'injecter.
- La compaction différentielle ainsi que le fait que des sédiments se déposent sur une pente sont certainement des facteurs responsables d'une fissuration précoce qui s'est produite avant l'injection du sable. Des travaux ont pu mettre en valeur ces fissures précoces antérieures à l'injection grâce à une modélisation mécanique des marnes en cours de dépôt (Laurent, 2005 [94]) ou par une imagerie fine et datations de fissures sur des échantillons prélevés sur le terrain (Achour, dans Achour et Vandromme, 2005 [2]). La compaction différentielle a certainement affecté les sédiments en profondeur et donc joué un rôle sur l'orientation des dykes en profondeur, c'est bien ce que révèlent les observations de terrain. Cependant, ces fissures n'ont pas eu d'influence sur le début de l'injection 400 m plus haut.
- La sédimentation sur une pente semble le facteur le plus favorable à la création de fractures précoces sur toute l'épaisseur des sédiments par glissement de bloc. Ceci constitue donc une des hypothèses de travail dans l'étude de la fracturation précoce. Cependant, cette fracturation sera maximale en haut de pente et moins importante dans le bas de la pente. Or il semble vraisemblable que l'accumulation d'épaisseurs importantes de sable (30 m dans les cas étudiés) et l'initiation de l'injection sont plutôt produites en bas de pente, ou du moins lorsque la pente se radoucit. Cette fracturation précoce influencera donc davantage les dykes créés dans les parties les moins distales de l'écoulement.

Les modélisations réalisées dans les paragraphes suivants vont utiliser un sédiment argileux en cours de compaction (grâce à une loi de porosité) avec une résistance à la traction nulle, ce qui semble cohérent pour un sédiment en cours de consolidation. De cette manière, le massif est potentiellement fracturé : pour s'injecter le fluide n'aura pas besoin de fracturer les sédiments, juste de les écarter. Les résultats pourront ainsi éventuellement être valables dans les directions où des fissures précoces sont apparues.

4.3. Les limites de l'injection

4.3.1. Discontinuité due au chenal

Comme cela est proposé dans le scénario, le chenal est déjà creusé lorsque le sable arrive pour le remplir : il est supposé que le fond sous-marin a été parcouru par un ou plusieurs écoulements érosifs. Le chenal est remplis jusqu'en haut par le mélange de sable (figure 4.4). Dans de tels écoulements turbiditiques, la vitesse peut atteindre une centaine de $km.h^{-1}$. Cette vitesse a donc une influence sur l'injection et son effet sera d'autant plus important dans un méandre (figure F.6). Cependant pour établir un modèle simple, la composante cinétique de cet écoulement est négligée dans un premier temps : seule le pression statique de cet écoulement est prise en compte. Les résultats obtenus montrerons ainsi l'effet minimal du à cette arrivée de sable au sommet de la succession sédimentaire argileuse.

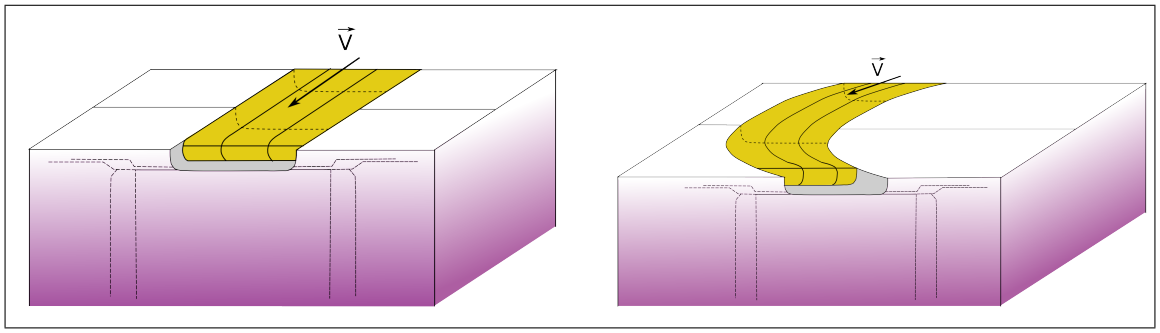


FIG. 4.3 – Schématisation de l'écoulement du sable massif dans le chenal

On suppose dans un premier temps que la concentration en sable est constante dans la mixture (plusieurs concentrations vont être testées) et que le sédiment est saturé en eau (porosité complètement remplie d'eau). L'estimation de la pression d'injection, P_{net} (pression dans l'injection moins la pression due au poids des marnes) permet de déterminer dans quelles conditions la fracturation hydraulique serait possible.

4.3.2. Calcul des contraintes dans la succession sédimentaire au moment de l'injection

L'état de contrainte du massif est calculé à partir d'une courbe de porosité. Les sédiments se trouvent sous 400 m d'eau et leur porosité est remplie d'eau. La pression fluide dans la succession sédimentaire est supposée hydrostatique. La porosité évolue selon une fonction exponentielle :

$$\phi(z) = \phi_r + \phi_a \,.\, e^{(-z/z_a)} \tag{4.2}$$

En remplissant cette porosité d'eau et en se plaçant sous 400 m d'eau, il est possible d'en déduire la contrainte verticale. Soient L l'épaisseur de la tranche d'eau, ρ_w la masse volumique de l'eau et ρ_m celle du sédiment argileux sec (figure 4.4).

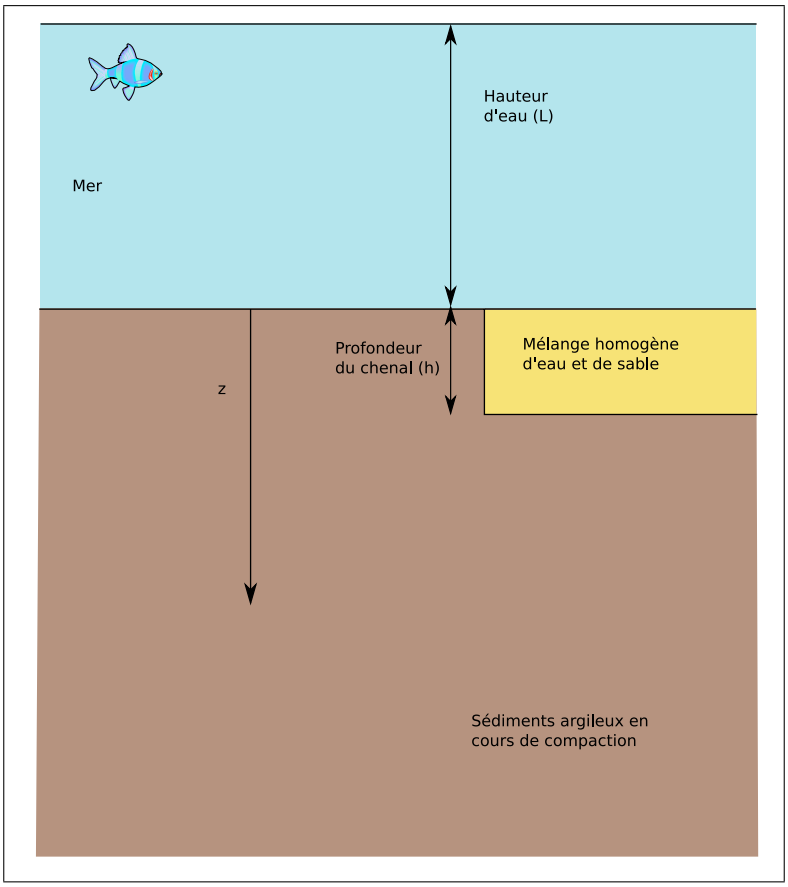


FIG. 4.4 – Schématisation de la succession sédimentaire en cours de compaction juste avant l'injection. L est la profondeur d'eau, h la profondeur du chenal et z est la profondeur mesurée à partir du paléofond de mer

$$\begin{aligned}\sigma_v(z) &= L\rho_w g + g\int_0^z \left(\phi(z)\,\rho_w + (1-\phi(z))\,\rho_m\right)\,dz \\ &= L\rho_w g + g\int_0^z \left(\phi(z)\,(\rho_w-\rho_m) + \rho_m\right)\,dz\end{aligned} \tag{4.3}$$

En intégrant, nous obtenons :

$$\sigma_v(z) = L\rho_w g + g\rho_m z + g(\rho_w-\rho_m)\left(\phi_r z + \phi_a z_a\left(1-e^{(-z/z_a)}\right)\right) \tag{4.4}$$

Si le massif a un comportement élastique et si les déformations horizontales sont bloquées (conditions œdométriques), la contrainte horizontale peut être calculée à partir de la contrainte verticale par la relation :

$$\sigma'_h = K\sigma'_v \tag{4.5}$$

σ'_h est la contrainte effective horizontale et σ'_v et la contrainte effective verticale.

$$\sigma'_h = \sigma_h - P_p \tag{4.6a}$$
$$\sigma'_v = \sigma_v - P_p \tag{4.6b}$$

P_p est la pression de pore. Dans un système hydrostatique, elle correspond au poids de la colonne d'eau :

$$P_p = \rho_w g\,(L+z) \tag{4.7}$$

Le coefficient K s'écrit sous la forme :

$$K = \frac{\nu}{1-\nu} \tag{4.8}$$

ν étant le coefficient de Poisson du sédiment, pour des sédiments très argileux, ce coefficient peut aller de 0,3 à 0,4. A titre indicatif, dans les calculs qui vont suivre, ν est pris égal à 0,35.

Si nous considérons que le mélange d'eau et de sable présent dans le chenal peut être assimilé à un fluide, la pression dans le chenal s'écrit sous la forme :

$$P(z) = L\rho_w g + g\left(C_s\rho_s + (1-C_s)\,\rho_w\right)z \tag{4.9}$$

C_s est la concentration volumique en sable du mélange, supposée homogène dans tout le chenal et ρ_s est la masse volumique des grains de sable.

Dans la suite, nous considérons que le sédiment en cours de compaction ne possède pas de résistance à la traction. Ainsi, pour qu'une fracture s'ouvre, il suffit que la pression du fluide d'injection (ici le mélange d'eau et de sable avec une concentration en sable C_s) soit supérieure aux contraintes régnant dans la succession sédimentaire. Si la pression est supérieure à la contrainte verticale, alors il sera possible de former des fractures horizontales ; et inversement, si la pression dans le fluide d'injection est supérieure à la contrainte horizontale, il sera possible de former des fractures verticales.

Les propriétés des matériaux utilisées sont :
- Masse volumique de l'eau $\rho_w = 1000\, kg.m^{-3}$
- Masse volumique des sédiments argileux secs $\rho_m = 2500\, kg.m^{-3}$
- Masse volumique du sable $\rho_S = 2800\, kg.m^{-3}$
- Accélération de la gravité $g = 9,81\ m.s^{-2}$
- Profondeur du chenal : $h = -30\ m$

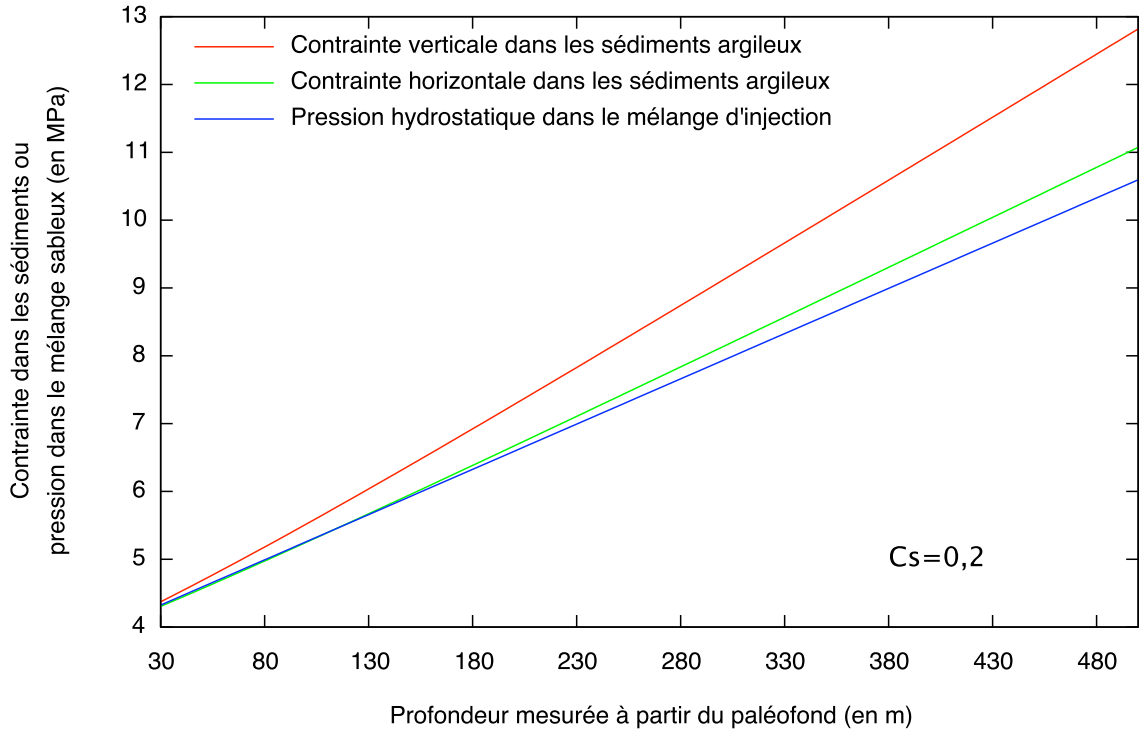
La comparaison entre la pression fluide dans le mélange d'injection et les contraintes dans le sédiment (figures 4.5 et 4.6) permet de mettre en évidence le rôle important de la concentration en sable C_s.

Pour une concentration en sable $C_s = 0,1$, le mélange est presque équivalent à de l'eau : la pression dans le mélange sableux est inférieure à la contrainte verticale et à la contrainte horizontale quelle que soit la profondeur. Dans ce cas, la pression statique est insuffisante pour pénétrer les sédiments en place. Avec une concentration $C_s = 0,2$ (figure 4.5(a)), la pression est supérieure à la contrainte horizontale au niveau du fond du chenal, jusqu'à une certaine profondeur (jusque 100 m pour $C_s = 0,2$). Des fractures verticales pourraient apparaître dans cet intervalle et aucune fracture horizontale ne pourrait s'ouvrir. Cependant, la différence entre la pression et la contrainte horizontale est faible.

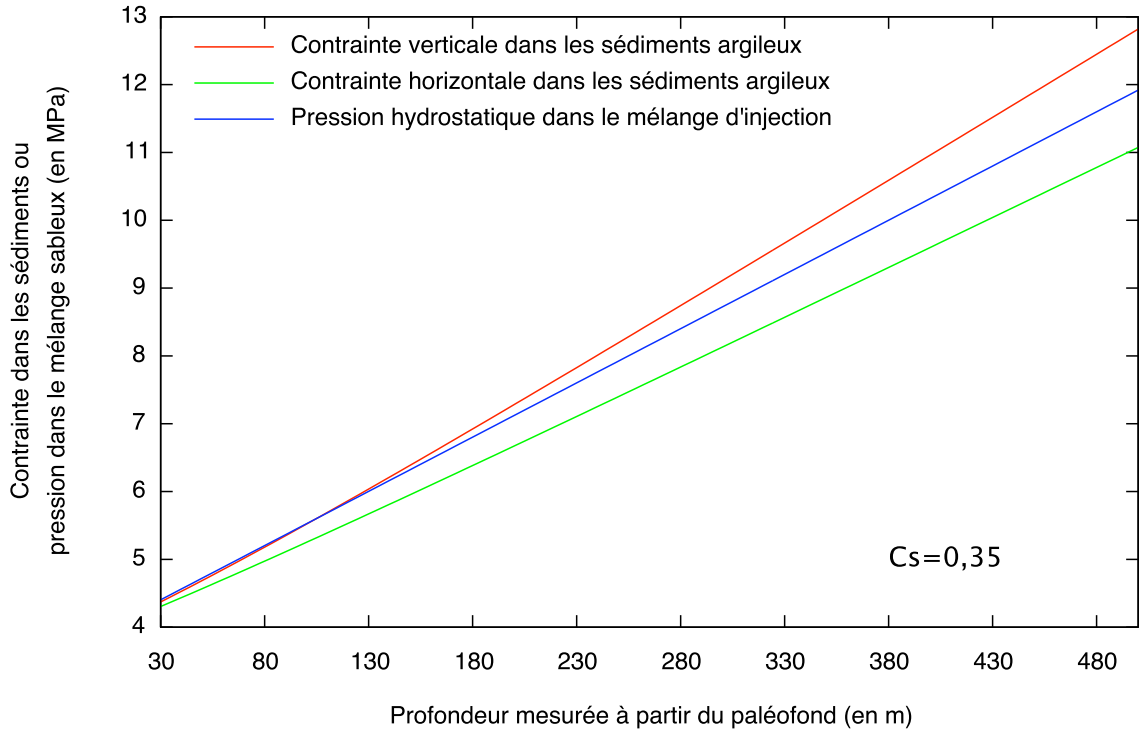
Avec une concentration $C_s = 0,35$ ou $C_s = 0,4$ (figures 4.5(b) et 4.6(a)), la pression est supérieure à la contrainte verticale dans les parties superficielles (jusque 100 m pour $C_s = 0,35$ et 200 m pour $C_s = 0,4$) ; des fractures horizontales pourraient éventuellement se former, mais uniquement dans ces intervalles de profondeur. Pour toutes les profondeurs, la pression du fluide d'injection est supérieure à la contrainte horizontale. Il serait donc possible de rencontrer des fractures verticales à toutes les profondeurs.

Pour des concentrations supérieures ou égales à $0,5$ (figure 4.6(b)), la pression du fluide d'injection est supérieure à la contrainte verticale et à la contrainte horizontale quelle que soit la profondeur. Il serait donc possible de rencontrer des fractures verticales ou horizontales à toutes les profondeurs.

Les gradients de contrainte augmentent avec la profondeur (à cause de la porosité décroissante) alors que le gradient de la pression fluide reste constant. Les orientations et la profondeur des fracturations potentielles varient suivant la valeur de la concentration en sable. La concentration maximale d'une suspension de solide est de 0,74 (empilement parfait de sphères). Or une telle concentration ne permet pas l'écoulement de la suspension, les contacts entre les grains sont trop importants, et la suspension concentrée résiste au cisaillement. Le fluide d'injection (mélange d'eau et de sable) issu du chenal a

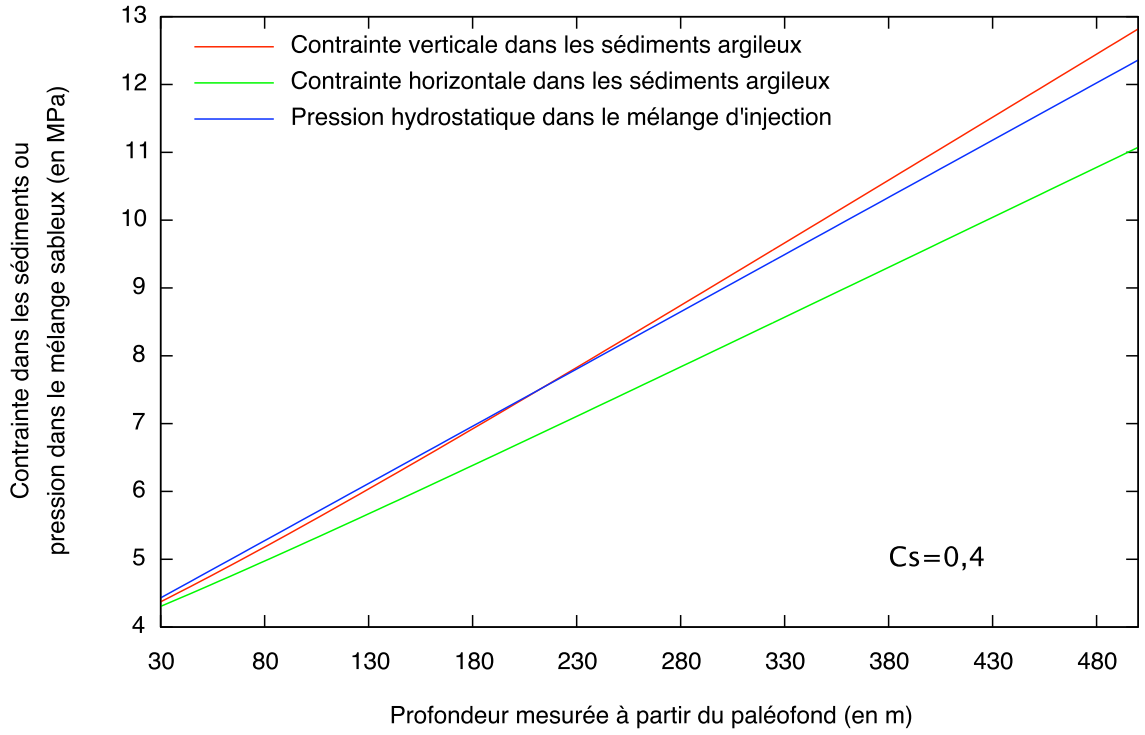


(a)

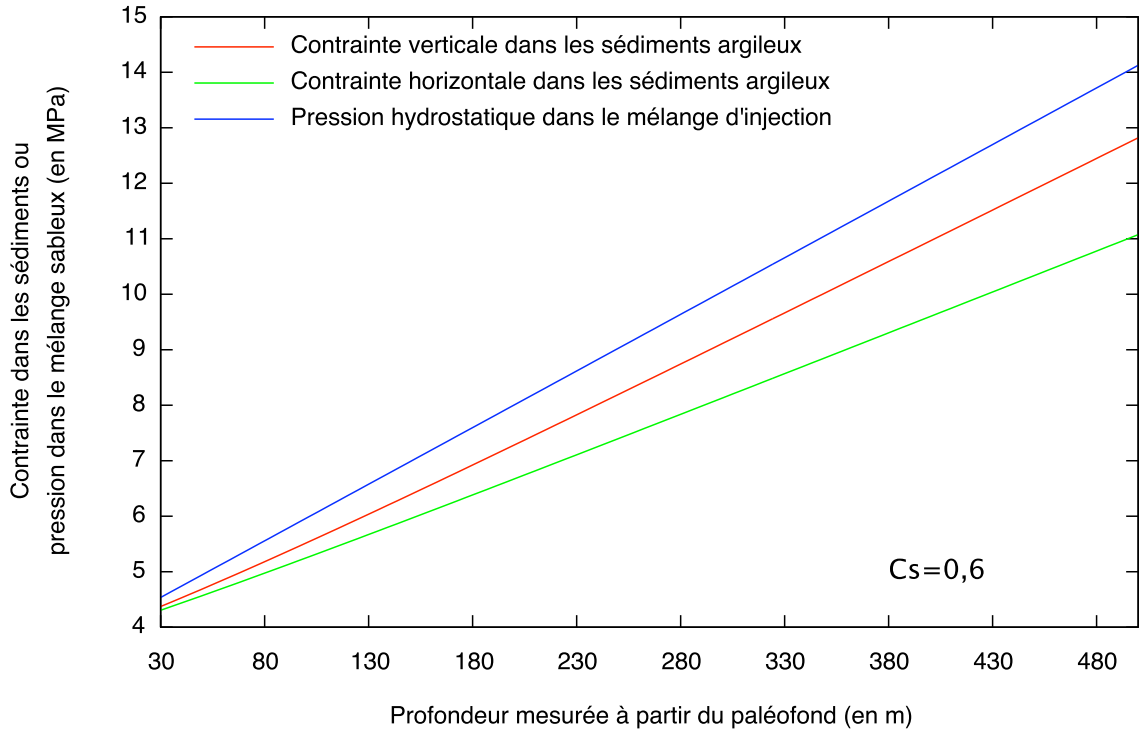


(b)

FIG. 4.5 – Comparaison entre les contraintes régnant dans le sédiment et la pression hydrostatique dans un mélange d'eau et de sable de concentration (a) $C_s = 0,2$ et (b) $C_s = 0,35$ pour un chenal de 30 m de profondeur.



(a)



(b)

FIG. 4.6 – Comparaison entre les contraintes régnant dans le sédiment et la pression hydrostatique dans un mélange d'eau et de sable de concentration (a) $C_s = 0,4$ et (b) $C_s = 0,6$ pour un chenal de 30 m de profondeur.

formé/s'est écoulé dans des fractures descendant 400 m plus bas ou 2500 m latéralement. Ceci est difficilement concevable pour une suspension avec une concentration élevée.

Le mélange d'injection aura un comportement se rapprochant de celui d'un fluide pour des concentrations plus faibles. Pour notre étude, nous supposons que la concentration en sable est au moins égale à 0,35 (valeur minimale pour que des fractures horizontales se forment).

Il ne faut pas oublier que l'on suppose qu'il règne une pression hydrostatique dans le mélange sableux, ce qui n'est probablement pas le cas si le remplissage/fracturation s'est effectué rapidement. Pendant l'injection, cette pression hydrostatique va être diminuée par des pertes de charges linéaires causées par les frottements des grains les uns contre les autres mais aussi contre les parois des fractures (contre les sédiments argileux). Ces pertes de charge seront d'autant plus importantes que la vitesse sera grande et que l'ouverture des fractures sera faible (figure 4.7).

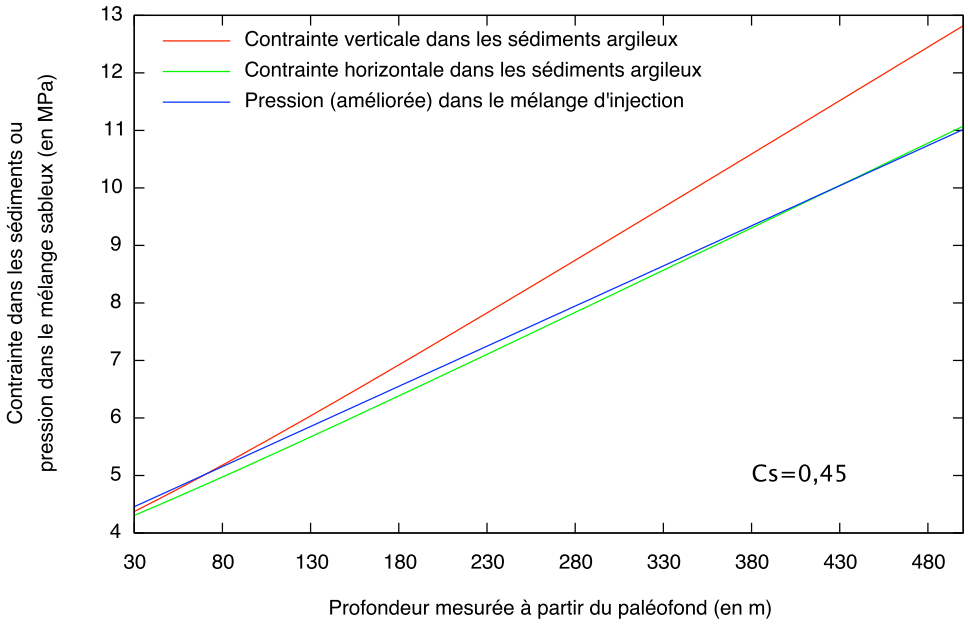


FIG. 4.7 – Schématisation de la pression dans une injection potentielle avec la prise en compte de pertes de charge linéaires

La prise en compte de ces pertes de charge pourrait justifier le fait que :
- des fractures horizontales puissent se former uniquement à de faibles profondeurs,
- des fractures verticales puissent se former à de plus grandes profondeurs, tout en étant limitées par une certaine profondeur où la pression dans l'injection deviendrait inférieure à la contrainte horizontale.

Un point important à souligner est que les injections sont localisées dans les parties distales des écoulements turbiditiques. L'écoulement turbiditique prend naissance sur la plate-forme pour descendre dans le bassin en passant dans un canyon (sous-marin) (figure 4.8). La profondeur du canyon évolue le long de la transition plate-forme/bassin : elle augmente puis diminue. Pour que des injections horizontales se mettent en place, il faut que le mélange d'injection soulève les berges du chenal. Comme nous venons de le voir, ceci n'est possible que pour de faibles profondeurs : si le chenal est trop profond, la contrainte verticale dans les sédiments sera déjà supérieure à la pression du mélange d'eau et de sable.

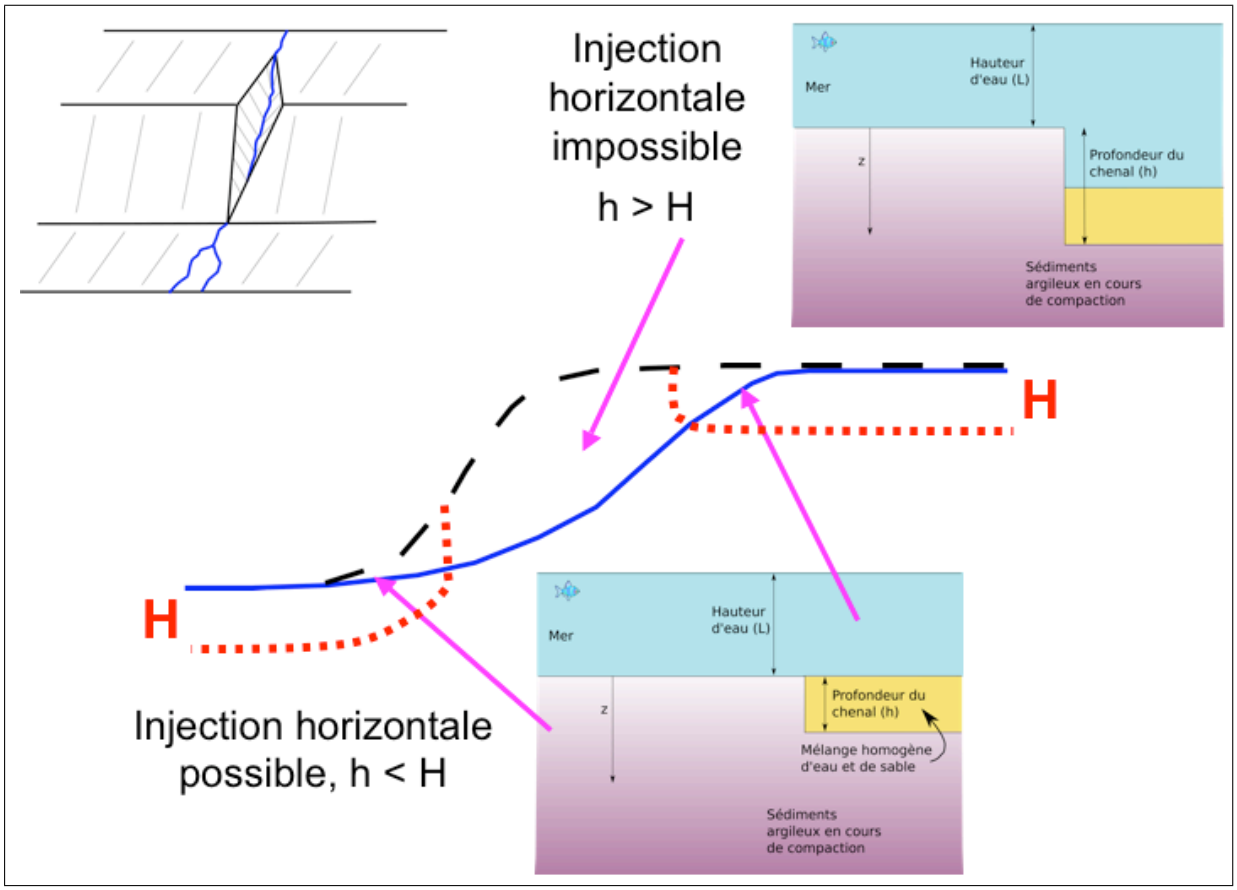


FIG. 4.8 – Schématisation du parcours d'un écoulement turbiditique et localisation des zones potentiellement injectée horizontalement

Par exemple, si nous nous plaçons dans le cas où $C_s < 0,35$ (figure 4.5(b)), les injections verticales seront possibles si le chenal est à une profondeur inférieure à une centaine de mètres. Ces valeurs numériques ne sont pas à prendre à la lettre, elles permettent juste de montrer que la localisation en partie distale est due à la faible profondeur du chenal.

4.3.3. Bilan

Les différents phénomènes entrant en jeu dans la formation des injections gréseuses rendent leur modélisation très complexe. De plus, le peu de données physiques disponibles sur les conditions exactes qui régnaient au moment de l'injection ne nous permettent pas de rétablir précisément tous les événements. Il semble que l'importance de la pression dans l'écoulement turbiditique ainsi que la différence de densité entre les deux matériaux entrant en jeu constituent un déséquilibre plus ou moins important et difficile à quantifier probablement responsable du fait que l'injection se propage plutôt vers le bas. Ceci constitue la principale différence avec les injections *per ascensum* qui sont a priori générées par des surpressions qui se dissipent vers le haut.

Pour les raisons de complexité évoquées précédemment, les problèmes vont être séparés. Ainsi, dans le chapitre 5, nous allons traiter des modèles simples de fracture hydraulique (formée par un fluide newtonien). Puis, dans le chapitre 6, nous étudierons l'écoulement d'un fluide plus complexe dans des fractures préexistantes. Ces différentes approches reposeront à chaque fois sur le même déséquilibre de pression.

CHAPITRE 5

La fracturation hydraulique

Nomenclature

- b : largeur de poutre $[m]$
- g : accélération de la gravité $[m.s^{-2}]$
- h : hauteur d'une fracture hydraulique verticale $[m]$ (ou profondeur du chenal $[m]$)
- h_f : hauteur caractéristique d'une fracture hydraulique verticale de type KGD $[m]$
- k : perméabilité $[m^2]$
- q : débit volumique dans une injection $[m^3.s^{-1}]$
- t : temps $[s]$
- v : vitesse moyenne du fluide $[m.s^{-1}]$
- x : abscisse
- C_max : fraction solide maximale d'une suspension [sans dimension]
- C_s : concentration volumique en sable [sans dimension]
- E : module d'Young $[MPa]$
- I_z : moment d'inertie (moment quadratique) $[m^4]$
- L : extension d'une fracture verticale $[m]$
- $M(x)$: moment fléchissant $[N.m]$
- P_{frac} : pression dans une fracure $[Pa]$
- P_{net} : pression d'injection $[Pa]$
- R : rayon d'une fracture hydraulique radiale $[m]$
- V_f : volume d'une fracture $[m^3]$
- V_L : volume de fuite lors de la fracturation hydraulique (leaq off) $[m^3]$
- W ou w : épaisseur d'une fracture hydraulique verticale $[m]$
- η : paramètre pour le calcul de la viscosité d'une suspension [sans dimension]
- μ : viscosité dynamique d'un fluide newtonien $[Pa.s]$
- μ_0 : viscosité dynamique de l'eau $[Pa.s]$
- $\phi(z)$: porosité des sédiments en fonction de la profondeur [sans dimension ou en pourcentage]
- ρ_m : masse volumique du sédiment argileux sec $[kg.m^{-3}]$
- ρ_s : masse volumique du sable $[kg.m^{-3}]$
- ρ_w : masse volumique de l'eau $[kg.m^{-3}]$
- σ_v : contrainte verticale $[Pa]$

5.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, il a été souligné, qu'à condition que le mélange sableux s'écoulant dans le chenal soit suffisamment chargé en sable, la pression statique qu'il exerce sur son encaissant est suffisante pour soulever ce dernier. Dans ce chapitre, cette pression (qui va être appelée P_{net} par la suite) va être utilisée comme moteur d'une fracturation hydraulique. Pour cela, un modèle de fracture hydraulique verticale va être adapté pour être appliqué à un sill.

5.2. Etat de l'art sur la fracturation hydraulique

5.2.1. La fracturation

Une fracturation hydraulique se crée en 2 étapes :
– phase 1 : rupture de la roche (amorce la fracture en dépassant la résistance de la roche),
– phase 2 : propagation (dissipation de l'énergie suivant des critères de propagation).

Définition de la rupture :
– séparation irréversible du milieu continu,
– la rupture génère une surface de discontinuité pour le champ de déplacement.

Du point de vue cinématique, il existe plusieurs modes de fracturation : le mode I (ouverture) (figure 5.1(a)) et les modes II (figure 5.1(b)) et III (glissement relatif des deux faces) (figure 5.1(c)).

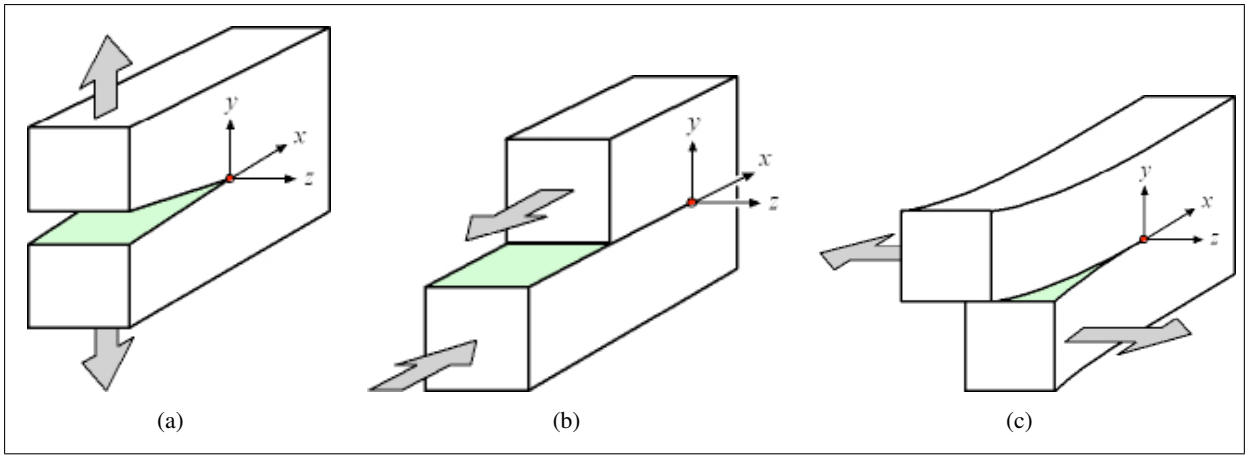


FIG. 5.1 – Schématisation des trois modes de fracturation. (a) mode I, ouverture ; (b) mode II, glissement dans le plan ; (c) mode II, glissement antiplan.

Dans le cas de la fracture hydraulique, nous nous plaçons dans le mode I. De plus, la fissure se propage dans la roche sans déformation plastique appréciable (rupture fragile).

5.2.2. Application de la fracturation hydraulique

5.2.2.1. Historique

Le procédé de la fracturation hydraulique a été conçu par l'industrie pétrolière. Les observations dans les puits sont à l'origine de cette évolution et concernaient principalement la surveillance de la pression d'injection mesurée au cours de l'injection d'eau, d'acide, de ciment ou d'hydrocarbures. En effet, il avait été observé que la pression d'injection pouvait augmenter d'abord, puis diminuer. Ce phénomène a d'abord été analysé dans le cadre de travaux d'acidification des puits. La première acidification a été réalisée en 1932, et dès 1934 le procédé était déjà très employé. Il était admis que cette évolution de la pression pouvait provenir d'une rupture de la roche sous l'effet de l'injection. L'idée d'une rupture de la formation est clairement exprimée dès 1943 et l'on essaie alors d'analyser cette rupture en dressant une statistique des pressions maximales d'injection établie à partir des pressions dans les puits forés pour le balayage à l'eau des gisements. Les informations sur l'inclinaison de la fracture sont apportées par les opérations de cimentation sous pression. Par carottage, après cimentation, on peut observer des fractures envahies par le ciment. Celles-ci apparaissent systématiquement horizontales ou verticales. La première opération destinée spécifiquement à casser la formation a été réalisée en 1947 et les fluides injectés étaient essentiellement des hydrocarbures. Le développement de la fracturation hydraulique dans sa conception actuelle date du début des années 50.

5.2.2.2. Description du procédé de fracturation

L'objectif de la fracturation hydraulique est de créer par rupture de la roche un drain perméable s'étendant de part et d'autre d'un puits. L'opération peut être décomposée en quatre phases :

1. Rupture de la roche par mise en pression d'un fluide dans le puits,
2. Développement de la fracture sous l'effet de la pression exercée par le fluide injecté,
3. Maintien de l'ouverture de la fracture,
4. Rejet du fluide de fracturation (dégorgement) et remise en production du puits.

En pratique, il faut distinguer en fonction de la troisième phase, deux types de fracturation. Dans les formations carbonatées on essaie d'augmenter de façon durable la perméabilité de la fracture en conjuguant rupture et attaque chimique de la roche : dans le procédé dit de fracturation acide, le fluide de fracturation contient de l'acide. Dans les formations gréseuses, on réalise le maintien de l'ouverture de la fracture par transport et dépôt dans celle-ci de grains solides (sable par exemple) qui constituent un « agent de soutènement » de la fracture. Statistiquement, les fracturations du deuxième type sont beaucoup plus fréquentes. Elles nécessitent pour les phases 2 et 3 des fluides spéciaux dont les fonctions principales seront de réaliser des fractures de dimension suffisante pour créer un bon drainage de la couche et d'assurer la mise en place de l'agent de soutènement. Les qualités requises pour le fluide constituent un problème difficile. Les volumes injectés au cours de fracturations de type pétrolier vont de quelques m^3 à plus de 1000 m^3. Les ordres de grandeur habituels se situent entre 20 et 200 m^3.

Les débits sont couramment de quelques $m^3.min^{-1}$ et atteignent exceptionnellement plusieurs dizaines de $m^3.min^{-1}$. Compte tenu des pressions nécessaires pour développer les fractures, les puissances de pompage mises en jeu dépassent généralement 1000 chevaux. Les fractures hydrauliques de puits ont été classées suivant leur géométrie. Les fractures horizontales (à faible profondeur) sont à symétrie de révolution par rapport à l'axe du puits (figure 5.2(a)). A un rayon, on associe une épaisseur. Au rayon maximal correspond une épaisseur nulle. Ces fractures n'ont pas beaucoup été étudiées.

Les fractures verticales (figure 5.2(b)) sont caractérisées par la distance, L entre le puits et le bout de la fracture. En tout point de la fracture, on définit :
– l'épaisseur W (entre les deux faces verticales de la fracture)
– h, la distance suivant la verticale entre deux points associés à une épaisseur nulle.

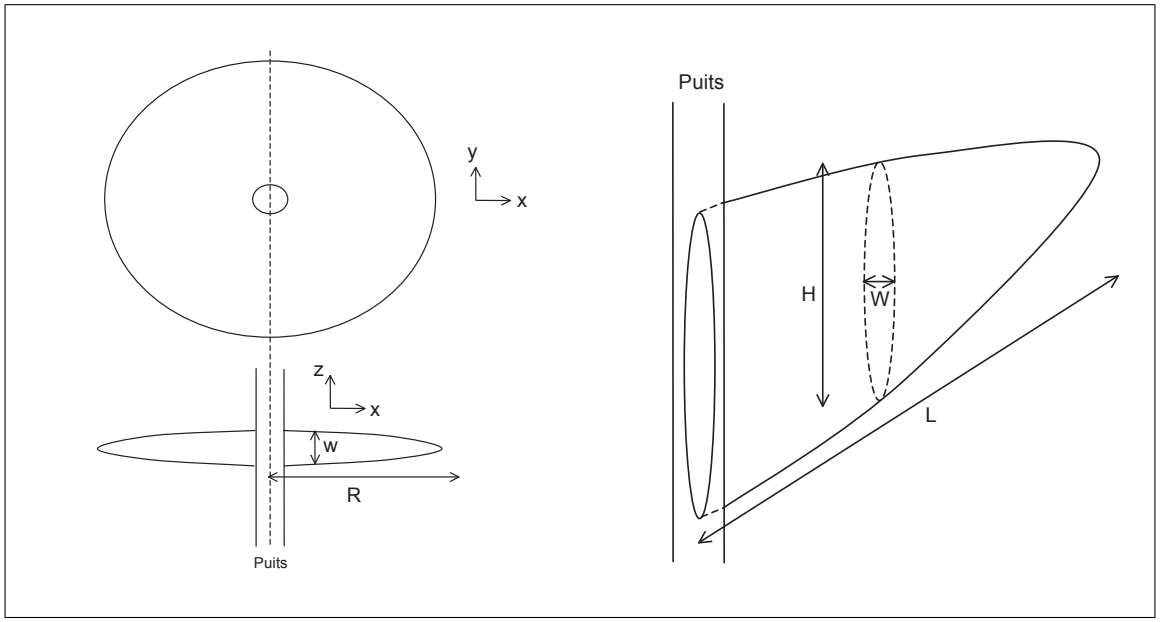


FIG. 5.2 – Coupes schématiques d'une fracture hydraulique horizontale (a) et verticale (b)

Il existe trois modèles de géométrie pour caractériser les fractures hydrauliques verticales :
– Radiale (« penny shape ») (figure 5.3). La fracture se propage dans toutes les directions à partir d'un point.
– PKN (modèle de Perkin et Kern développé par la suite par Nordgren) (figure 5.4) déformations planes dans le plan vertical et dans le plan horizontal.
– KGD (ou GdK, modèle de Geerstma et de Klerk) (figure 5.5). La section de la fracture à une forme rectangulaire (glissement des bords de la couche sur les épontes, pas d'effets de bord). La hauteur de la fracture (h_f) est constante. La coupe rectangulaire a une largeur qui tend vers 0 quand on s'éloigne du puits (xf).

Ces deux derniers types de fracture sont utilisés pour des tailles de fractures différentes. Le modèle PKN donne une bonne approximation pour les fractures qui se propagent loin (R grand) mais qui ne sont pas très hautes ($h_f << R$) alors que le modèle KGD donne de bonnes approximations pour les fractures qui ne se propagent pas loin (R petit) mais qui sont très hautes ($h_f >> R$).

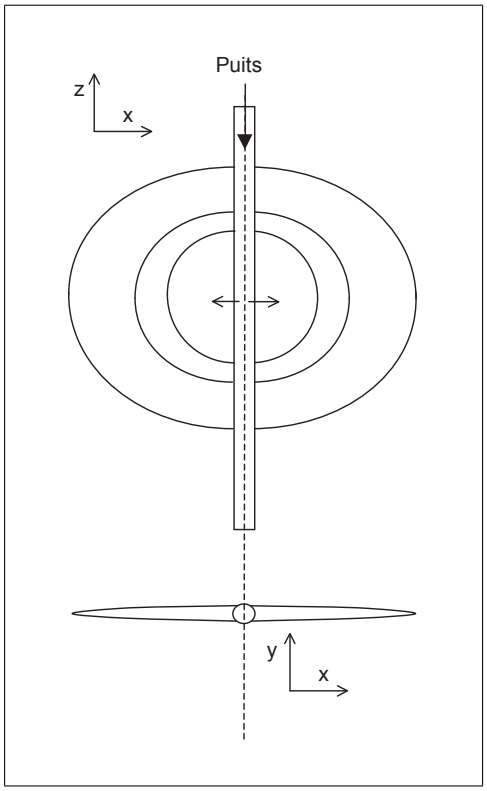


FIG. 5.3 – Modèle de fracture radiale verticale

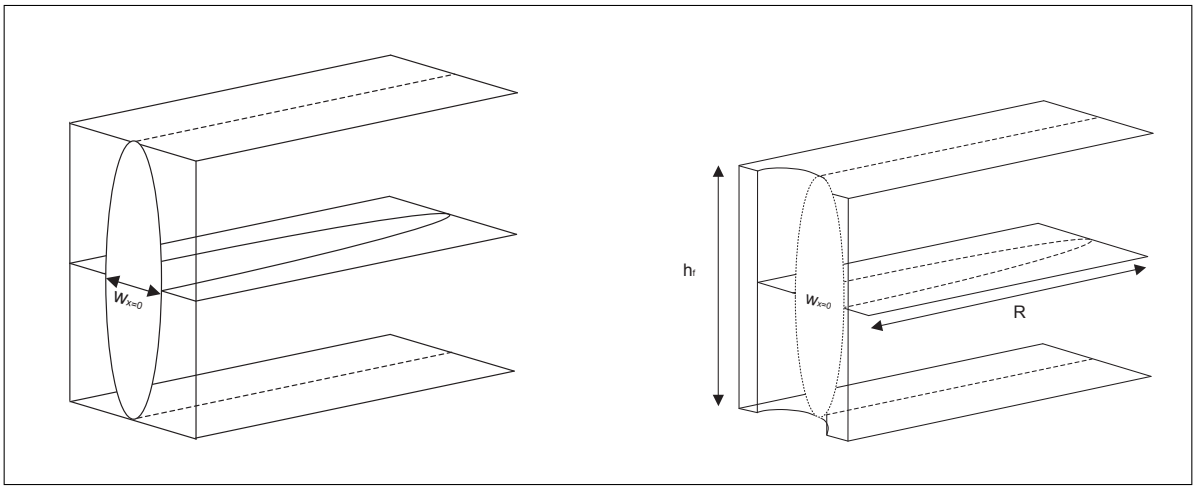


FIG. 5.4 – Modèle PKN

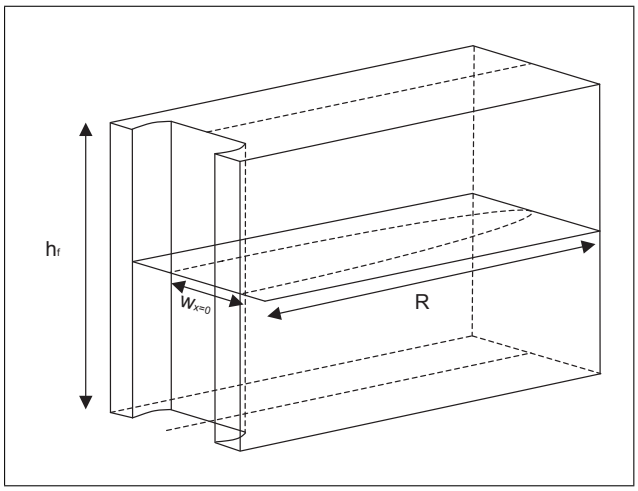


FIG. 5.5 – Modèle KGD

Les formations lithifiées peuvent avoir un effet sur les profils des fractures. Si la couche à fracturer se trouve entre des couches où règnent des contraintes plus importantes, la propagation de la fracture va être différente dans ces couches (figure 5.6).

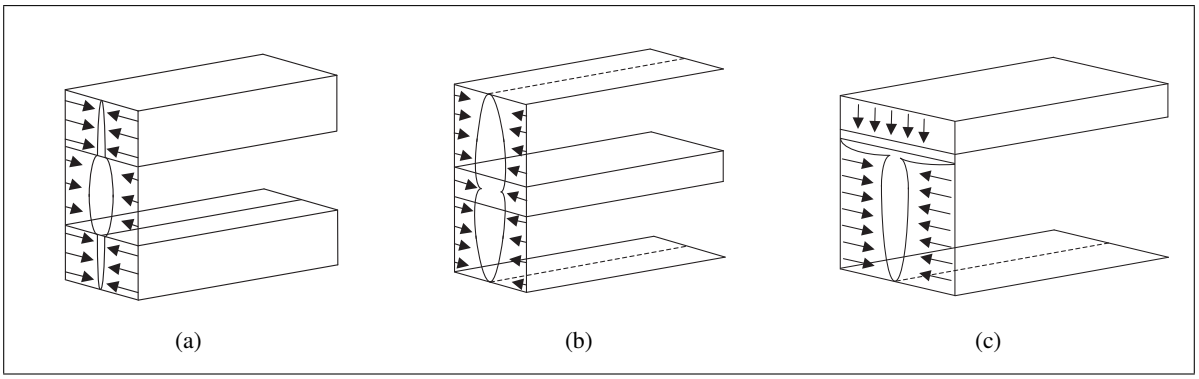


FIG. 5.6 – Effets de la stratification sur le profil des fractures hydrauliques verticales. (a) et (b) montrent l'influence de la variation des contraintes entre les différentes couches, (c) montre un profil de fracture souvent appelé « T-shape fracture ».

5.3. Application de modèles de fractures hydrauliques aux injections gréseuses *per descensum*

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, une fracture hydraulique est initiée par une pression qui dépasse les contraintes régnant dans les sédiments et la résistance à la traction des sédiments. De même que dans le chapitre 3, nous allons négliger la résistance à la traction des sédiments argileux de Rosans et de Bevons au moment de l'injection. Ainsi, l'ouverture d'une fracture et sa propagation sont contrôlées par les contraintes régnant dans les sédiments injectés, et non par un critère de propagation comme cela est le cas dans des roches « dures ».

Le moteur de l'injection est la différence entre la pression du mélange sableux dans le chenal et les contraintes régnant dans le sédiment encaissant en cours de compaction (chapitre 3). D'après les données de terrain et les premières approximations effectuées dans le chapitre précédent, il semble que l'injection se produise dans la partie distale de l'écoulement turbiditique, c'est-à-dire en bas de la pente (figure 5.7).

5.3.1. Cas des injections sableuses horizontales de Rosans et de Bevons (sills)

Pour mettre en place un modèle de fracture hydraulique pour les sills, nous supposons que les discontinuités dues à la stratigraphie et à certains niveaux de cendres volcaniques guident l'injection des sills qui va se faire selon ces plans horizontaux.

Les fractures hydrauliques horizontales sont différentes des fractures hydrauliques verticales. Les fractures hydrauliques verticales se développent préférentiellement à de grandes profondeurs (où la contrainte principale maximale est verticale) alors que les fractures horizontales se développent dans les parties su-

perficielles (où la contrainte principale minimale est verticale). Ces deux types de fractures ne diffèrent pas uniquement par leur orientation, elles ont aussi des formes différentes (figure 5.8).

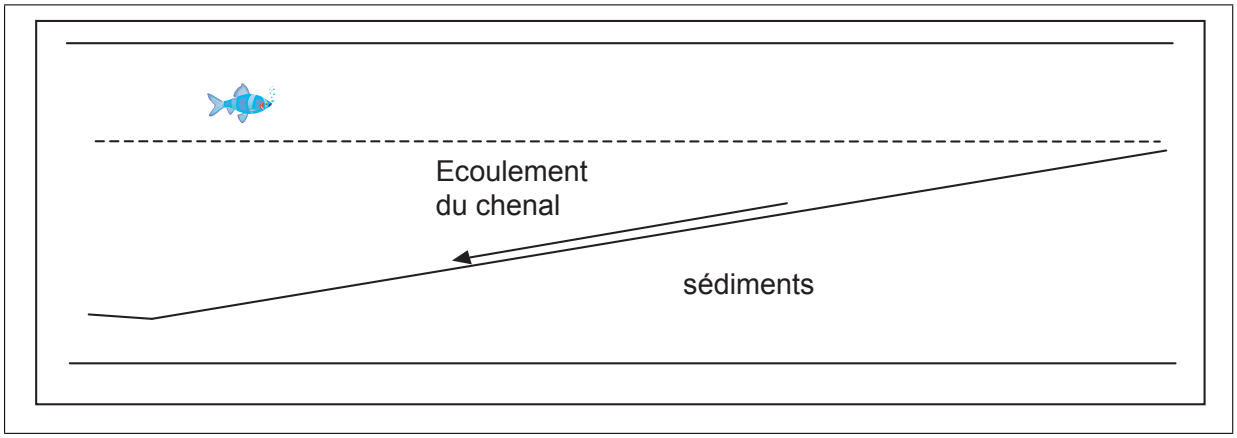


FIG. 5.7 – Différence entre une fracture verticale en profondeur et une fracture horizontale près de la surface

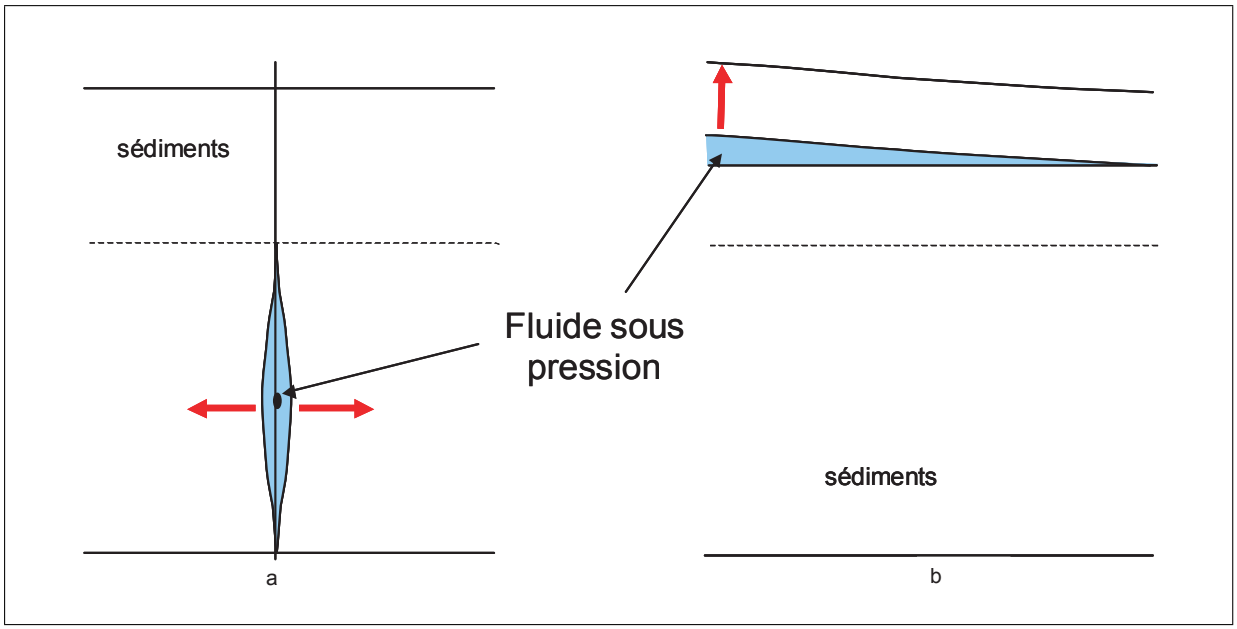


FIG. 5.8 – Différence entre une fracture verticale en profondeur et une fracture horizontale près de la surface

Dans le cas vertical, l'ouverture de la fracture entraîne des déformations des terrains environnants qui diminuent et disparaissent en s'éloignant des bords de la fracture : les déformations sont absorbées par les matériaux et la présence de la fracture n'a aucun effet sur l'état de contrainte suffisamment loin d'elle. Dans le cas horizontal, les deux faces de la fracture n'ont pas la même forme. Le côté supérieur soulève les terrains sus-jacents car la pression dans l'injection est plus grande que la contrainte verticale exercée par ces terrains. Le côté inférieur, quant à lui, reste droit, il ne se déforme pas. Généralement, les fractures verticales sont modélisées par des formes elliptiques (Perkin et Kern, 1961 [128] ; Geertsma et Klerk, 1969 [55] ; Nordgren, 1972 [116] ; Valkó et Economides, 2001 [159]). Les fractures horizontales qui sont créées à des profondeurs suffisantes sont également modélisées par formes elliptiques, mais

pour celles qui sont créées vers le haut des massifs, un autre modèle doit être utilisé. Nous proposons de comparer la couche de terrain soulevée à une poutre encastrée (figure 5.9).

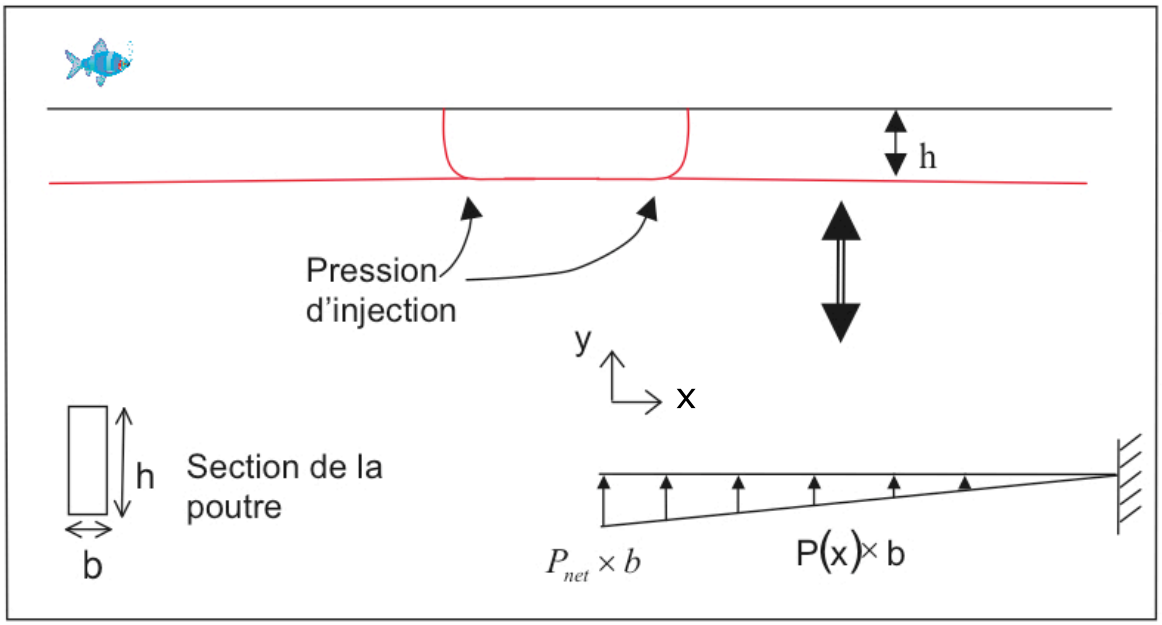


FIG. 5.9 – Schématisation d'une poutre encastrée pour modéliser le soulèvement des berges. Dans ce modèle la largeur b de la poutre est unitaire.

5.3.1.1. Modèle 2D sur une épaisseur unitaire

5.3.1.1.1. Les équations du modèle

Relation entre la pression d'injection et le débit dans la fracture

L'injection est contrôlée par la valeur de P_{net}, si la pression au fond du chenal est suffisante pour soulever les berges du chenal.

$$P_{net} = P_{frac} - \sigma_v \tag{5.1}$$

Considérons un fluide newtonien s'écoulant dans une fracture comparable à deux plans parallèles de longueur h_f et séparés d'une distance w. Pour un écoulement laminaire (ce qui est le cas le plus fréquent dans des fractures hydrauliques), la perte de charge pour une longueur Δx de la fracture est :

$$\frac{\Delta P_{net}}{\Delta x} = v\frac{\mu}{k} = \frac{12\mu q}{h_f w^3} \tag{5.2}$$

v est la vitesse moyenne du fluide ($m.s^{-1}$), k est la perméabilité ($k = \frac{w^2}{12}$) et μ est la viscosité du fluide de fracturation ($Pa.s$).

Supposons que h_f est grande devant les autres dimensions (l'ouverture w, la profondeur du chenal h...) et que l'injection s'effectue de manière uniforme sur toute cette longueur. Dans ce cas, nous pouvons travailler sur une tranche unitaire en prenant $h_f = 1m$. Ceci revient, en quelque sorte à utiliser un modèle de fracture du même type que le modèle KGD pour les fractures verticales (cf. 5.2.2.2).

On obtient ainsi l'expression suivante :

$$P_{net} = \int_0^L \frac{12\mu q}{1w\,(x)^3}\,dx \tag{5.3}$$

Expression de l'ouverture de la fracture

Pour déterminer $w(r)$, la couche de sédiments argileux soulevée est considérée comme une poutre encastrée (figure 5.9) de section h x b (h est la profondeur du chenal). La résistance des matériaux peut être utilisée pour estimer la déformation d'une poutre encastrée, sous laquelle est appliquée une pression linéaire, grâce à l'expression (Timoshenko, 1981 [156]) :

$$EI_z \frac{d^2w}{dx^2} = -M\,(x) \tag{5.4}$$

E est le module d'Young du matériau (MPa), I_z le moment d'inertie (moment quadratique) (m^4) et $M(x)$ est le moment fléchissant ($N.m$).

Pour une poutre de hauteur h et de largeur b : $I_z = \frac{bh^3}{12}$.

Le calcul du moment fléchissant d'une poutre encastrée, soumise à une pression linéaire et l'intégration de l'équation permet d'obtenir l'ouverture de la fracture (détail des calculs dans l'annexe C) (figure 5.10) :

$$w\,(x) = \frac{P_{net}b}{120EI_z}\left(-\frac{x^5}{L} + 5x^4 - 15L^3x + 11L^4\right) \tag{5.5}$$

Volume de fluide injecté

$$\int_0^t q\,dt = V_f + V_L \tag{5.6}$$

q est est le débit volumique au point d'initiation de la fracture, t est le temps écoulé depuis le début de l'injection, V_f est le volume de la fracture et V_L correspond au volume de fuite, qui s'injecte dans l'espace poreux des matériaux hôtes.

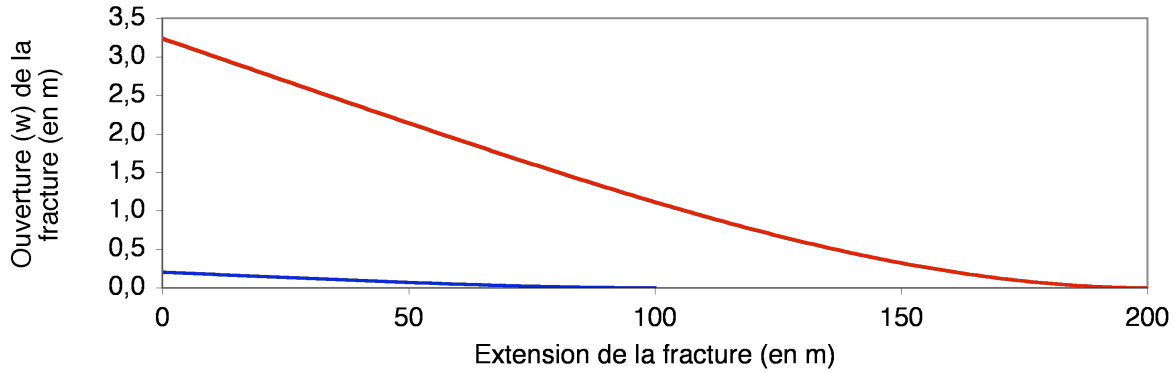


FIG. 5.10 – Représentation de l'ouverture d'une fracture horizontale de 100 m et de 200 m pour une concentration volumique en sable de 0,4 en utilisant le modèle de poutre encastrée.

Nous allons négliger ces fuites dans un premier temps en supposant que le fluide ne peut pas se propager dans les argiles : tout le mélange injecté reste dans la fracture, donc $V_L = 0$.

Pour un écoulement entre deux plaques parallèles :

$$\int_0^t q\,dt = \int_0^L w(x) h_f x\,dx \tag{5.7}$$

Sur une tranche unitaire de longueur L, cette expression devient :

$$\int_0^t q\,dt = \int_0^L w(x) x.1\,dx \tag{5.8}$$

En utilisant l'expression de l'ouverture 5.5, nous obtenons :

$$\int_0^t q\,dt = V_f = \frac{50 P_{net} b L^6}{5040 E I_z} \tag{5.9}$$

5.3.1.1.2. Les limites de l'approximation de la poutre

L'expression 5.5 ne peut être utilisée que si la longueur de la poutre est grande devant sa hauteur ($L >> h$). En effet, au début de l'injection, la couche de terrain soulevée va se déformer, c'est-à-dire que les déplacements subis par les matériaux en contact avec le fluide injecté vont être différents de ceux subis par les sédiments constituant la surface (figure 5.11).

Pour quantifier la longueur d'injection à partir de laquelle les matériaux soulevés peuvent être assimilés à une poutre, des simulations numériques simples ont été effectuées pas éléments finis. Une fracture horizontale, de longueur variant entre 5 m et 100 m et située à la base d'un chenal profond de 30 m, est soumise à une charge triangulaire. Celle-ci vaut 1 MPa à l'entrée de la fracture et 0 à son extrémité. Cette charge est volontairement exagérée pour accentuer les effets produits. Dans ces simulations le matériau utilisé est élastique, son module d'Young est de 1000 MPa (valeur pour un matériau assez souple) et son coefficient de Poisson est de 0,3 (figure 5.12) (Plus de détails sont exposés dans l'annexe D).

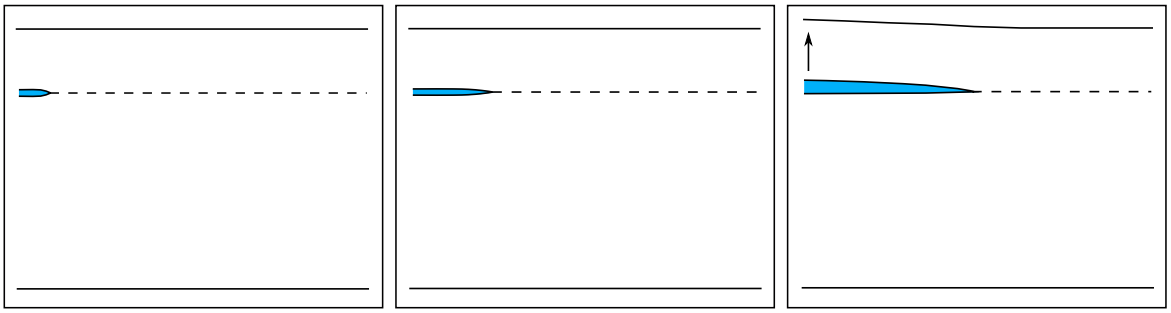
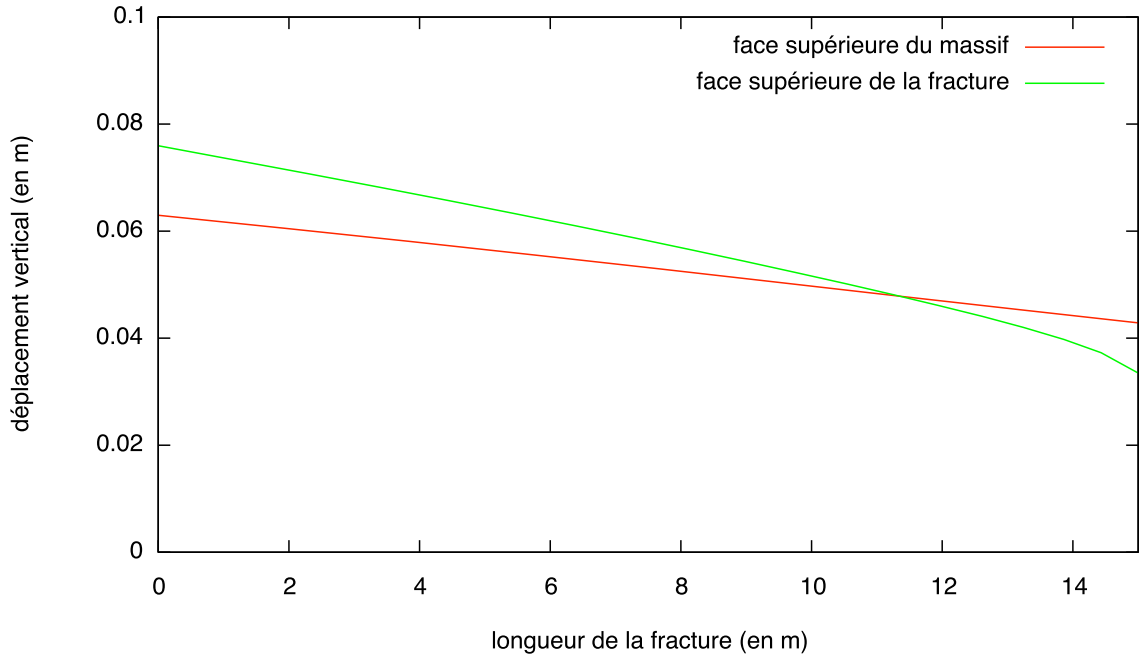
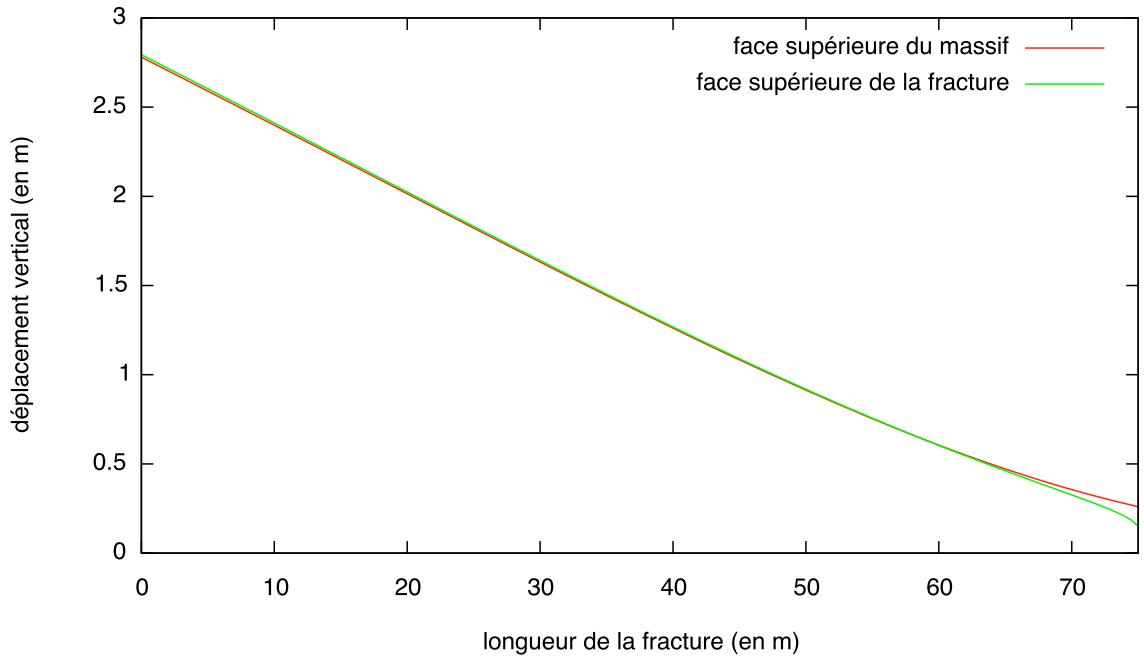


FIG. 5.11 – Schématisation des premières phases de l'injection. A partir d'une certaine longueur d'injection les matériaux soulevés peuvent être assimilés à une poutre.

Pour une fracture horizontale de 75 m, il semble que l'approximation de poutre commence à être possible : les déplacements de la face supérieure de la fracture et ceux du paléofond de mer au-dessus de cette fracture sont égaux. Dans la suite de notre travail, nous allons donc considérer que les sédiments soulevés ont un comportement de poutre encastrée à partir du moment où l'injection horizontale aura atteint ces 75 m.



(a)



(b)

FIG. 5.12 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture (a) pour une fracture de 15 m de long et (b) pour une fracture de 75 m. Ces valeurs sont obtenues grâce à des simulations numériques par éléments finis, le matériau utilisé est élastique, son module d'Young est de 1000 MPa (valeur pour un matériau assez souple) et son coefficient de Poisson est de 0,3. La fracture est soumise à une charge triangulaire exagérée

5.3.1.2. Adaptation du modèle en 2D (épaisseur unitaire) à une fracture radiale

Les équations

Pour une fracture radiale (figure 5.13) :

$w(r)$ est l'ouverture la fracture en fonction de r, coordonnées cylindriques

$$\int_0^t q\,dt = \int_0^R 2\pi r w(r)\,dr \tag{5.10}$$

R est le rayon de la fracture au temps t

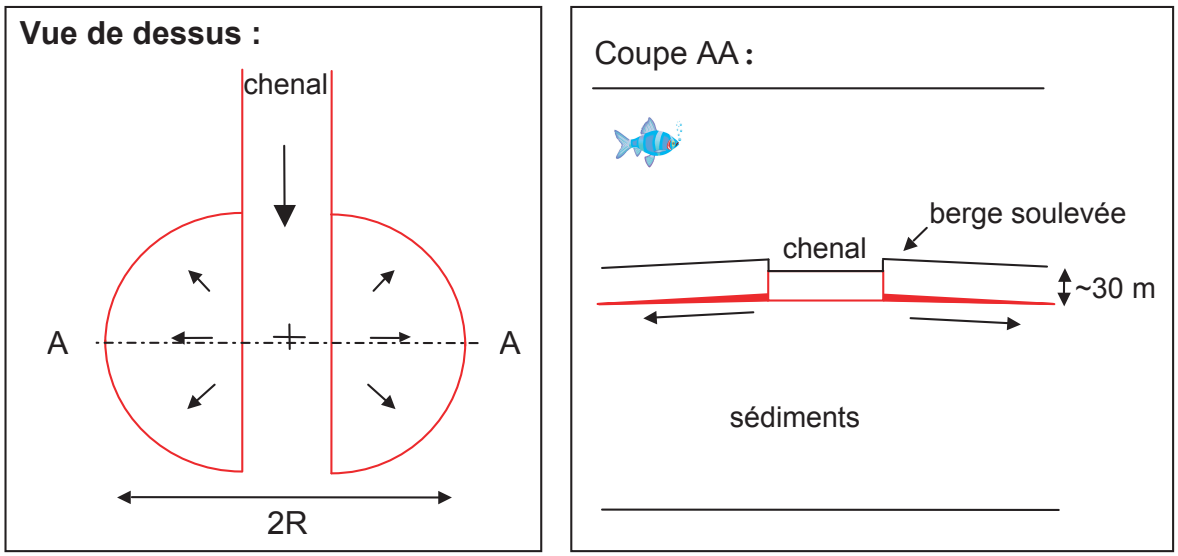


FIG. 5.13 – Schématisation d'une fracture hydraulique radiale dans la partie distale de l'écoulement

Pour une fracture entre deux plaques circulaires :

$$\frac{\Delta P_{net}}{\Delta r} = \frac{6\mu q}{\pi w\,(r)^3} \tag{5.11}$$

En intégrant sur le rayon R de la fracture et en supposant qu'au bout de la fracture P_{net} vaut zéro (la pression dans la fracture devient égale à la contrainte verticale), on obtient :

$$P_{net} = \int_0^R \frac{6\mu q}{\pi r w\,(r)^3}\,dr \tag{5.12}$$

5.3.1.3. Résultats obtenus

Les données utilisées

Pour résoudre ce système nous avons besoin de plusieurs paramètres :

- Les masses volumiques des différents matériaux (ρ_w, ρ_w, ρ_m),
- Une courbe de porosité pour les sédiments argileux ($\phi(z)$),
- La profondeur du chenal (h),
- Le module d'Young des sédiments soulevés (de la poutre) (E),
- La teneur en sable du mélange d'eau et de sable (C_s),
- La viscosité du mélange (μ).

Tous ces paramètres ont un effet important sur les résultats numériques, nous allons donc traiter certains cas représentatifs pour souligner leur effet. Comme nous l'avons vu précédemment, la concentration en sable va conditionner la pression d'injection, mais sa valeur n'est pas clairement établie. C'est donc principalement ce paramètre que nous allons faire varier ainsi que la viscosité qui en découle.

Pour exprimer la viscosité, nous utilisons le modèle de Krieger-dougherty pour des suspensions (sans cohésion).

$$\mu = \mu_0 \left(1 - \frac{C}{C_{max}}\right)^{-\eta\, C_{max}} \tag{5.13}$$

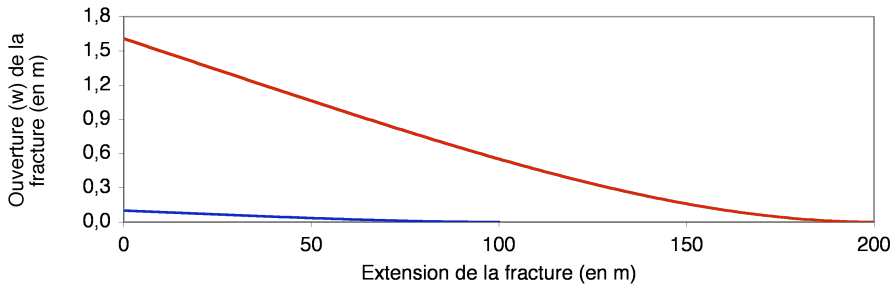
- μ_0 et la viscosité dynamique du fluide dans lequel le solide est en suspsension, ici l'eau de mer
- C_s est la concentration en sable
- C_{max} est la fraction solide maximale (0,64)
- η est un paramètre empirique et vaut classiquement 2,5

Les détails des calculs se trouvent dans l'annexe E.

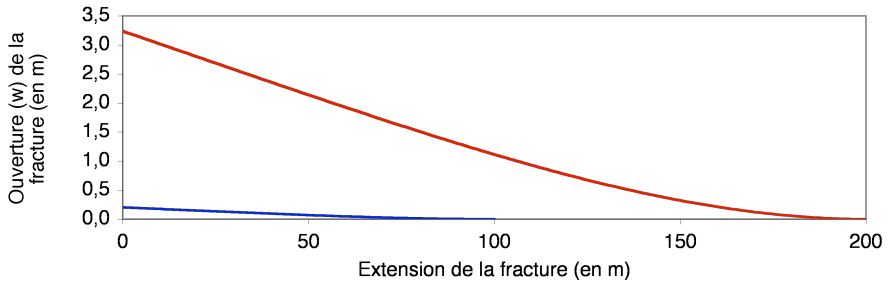
Ouverture de la fracture en fonction de la concentration

Les ouvertures obtenues pour différentes concentrations de sable et pour des longueurs de fractures horizontales de 200 m (figure 5.14) sont métriques. Ces épaisseurs sont obtenues en injectant un mélange d'eau et de sable suivant une certaine concentration volumique. Les observations de terrain, à l'heure actuelle, présentent des injectites constituées de grès : les grains de sable sont tous en contact. Une partie de l'eau du mélange d'injection s'est échappée après l'injection sous le poids des sédiments. Les épaisseurs calculées à l'aide de ce modèle ne sont donc pas les mêmes que celles que nous pouvons observer aujourd'hui : elle doivent être diminuées en fonction de la concentration volumique en sable utilisée. Ainsi un sill formé à l'aide d'un mélange d'injection constitué de 40 % de sable verra son épaisseur diminuer lorsque l'eau va s'échapper, ceci jusqu'à ce que les grains de sable soient en contact (dans l'injection la concentration en sable sera d'environ 74 %). L'épaisseur du sill va diminuer de moitié. De la même manière, si la concentration d'injection est de 50 %, l'épaisseur finale vaudra $2/3$ de l'épaisseur initiale.

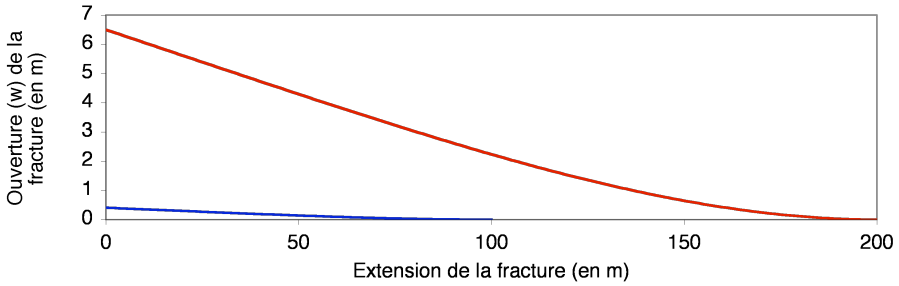
Evolution du débit en fonction de l'extention de la fracture et du temps



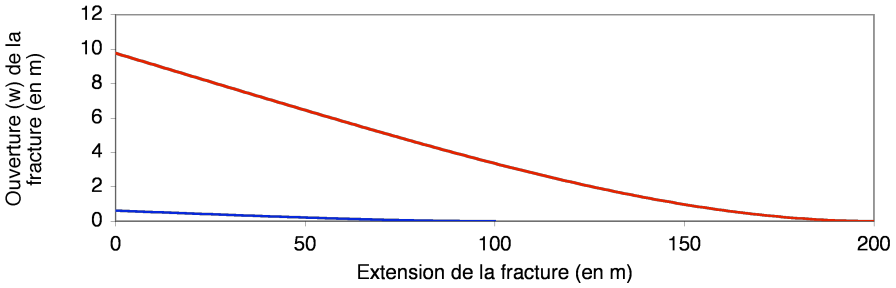
(a)



(b)



(c)



(d)

FIG. 5.14 – Ouverture d'une fracture horizontale (selon le modèle 2D de fracture hydraulique horizontale) pour une extension de 100 et 200 m pour des concentrations en sable de (a) 0,35 ; (b) 0,4 ; (c) 0,5 ; (d) 0,6. L'ouverture maximale (à gauche des graphiques) représente le soulèvement des berges sous l'action de la pression du mélange sableux, qui est plus lourd que les sédiments qu'il soulève.

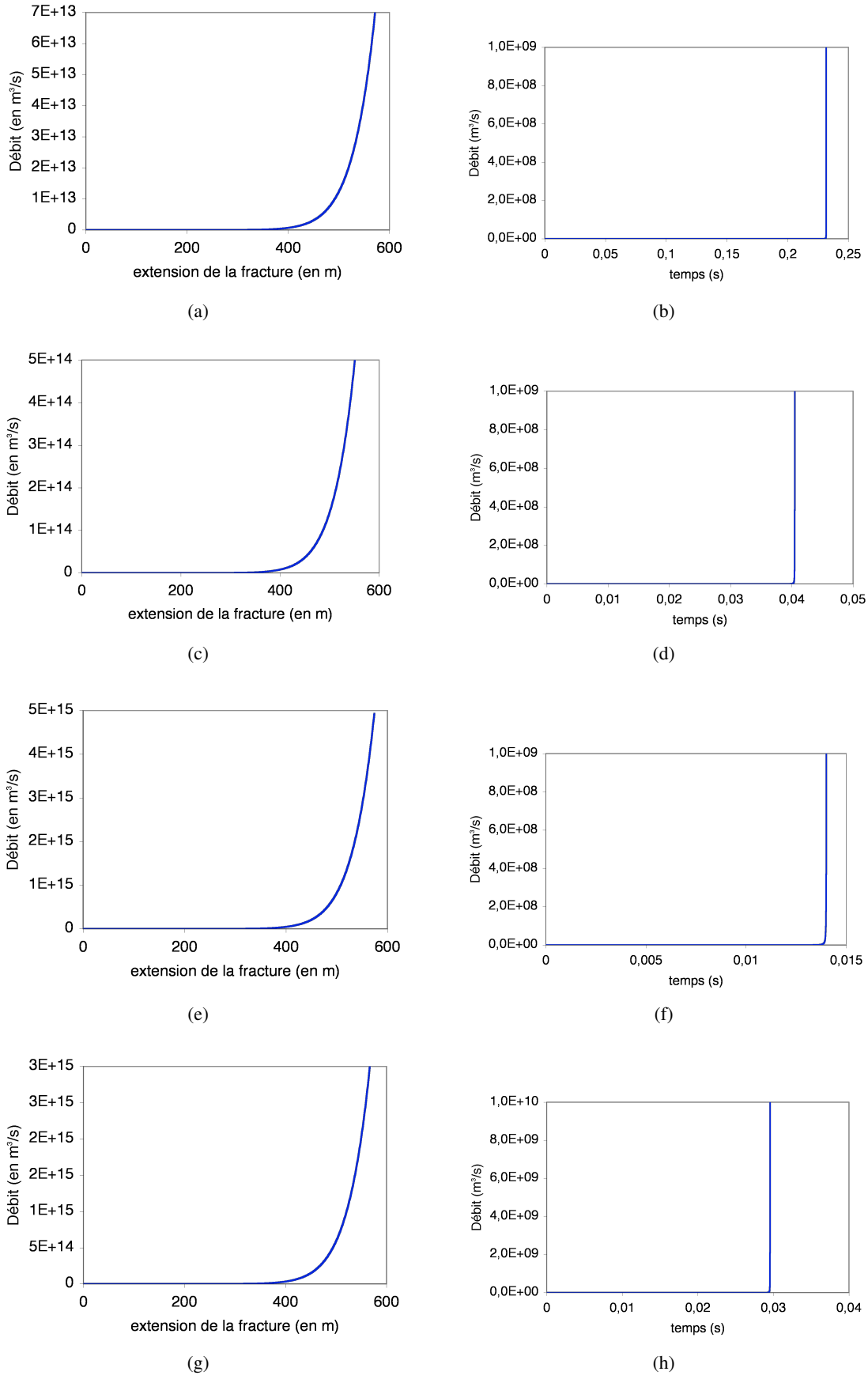


FIG. 5.15 – Débits obtenus pour le modèle de fracture hydraulique horizontale en 2D sur une épaisseur unitaire. Représentation de l'évolution du débit en fonction de l'extension de la fracture (1^{re} colonne) et du temps (2^{me} colonne) pour des concentrations en sable de (a) et (b) 0,35 ; (c) et (d) 0,4 ; (e) et (f) 0,5 ; (g) et (h) 0,6.

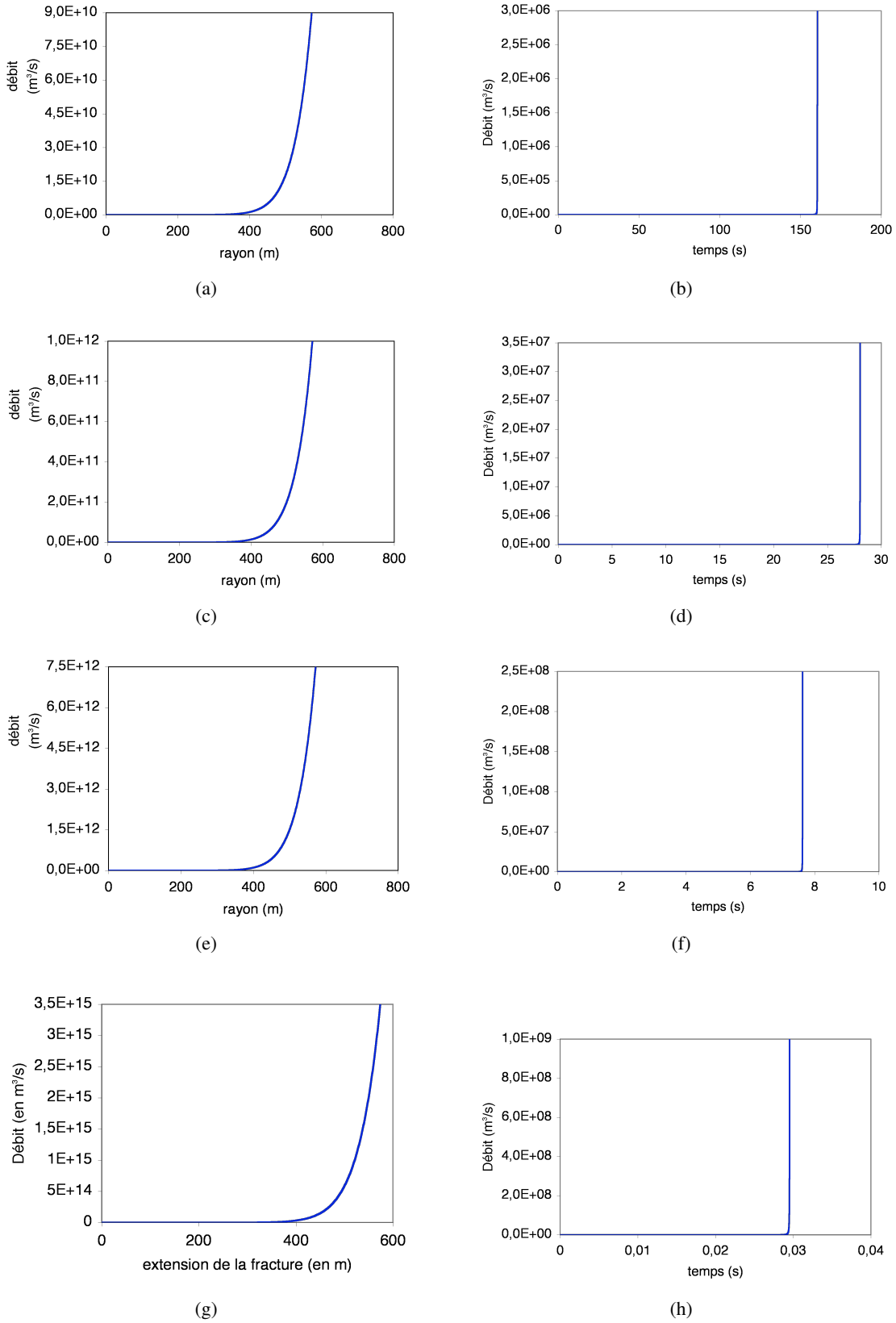


FIG. 5.16 – Débits obtenus pour le modèle de fracture hydraulique horizontale radiale. Représentation de l'évolution du débit en fonction de l'extension de la fracture (1^{re} colonne) et du temps (2^{me} colonne) pour des concentrations en sable de (a) et (b) 0,35 ; (c) et (d) 0,4 ; (e) et (f) 0,5 ; (g) et (h) 0,6.

Avec ce modèle, si l'on continue à propager ces fractures, les ouvertures ne cesseront d'augmenter pour arriver jusqu'à des ouvertures d'un ordre de grandeur aberrant (plus de 30 m de soulèvement au niveau des berges, ce qui est supérieur à la profondeur du chenal). Ce modèle ne limite pas l'ouverture de la fracture car il utilise un modèle de poutre soumise à une pression triangulaire constante dans le temps. Or, si le mélange d'eau et de sable soulève une couche de marnes de plus de 30 m, la pression va devenir négative, ce qui va rendre l'injection impossible. Ce modèle doit être amélioré car la pression ne reste pas constante dans le temps ; ceci est dû au soulèvement de la poutre qui entraîne l'augmentation de la contrainte verticale et certainement aussi à cause du changement de comportement du mélange sableux au cours de l'injection (frottement entre les grains de sable et les marnes, perte d'eau (« leak off ») dans les marnes, dissipation d'énergie à cause de la propagation de la fracture, etc.).

Pour ces mêmes raisons, les débits obtenus ont des ordres de grandeur exagérés (figures 5.15 et 5.16). Dans la mesure où les ouvertures calculées ne cesseront d'augmenter, les débits augmenteront eux aussi.

Cependant, en première approximation, ce modèle montre que l'injection sableuse est envisageable en supposant que :
– Le déséquilibre dû aux deux densités différentes est le mécanisme moteur,
– L'injection suit des plans préférentiels (discontinuités stratigraphiques, niveaux de cendres...),
– ce déséquilibre reste constant dans le temps,
– le comportement d'un sédiment argileux est comparable à celui d'une poutre encastrée.

5.3.1.4. Les changements de niveau stratigraphique

Les observations de terrain montrent que les sills ont tendance à remonter vers le paléofond (figures A.11 et A.12). Ceci peut s'effectuer de manière continue (le sill remonte doucement) ou de manière plus brutale en formant des « marches d'escalier ». Dans ce dernier cas, le sill traverse un niveau stratigraphique verticalement pour continuer à se propager sous le niveau qui lui est supérieur, en le soulevant. Pour traiter ce problème, l'analogie à une poutre encastrée peut être utilisée pour améliorer la compréhension de ce phénomène.

Si la poutre est encastrée à une seule extrémité, des contraintes de tractions apparaissent le long de toute la fibre inférieure.

Pendant l'injection et à partir d'une certaine longueur d'injection, la contrainte de traction peut éventuellement devenir supérieure à la résistance à la traction du matériau constituant la poutre et provoquer la rupture de la poutre (figure 5.17). L'injection peut alors profiter de cette fragilisation et passer au-dessus de cette poutre par la fracture (direction vers laquelle les contraintes diminuent). L'injection va ensuite rencontrer une surface plus difficile à fracturer (figure 5.17), reprendre une trajectoire horizontale et soulever une autre poutre de hauteur plus faible que la première. Le même phénomène peut se reproduire plusieurs fois et ainsi expliquer les changements de niveau stratigraphique des injections gréseuses observées sur le terrain.

L'utilisation de données de terrain (Rosans) pourrait permettre d'établir des ordres de grandeur de la résistance à la traction des « poutres », en utilisant l'espacement entre les changements de niveau stratigraphique.

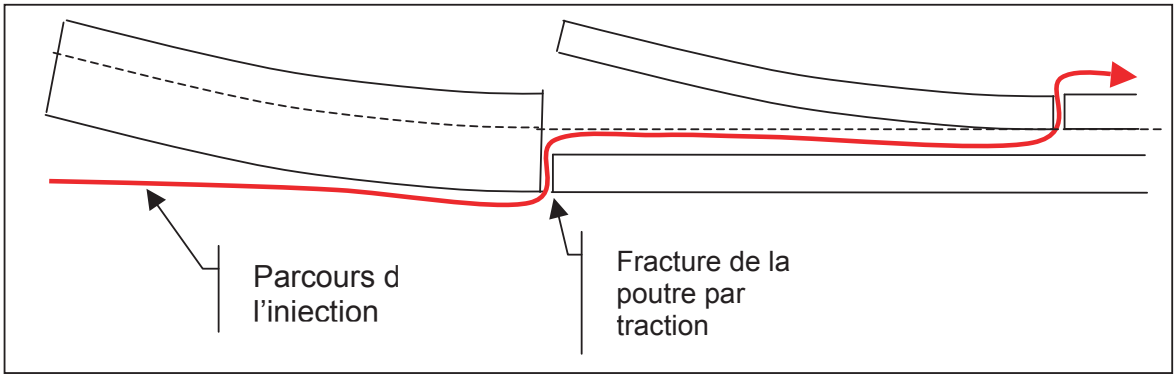


FIG. 5.17 – Schématisation de la formation d'un sill en supposant que les terrains soulevés ont un comportement de poutre encastrée.

Sur les affleurements de Saint-André-de-Rosans, le sill le plus développé (celui qui s'éloigne le plus loin perpendiculairement à l'axe du corps nourricier) est celui qui est injecté au niveau stratigraphique le plus bas atteint par le chenal, il est appelé sill « inférieur » (Parize, 1988 [120]). Pour cette étude, nous considérons un chenal de 30 m de profondeur. Les changements de niveau stratigraphique du sill « inférieur » ont été cartographiés (Parize, 1988 [120]) sur le côté situé au SO du chenal sur plus de 600 m. Aux abords du chenal, le trajet parcouru par ce sill est plutôt chaotique (bifurcations, changements de niveau stratigraphique vers le haut ou vers le bas…), sa trajectoire ne présente pas un motif récurrent précis. En revanche, en s'éloignant, plusieurs marches d'escalier (changement de niveau stratigraphique vers le haut) peuvent être observées. Ainsi, à environ 400 m du chenal, le sill parcourt 65 m à 30 m de profondeur pour ensuite changer brutalement de niveau en remontant de plus d'1 m. Il continue horizontalement sur 80 m pour ensuite monter d'une soixantaine de centimètres puis parcourir à nouveau horizontalement une distance de 117 m pour remonter de 2,5 m. Il se termine par une dernière petite marche (35 m horizontalement puis une remontée de 30 cm) qui va être négligée dans un premier temps, ses dimensions étant faibles devant les trois autres.

D'après ces observations, plus le sill s'éloigne du chenal, plus l'intervalle entre deux marches est grand. Ce propos doit tout de même être modéré car, seuls trois changements de niveau sont pris en compte et aucune conclusion ne peut être tirée quant à l'épaisseur verticale.

Le chenal est profond de 30 m et est rempli de sable, il ne possède pas de levée et le panache est négligé. Trois systèmes de « poutre » encastrée (cf. précédemment) peuvent être caractérisés à partir de la figure 5.18, par une longueur l et une hauteur h.

Cette schématisation montre que la longueur des poutres augmente avec l'éloignement par rapport un chenal. Plus une poutre est élancée, plus le moment de flexion dans l'encastrement est grand et plus la contrainte de traction est grande dans la fibre inférieure. La poutre se casse lorsque la contrainte de traction devient du même ordre de grandeur que la résistance à la traction du matériau constituant la poutre. Comme nous l'avons vu précédemment, plus nous nous rapprochons de la surface, plus les

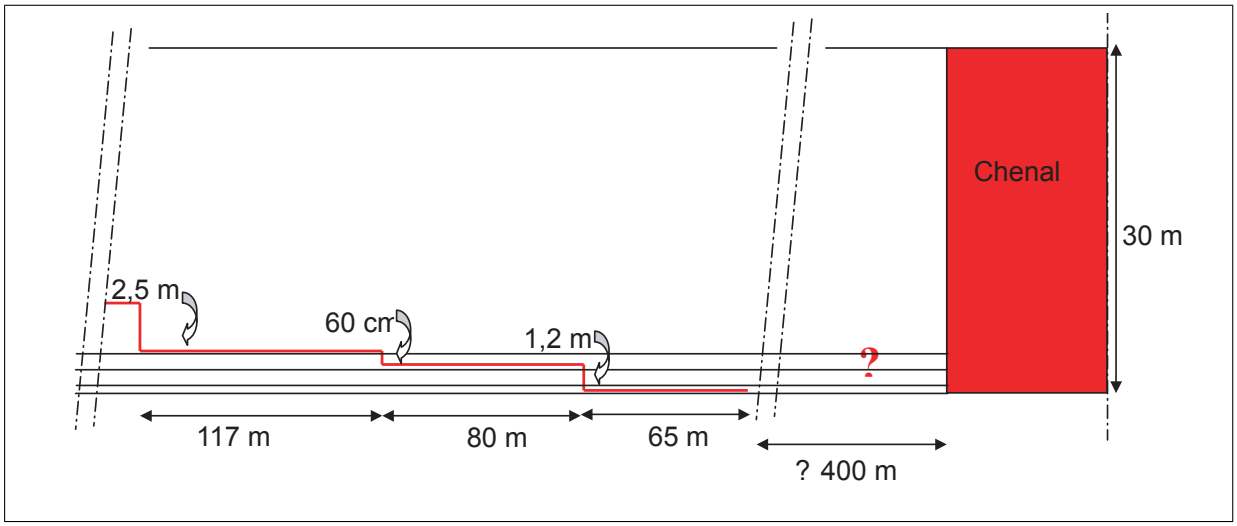


FIG. 5.18 – Schématisation d'un grand sill de Rosans qui présente plusieurs sauts stratigraphiques.

marnes ont une faible résistance à la traction. Or dans cet exemple, plus nous nous rapprochons de la surface et plus les poutres sont élancées. Ce résultat pourrait donner une indication sur la diminution de la pression exercée par le mélange sableux au fur et à mesure de son injection (à cause des pertes de charge, etc.)

Remarque importante :

Comme il l'a été signalé précédemment, de l'eau va s'échapper des injectites après l'injection. Ce phénomène pourra à son tour générer des fractures ou de la fissuration dans les marnes situées au-dessus par :
- le fluide en circulation,
- mais également par le fait que les sédiments soulevés vont redescendre en partie, jusqu'à ce le mélange d'injection soutiennent le poids de ces sédiments (un fois que les grains de sable seront en contact).

Ces mouvements consécutifs de déformations pourront ainsi être responsables de plusieurs phases de fracturation/fissuration. La présence de « marches d'escalier » accentuera d'autant plus les déformations et facilitera les circulations de fluide aux endroits anguleux.

5.3.2. Formation des dykes par fracturation hydraulique

Pour les dykes, de la même manière que pour les sills après leur mise en place, l'eau contenue dans le mélange d'injection va être dissipée dans les matériaux environnants. L'ouverture de ces fractures au moment de l'injection était donc certainement plus importante que celle observée actuellement.

Un logiciel de fracturation hydraulique (TERRAFRAC©) a été testé pour modéliser des dykes. Ce logiciel permet de produire des fractures pouvant atteindre 400 m de profondeur et une extension latérale de 400 m basées sur des formes elliptiques. En revanche, les fractures produites ne s'ouvrent que de quelques centimètres alors que nous pouvons observer des dykes bien plus épais à l'heure actuelle. Les

injections effectuées avec ce logiciel ne peuvent se faire qu'à un débit constant et n'ont pas permis de modéliser des fractures de dimensions comparables à celles des dykes. Il a donc été choisi de développer un modèle analytique de propagation d'un dyke dirigé par une pression constante et non par un débit constant.

Plusieurs modèles de fracturation hydraulique ont été développés dans le monde pétrolier. Ils ont été établis pour pouvoir prédire la localisation, l'extension en fonction des débits et des volumes de fluides sableux (« proppant ») nécessaires. Deux grands modèles de fractures hydrauliques sont utilisés : Le modèle KGD et le modèle PKN. Ces deux modèles reposent sur une géométrie de base elliptique. Dans le modèle KGD (figure 5.5), l'ouverture de la fracture à n'importe quelle distance du puits ne dépend pas de la position verticale, i.e. sa section est rectangulaire. Le modèle PKN (figure 5.4) suppose la propagation d'une fracture verticale de hauteur fixée car confinée dans une zone réservoir (c'est-à-dire que les contraintes dans les couches du dessus et du dessous sont suffisamment importantes pour empêcher la propagation de la fracture en dehors de la zone réservoir).

Ces modèles ne peuvent être appliqués tels quels pour modéliser la formation d'un dyke. En effet, lors de la formation d'un dyke, l'écoulement s'effectue vers le bas alors que dans le modèle KGD ou même PKN les seuls mouvements de fluide pris en compte se font à l'horizontale. Un dyke ressemblerait davantage à une fracture hydraulique créée à partir d'un puits horizontal. Pour pouvoir appliquer ces modèles à la formation des dykes *per descensum*, il est donc nécessaire de les « retourner » pour que la propagation se fasse dans le sens de la gravité et non à l'horizontale (figure 5.19).

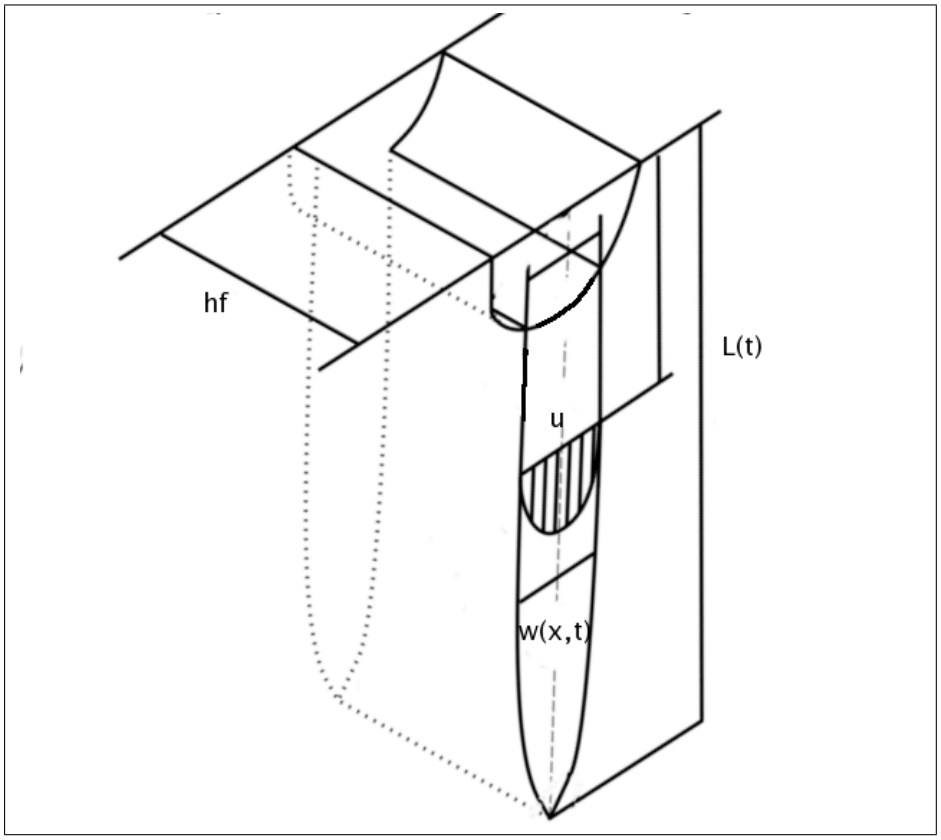


FIG. 5.19 – Adaptation du modèle KGD pour un dyke

Ne connaissant pas précisément l'extension des dykes, il a été choisi dans un premier temps de traiter ce cas en deux dimensions (déformations planes). Pour cela, le modèle KGD a été adapté. Il est supposé

que son extension est infinie, une tranche unitaire est étudiée. Comme pour le modèle de fracture radiale horizontale, trois équations doivent être résolues simultanément : la conservation du volume de fluide, la forme (l'ouverture, donc le volume) de la fracture, les relations entre le débit et la pression (équation d'écoulement du fluide).

Le fait d'ajouter la gravité dans l'équation d'écoulement du fluide et de prendre en compte l'évolution de la contrainte verticale avec la profondeur rend le problème difficile à résoudre analytiquement (demi-fracture verticale dans un milieu semi-infini).

Il a donc été décidé d'utiliser une autre méthode pour décrire et approcher les dimensions d'un dyke formé par fracturation hydraulique à partir d'un sill : un modèle qui tient compte du gradient fluide et qui simplifie les calculs en discrétisant le terrain en couches horizontales. Ceci nous permet ainsi de superposer des couches de différentes densités pour simuler des sédiments en cours de compaction.

Dans ce modèle, la longueur de la fracture considérée est divisée en un nombre discret de cellules. Ceci est équivalent aux modèles plans, excepté que seule une direction est discrétisée au lieu de deux. Dans ce modèle, l'écoulement fluide est essentiellement horizontal le long de la fracture et la mécanique solide est typiquement simplifiée en supposant des déformations planes dans n'importe quelle section. Comme pour le modèle PKN, ces hypothèses rendent le modèle raisonnable pour le cas d'une fracture confinée, pour laquelle la longueur est grande devant la hauteur. Ces deux hypothèses permettent de séparer les mécanismes du solide (et de rupture) de l'écoulement fluide. Les déformations planes impliquent que chaque section agit indépendamment des autres. De plus, l'hypothèse d'un écoulement à une dimension implique que la pression dans une section est toujours :

$$p = p_{cp} + \rho g y \tag{5.14}$$

p_{cp} est la pression le long d'une ligne horizontale partant du centre des perforations et est la distance verticale mesurée à partir du centre des perforations et y est la distance verticale mesurée à partir du centre des perforations.

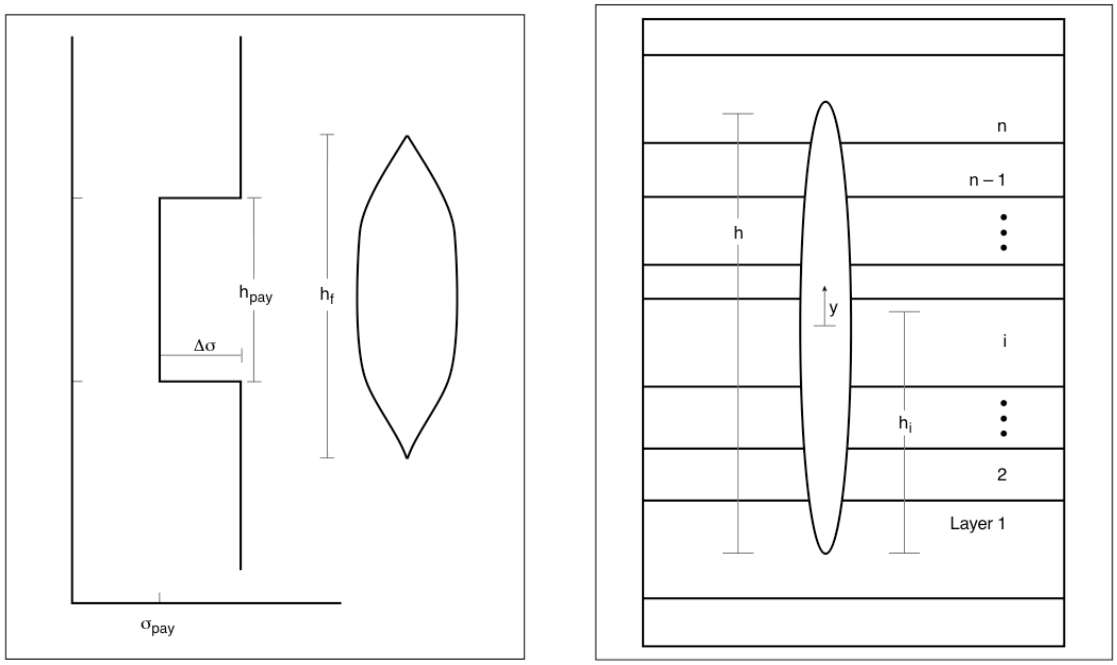
Remarque : dans le domaine pétrolier, les perforations correspondent aux points d'injection, ils sont répartis le long des puits, suivant les matériaux rencontrés. Ce modèle s'applique à la fracturation hydraulique provoquée pour stimuler les réservoirs naturels et les rendre plus productifs, il doit donc être adapté pour pouvoir éventuellement s'appliquer aux dykes. L'équation 5.14 n'est valide que si l'extension de la fracture verticale est suffisamment lente pour que le gradient de pression résultant de l'écoulement vertical soit négligeable.

Ce modèle a été développé par Simonson *et al.* en 1978 [143] dans le cas de trois couches symétriques (figure 5.20(a)) et Fung *et al.* en 1987 [53] en ont dérivé une solution plus générale pouvant s'appliquer à des cas non symétriques en contrainte (figure 5.20(b)).

Leur méthode a permis d'en déduire un profil d'ouverture de la fracture :

$$w(y) = \frac{4}{E'}\left(p_{cf} + \rho_f g\left(h_{cp} - y\right) - \sigma_n\right)\sqrt{y\left(h_f - y\right)}$$
$$+\frac{4}{\pi E'}\sum_{i=1}^{n-1}\left(\sigma_{i+1} - \sigma_i\right)\left[\left(h_i - y\right)cosh^{-1}\left(\frac{y}{|y-h_i|}\frac{h_f - 2h_i}{h_f} + \frac{h_i}{|y-h_i|}\right) + \sqrt{y\left(h_f - y\right)}cos^{-1}\left(\frac{h_f - 2h_i}{h_f}\right)\right] \tag{5.15}$$

- p_{cp} est la pression au centre des perforations,
- σ_i est la contrainte de fermeture dans la couche i,
- ρ_f est la masse volumique du fluide,
- y est l'élévation mesurée à partir de l'extrémité inférieure de la fracture,
- h_{cp} est la hauteur du centre des perforations,
- h_i est la hauteur du dessus de la couche i mesurée à partir du bout inférieur de la fracture (figure 5.20(b)).



(a) (b)

FIG. 5.20 – Développements d'une fracture verticale dans le cas symétrique

Le profil de fracture obtenu avec cette méthode impose que la fracture soit fermée en haut. La figure 5.21 montre le résultat obtenu pour une fracture verticale de 100 m avec le point d'injection en haut de celle-ci. Ce modèle n'est pas prévu pour avoir des points d'injection à l'extrémité des fractures. Dans le cas des dykes, les fractures sont alimentées par le haut et vont être par conséquent plus ouvertes en haut qu'en bas. Ce modèle était intéressant car il prenait en compte l'évolution verticale des contraintes mais il s'avère qu'il est réservé au cas où les fractures sont confinées. Les dykes sont plutôt des fractures qui se développent dans des milieux semi-infinis, ils doivent pouvoir s'ouvrir au point d'injection. Ce modèle n'est donc pas adapté aux dykes, mais pourra en revanche être utilisé dans les cas d'injections *per ascensum*, qui se développent sous recouvrement, donc dans un milieu confiné.

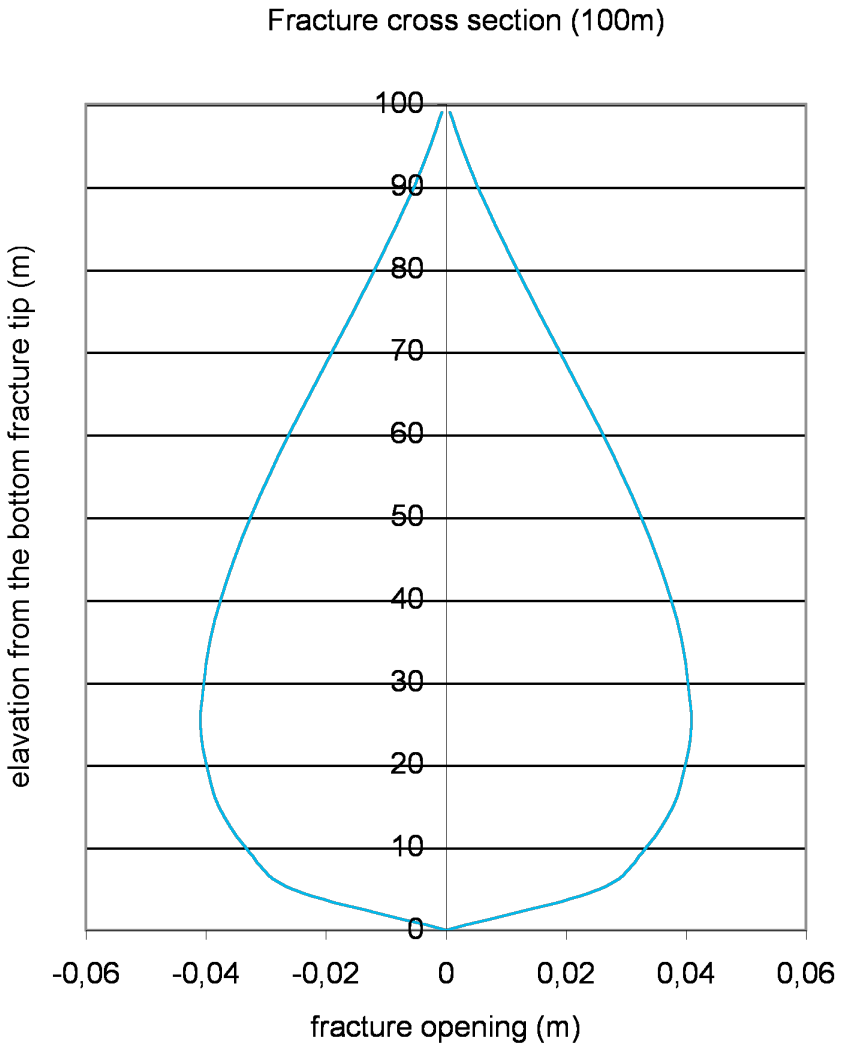


FIG. 5.21 – Ouverture d'une fracture verticale de 100 m calculée avec le modèle de Fung *et al.* de 1987 [53]. Dans cet exemple les contraintes dans les sédiments sont calculées grâce à une courbe de porosité. Pour pouvoir appliquer la formulation de Fung, la succession sédimentaire a été discrétisée en couches : une valeur moyenne est utilisée pour chaque couche. L'orientation de l'axe des ordonnées est inversée : les distances sont mesurées à partir du point le plus profond de la fracture ($y = 0$). Le point d'injection ($y = 100$) se situe 30 m sous le paléofond de mer.

5.4. Conclusion

Le modèle développé pour les sills nécessite des améliorations. Les valeurs de débit calculées avec ce modèle sont beaucoup trop élevées car aucun élément n'a été pris en compte pour stopper l'injection (pas de dissipation d'énergie du fluide en contact avec les sédiments). Cependant ce modèle montre que la pression d'injection (P_{net}) est suffisante pour générer des débits importants et donc entraîner une injection rapide.

Les modèles de fracture hydraulique verticale existants ne sont pas satisfaisants pour modéliser un dyke. Ceci est essentiellement dû au fait que les sédiments injectés ne sont pas des roches dures et qu'il se situent à des profondeurs faibles au moment de la formation des dykes.

Ces deux approches montrent la difficulté à caractériser les déformations et la fracturation d'un sédiment en cours de compaction, donc plutôt mou dans le haut du massif. De plus ces modèles ne tiennent pas compte du fait que le mélange d'injection est fortement chargé en sable et qu'il n'a pas un comportement newtonien. Pour ces raisons, le chapitre suivant va être plutôt focalisé sur le comportement de ce mélange d'eau et de sable en le faisant s'écouler dans un réseau de fractures déjà formées mais en accord avec les observations de terrain.

Troisième partie

INTÉGRATION D'UN MODÈLE MÉCANIQUE DANS UN MODÈLE GÉOMÉTRIQUE HEURISTIQUE

CHAPITRE 6

Modélisation de l'injection sableuse par l'écoulement d'un fluide à seuil dans un réseau

Nomenclature

- g : accélération de la gravité [$m.s^{-2}$]
- e_i : demi-épaisseur du segment i [m]
- l_i : longueur du segment i [m]
- z : profondeur sous le paléofond de mer [m]
- z_a : paramètre empirique pour exprimer une loi de porosité [m]
- e : demi-ouverture d'une fracture [m]
- L : extension d'une fracture [m]
- $P_{intrusion}$: pression d'intrusion appliquée à l'extrémité d'une injection [Pa]
- N : nombre d'itérations
- Q : débit volumique dans une injection [$m^3.s^{-1}$]
- W : largeur d'une injection (souvent unitaire)[m]
- β : coefficient d'intrusion [$kg.m^{-4}$]
- ΔP : pertes de charge par frottement pariétal [Pa]
- ΔP_{total} : pertes de charge totales par frottement pariétal [Pa]
- μ_b : paramètre du modèle de Bingham [$Pa.s$]
- ϕ_0 : porosité initiale [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_a : paramètre empirique pour exprimer une loi de porosité [sans dimension ou en pourcentage]
- ϕ_r : porosité résiduelle [sans dimension ou en pourcentage]
- $\phi(z)$: porosité des sédiments en fonction de la profondeur [sans dimension ou en pourcentage]
- ρ : masse volumique du fluide d'injection [$kg.m^{-3}$]
- $\rho_{massif}(z)$: masse volumique du masse argileux en fonction de la profondeur [$kg.m^{-3}$]
- ρ_m : masse volumique des marnes sèches [$kg.m^{-3}$]
- ρ_w : masse volumique de l'eau [$kg.m^{-3}$]
- ρ_s : masse volumique du sable [$kg.m^{-3}$]
- τ : contrainte de cisaillement [Pa] (dans un solide ou dans un fluide)
- τ_0 : contrainte de cisaillement critique ou contrainte seuil [Pa]
- τ_B : contrainte de cisaillement à la paroi [Pa]
- τ_{Bi} : contrainte de cisaillement à la paroi dans le segment i[Pa]
- τ_{xz} : contrainte de cisaillement dans le plan constitué des axes x et z

6.1. Introduction

Quelques rappels : L'injection part de la base du chenal. Celui-ci a une profondeur de 30 m et est rempli par un mélange d'eau et de sable. La concentration en sable est comprise entre 0,35 et 0,5 : c'est un écoulement hyperconcentré. La concentration ne peut pas être trop élevée, au risque d'empêcher l'écoulement.

Nous avons montré précédemment que l'injection horizontale est possible si la pression du fluide injecté est supérieure à la contrainte verticale dans les terrains encaissants : c'est-à-dire que le fluide injecté doit soulever les terrains sus-jacents pour pouvoir avancer. Dans le cas de Rosans, de Bevons, et de Tabarka ... les injections horizontales peuvent changer brutalement de niveau stratigraphique au cours de leur propagation, en remontant, et également créer des bifurcations. (Il y a aussi des bifurcations dans le plan horizontal mais pour l'instant, le travail est effectué en 2D). Ces sauts stratigraphiques peuvent être expliqués ou du moins compris individuellement, mécaniquement, mais pas leur répartition (Chapitre précédent). Ces sauts stratigraphiques sont combinés à des bifurcations, ce qui rend le/les chemin(s) choisi(s) par une injection difficile(s) à interpréter (figure A.17). De la même manière, bien que l'on puisse expliquer pourquoi un dyke s'arrête à une certaine profondeur (différence entre les gradients de pression), les raisons pour lesquelles un sill se transforme en dyke sont moins évidentes (c'est également une bifurcation).

Si le mélange d'eau et de sable est considéré comme un fluide parfait et que le chenal est alimenté en continu, une injection horizontale n'a pas de raison de s'arrêter (chapitre précédent). Or nous avons affaire à un mélange très concentré, qui se rapprocherait plutôt d'un fluide à seuil (par exemple le modèle de Bingham). C'est-à-dire que lorsque le fluide n'est plus assez cisaillé, il se fige. Ce phénomène a dû se produire dans les injections ainsi que dans le chenal dans la mesure où le sable a "cimenté en place" pour devenir du grès (postérieurement à l'injection). Ce modèle rhéologique de Bingham a déjà été proposé en 1970 par Johnson ([82]) pour décrire le comportement et le mouvement d'un « debris flow » gouverné par sa viscosité.

Pour simuler en deux dimensions l'injection du mélange sableux par un fluide à seuil, nous allons faire intervenir deux éléments :

- un modèle géométrique pour engendrer l'arborescence des injections,
- et un modèle mécanique pour décrire la croissance de cette arborescence (vitesse, longueur maximale d'injection).

Les modèles géométriques et mécaniques sont découplés : les changements de direction et les bifurcations ne dépendent ni de la pression ni du débit. Cependant, le modèle mécanique fait intervenir la profondeur (via le poids de la colonne de sédiments argileux dans lesquels l'injection s'effectue). Les critères mécaniques déterminent les branches de l'arborescence qui sont destinées à croître et celle qui se figent. C'est donc la mécanique qui contrôle le modèle. Le modèle géométrique fournit uniquement l'occasion de tenter une bifurcation ou un changement de direction et c'est la mécanique qui décide si elle se développe effectivement.

Dans tout ce chapitre les épaisseurs des injections sont les épaisseurs au moment de l'injection. Pour pouvoir les comparer avec les épaisseurs actuelles il faut « retirer » l'eau qui s'est échappée après l'injection jusqu'à ce que les grains de sable du mélange se soient mis en contact (environ 70 % de sable). Pour une concentration volumique de 40 %, il faudra approximativement diminuer de moitié ces épaisseurs.

6.2. Modèle géométrique

6.2.1. Un modèle heuristique et purement géométrique

Pour mieux comprendre ces phénomènes de bifurcation, quelques variables aléatoires (tenant compte des observations) vont être introduites dans le modèle (longueurs, épaisseurs, directions). En effet ces changements de directions sont peut-être dus à des petites discontinuités du sédiment que l'on ne peut plus observer à l'heure actuelle : fissures cicatrisées, etc.

Comme le montre le modèle de Bevons (figure 6.1), le mélange d'eau et de sable s'est écoulé dans un réseau.

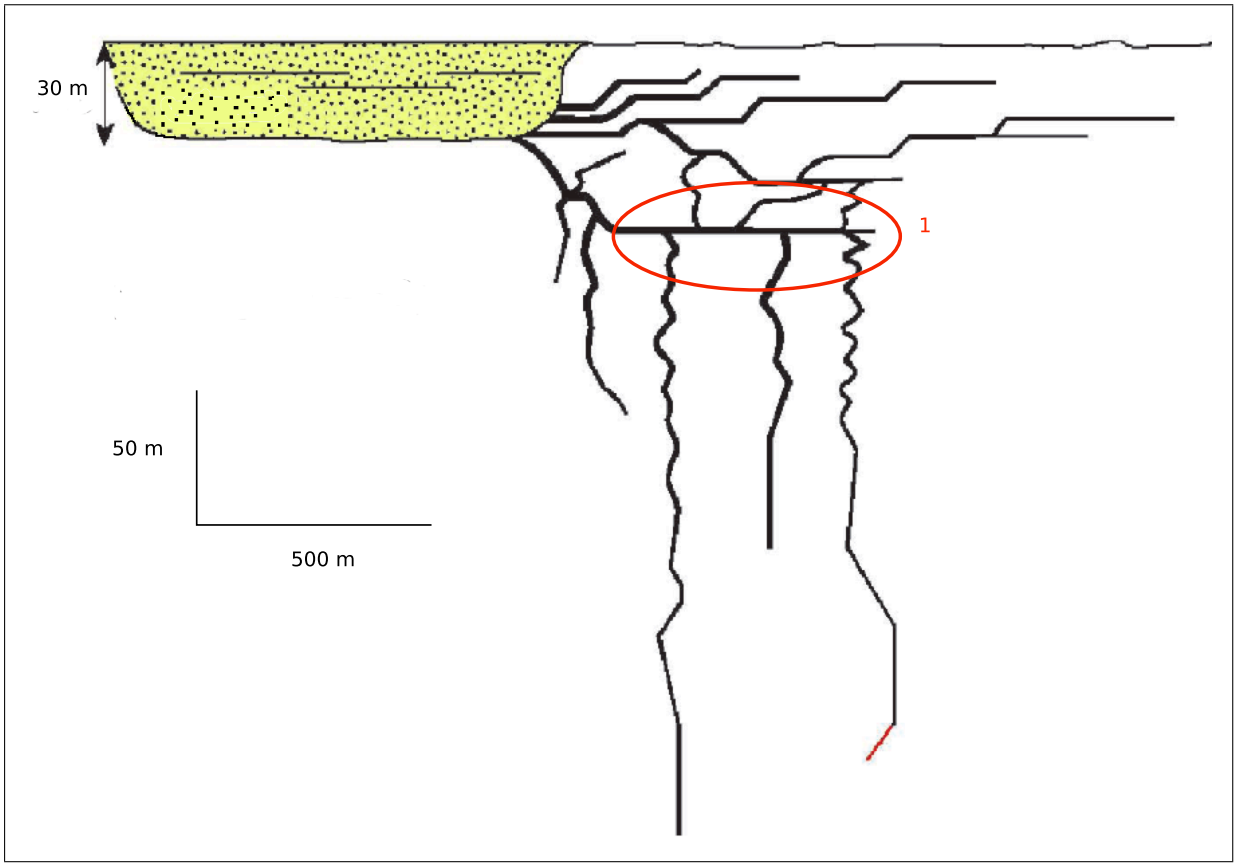


FIG. 6.1 – Modèle géométrique établi à partir des affleurements de Bevons (d'après Parize et Friès, 2003 [126] et Parize *et al.*, 2006 [123]). Les injections partent du fond du chenal, puis se propagent en bifurquant et/ou en changeant de direction. La zone 1 entourée en rouge montre une injection principale horizontale à partir de laquelle des injections verticales plus fines prennent naissance. Une telle organisation spatiale amène à supposer que les injections verticales ont pris naissance sur l'injection horizontale qui était déjà présente.

Pour modéliser l'avancement d'une injection et de ses bifurcations, l'avancement va être découpé en étape. À chaque étape (figure 6.2) :

– un segment est rajouté au bout de chaque branche,
– et des bifurcations peuvent prendre naissance sur les branches existantes.

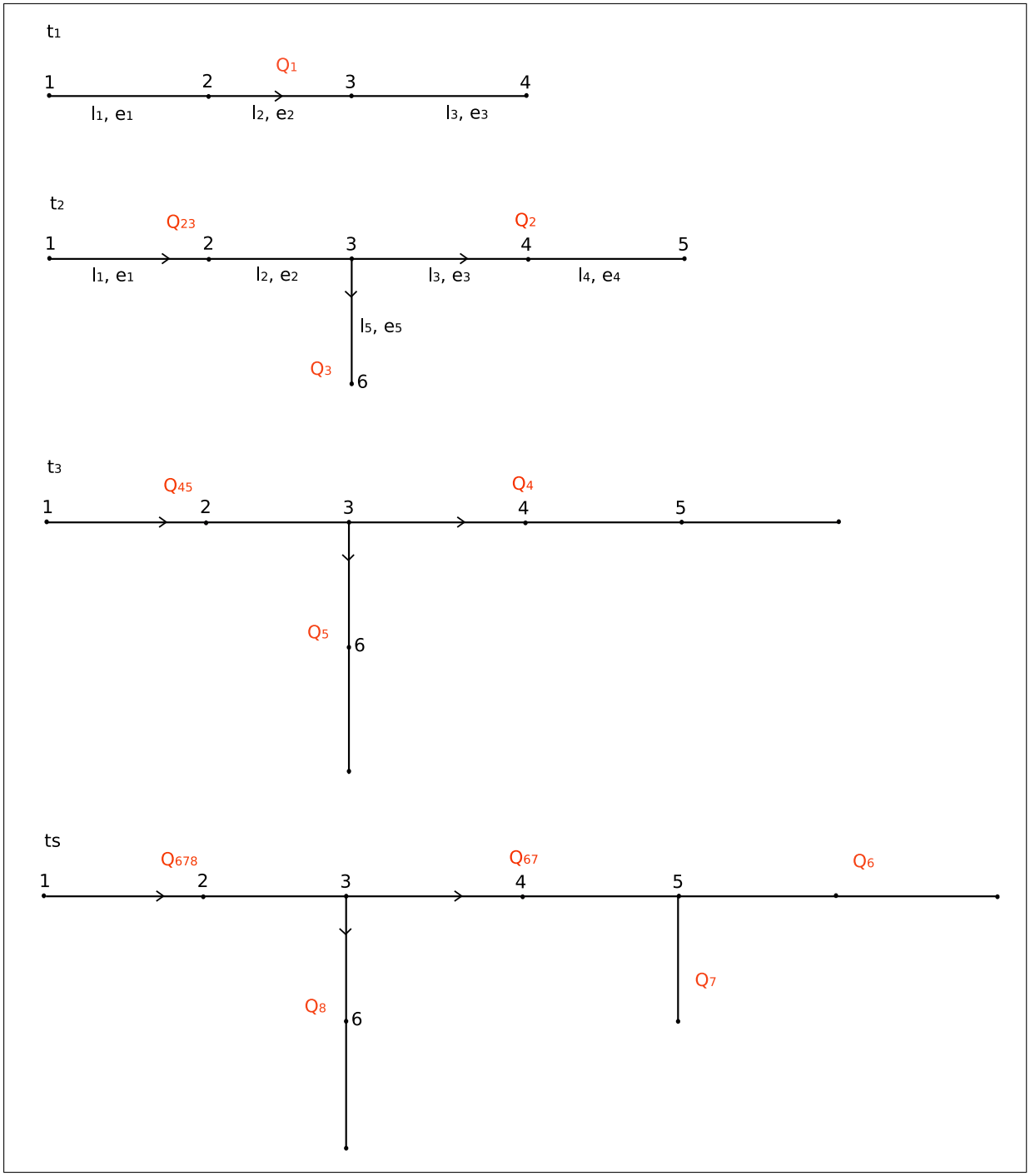


FIG. 6.2 – Schématisation de quelques étapes de la formation d'un réseau. Chaque segment i a une longueur l_i et une demi-épaisseur e_i En passant de l'étape t_1 à t_2, un segment est rajouté au bout de l'injection et une bifurcation descend à partir du nœud 3. En passant de l'étape t_2 à t_3, chaque tronçon est prolongé. En passant de l'étape t_3 à t_4, la bifurcation de l'étape t_2 se prolonge et une nouvelle bifurcation descend à partir du nœud 5

En effet, d'après le modèle établi, il se peut que des injections aient pris naissance sur des injections déjà formées. Ainsi, dans la zone 1 entourée en rouge dans la figure 6.1, nous pouvons observer une injection principale horizontale à laquelle sont raccordées des injections verticales plus fines. Une telle organisation spatiale laisse supposer que les injections verticales ont pris naissance sur l'injection horizontale qui était déjà en place à ce moment-là.

La direction du premier segment partant du fond du chenal est imposée : elle est horizontale.

Pour décider des nœuds où les trajets d'injection vont tourner ou bifurquer nous allons utiliser des probabilités qui vont tenter de refléter au mieux la réalité tout en permettant certains accidents. Ces règles sont posées à partir de l'observation du modèle géométrique proposé par Parize et Friès en 2003 ([126]) et Parize *et al.* en 2006 ([123]). Il a été choisi de se baser sur le modèle établi à partir des affleurements de Bevons, dans la mesure où ce modèle présente des sills et des dykes (figure 6.1). Il pourra être, par la suite, adapté au modèle de Rosans.

Ainsi, pour modéliser le fait que les injections ont des extensions linéaires importantes mais qu'elles peuvent parfois changer de niveau stratigraphique ou se transformer en dyke :

– La probabilité d'aller tout droit va être très grande (de l'ordre de 0,98),
– La probabilité de tourner d'un côté ou de l'autre perpendiculairement est de l'ordre du centième.

De la même manière, pour modéliser le fait que des bifurcations peuvent apparaître de manière accidentelle le long des branches existantes, à chaque étape et pour chaque nœud, il existe une très faible probabilité de bifurcation (de l'ordre de 0,05 pour bifurquer d'un côté ou de l'autre de la branche existante). Lorsque l'injection forme un angle droit à un certain nœud, les deux directions de bifurcations possibles sont les deux directions restantes (celles qui ne sont pas encore empruntées). De plus, pour modéliser le fait que l'injection s'effectue latéralement au chenal, le retour en arrière (vers le chenal) est interdit. C'est-à-dire que les directions allant vers le chenal sont interdites.

Les épaisseurs des injections vont, elles aussi, varier aléatoirement de façon uniforme entre deux valeurs (entre quelques centimètres et un mètre) pour modéliser ce que l'on observe sur le terrain. En effet, il est fréquent que des intrusions d'épaisseur variée se côtoient.

L'injection est bloquée sous le paléofond de mer, si elle l'atteint, elle continue à se propager horizontalement à la profondeur de l'itération précédente (nous verrons par la suite que ces injections ne peuvent pas atteindre le paléofond de mer pour des raisons mécaniques).

Dans un premier temps, ces règles de probabilité restent les mêmes partout dans le massif sédimentaire.

6.2.2. Exemples montrant les effets des probabilités

La figure 6.3 représente des trajectoires obtenues avec :
– des segments de longueur constante de 5 m,
– 200 itérations (les opérations "ajouter un segment au bout de chaque branche" "bifurquer" sont répétées 200 fois),

– à chaque itération, la probabilité d'aller tout droit est de 0,99,
– à chaque itération et pour chaque nœud crée aux itérations précédentes, la probabilité de bifurquer et de 0,01.

Dans ces exemples les segments ont une longueur constante de 5 m. Cette valeur a été choisie en fonction des observations de terrain mais également en fonction des calculs à effectuer. L'utilisation de longs segments permet d'effectuer moins d'itérations mais limite en même temps la précision des résultats en ce qui concerne les longueurs maximales de propagation. Par exemple, si nous utilisons des segments de 50 m, les résultats seront exacts à 50 m près, ce qui est non négligeable sur une injection de 400 m.

De plus, les observations de terrain montrent que les sills peuvent changer de direction (sauts stratigraphiques, figure A.16). La distance maximum représentative des éléments présents sur le terrain est de l'ordre de quelques mètres. Une valeur optimisée entre le nombre d'itérations et la conformité avec les observations de terrain (géométrie) a été retenue égale à 5 m.

Les probabilités utilisées ainsi que la longueur constante des segments égale à 5 m donnent une apparence satisfaisante au réseau d'injection en comparaison avec le modèle géométrique. Il semble donc possible d'utiliser ces valeurs de probabilités pour les calculs de fluide qui vont suivre.

Il est important de remarquer que ces modèles géométriques permettent l'apparition de sills en profondeur (figure 6.3(b)) à cause de la probabilité de bifurquer qui est constante sur toute la hauteur du massif. Sur les affleurements, aucun sill n'est présent à de telles profondeurs. L'utilisation de la mécanique par la suite déterminera si oui ou non le fluide peut s'écouler dans ces trajectoires horizontales proposées par le modèle géométrique. De la même manière les réseaux présentés ici peuvent atteindre des profondeurs beaucoup plus grandes que celles observées sur le terrain. C'est la mécanique qui déterminera par la suite jusqu'à quelle profondeur une injection peut se propager.

Cependant, si le nombre d'itérations augmente, le nombre de bifurcations peut devenir beaucoup trop grand (figure 6.4). En effet, la possibilité de bifurquer est testée pour tous les nœuds à chaque itération, donc l'augmentation du nombre d'itérations augmente fortement le nombre de bifurcations.

6.2.3. Rajout des épaisseurs

Afin de respecter la réalité, l'épaisseur des segments peut varier aléatoirement de manière uniforme entre une épaisseur minimale et une épaisseur maximale. Dans la figure 6.5, l'épaisseur varie pour chaque segment entre 20 cm et 1 m. Dans la figure 6.6, l'épaisseur change uniquement dans les branches formées après une bifurcation.

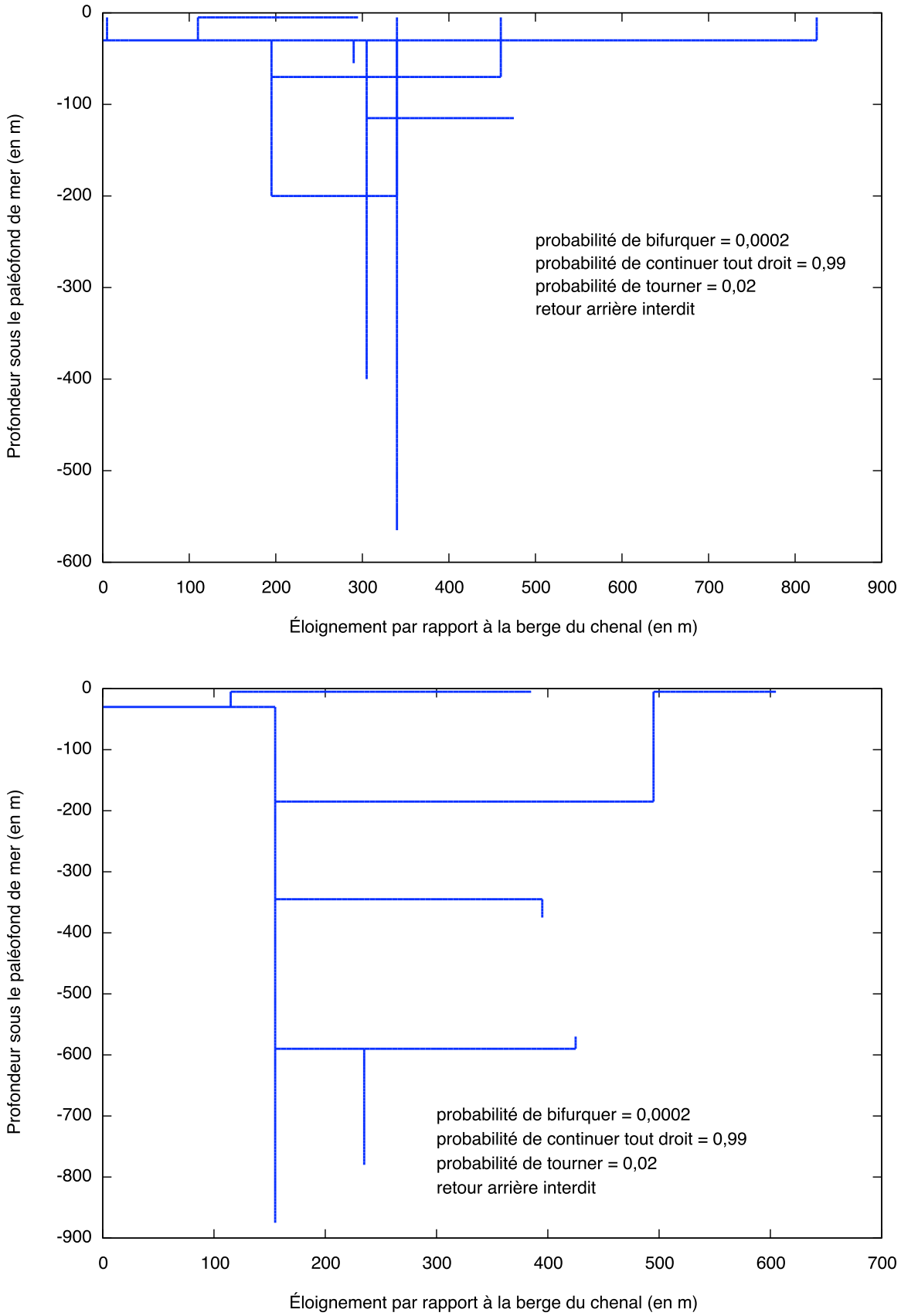


FIG. 6.3 – Représentation de différentes géométries pour le réseau d'injection pour différents tirages avec les mêmes probabilités de bifurquer ou d'aller tout droit.

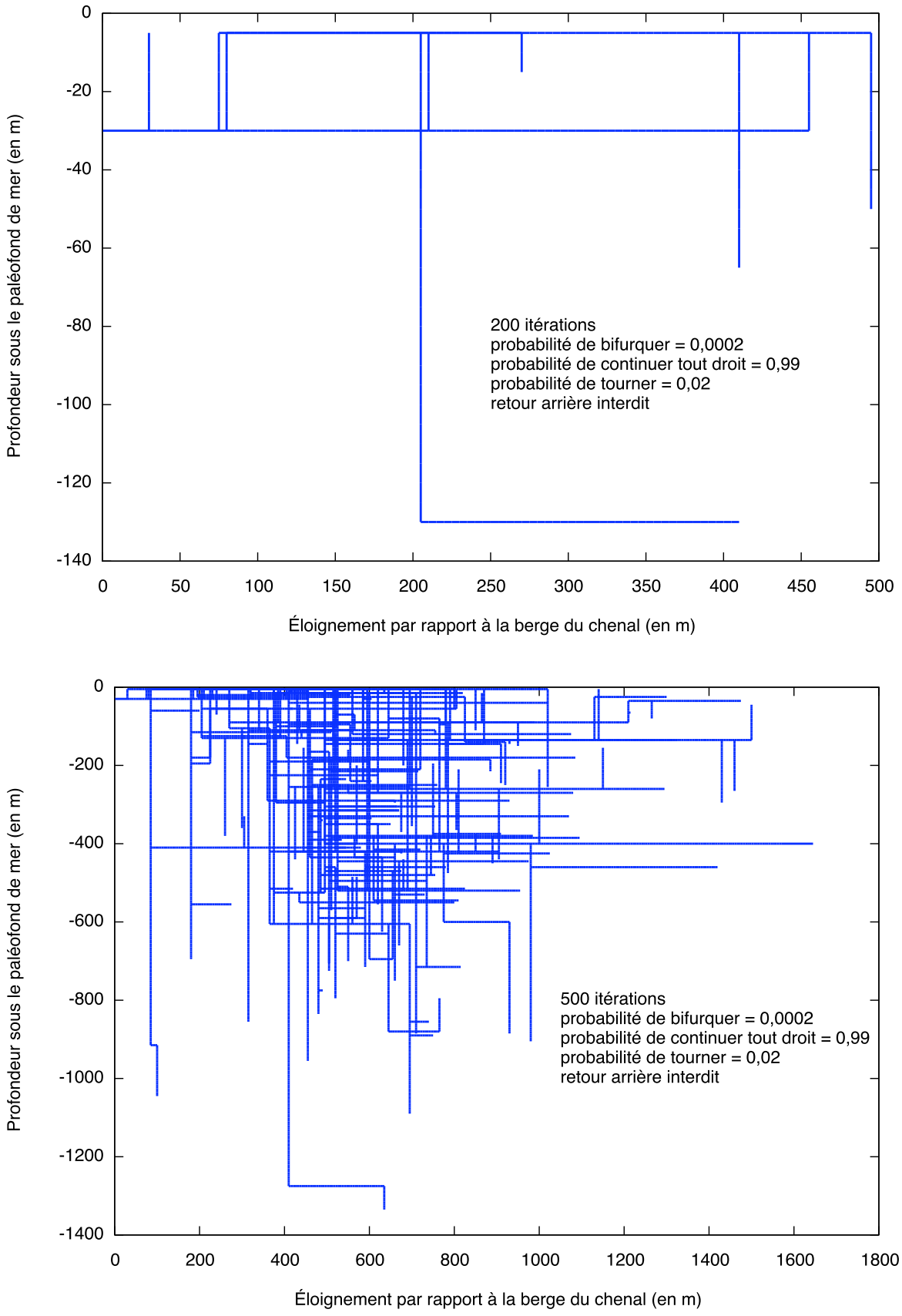
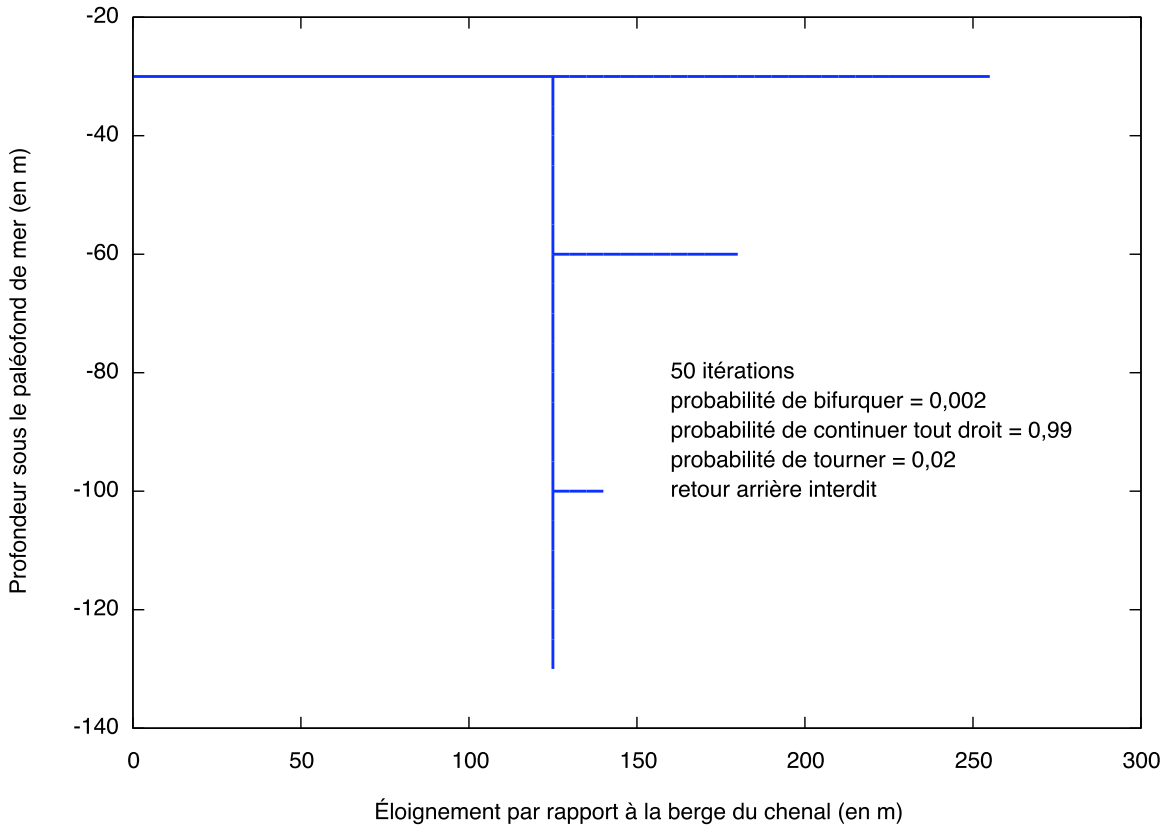
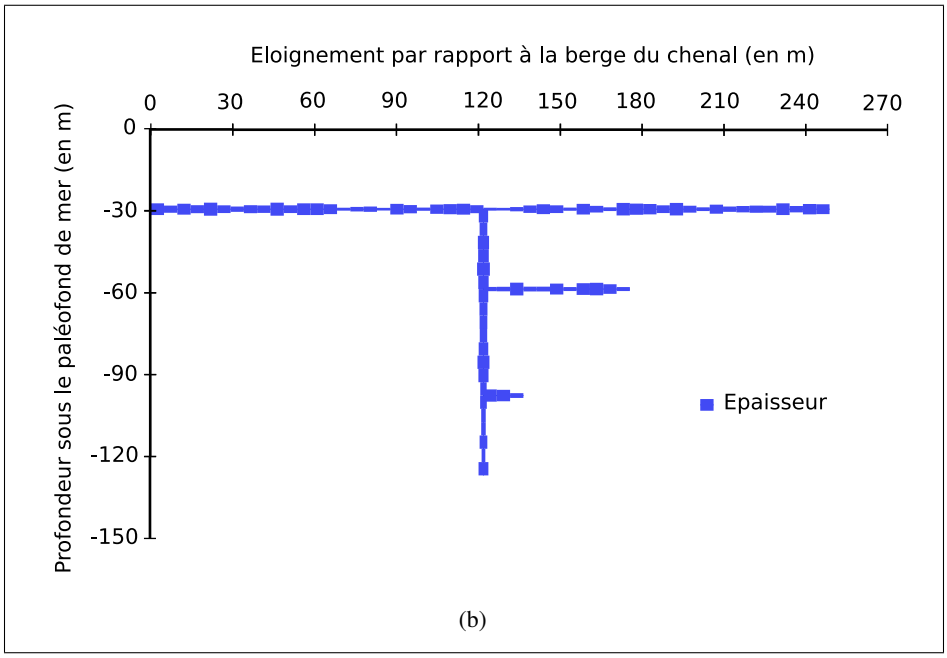


FIG. 6.4 – Influence du nombre d'itérations sur le nombre de bifurcations.

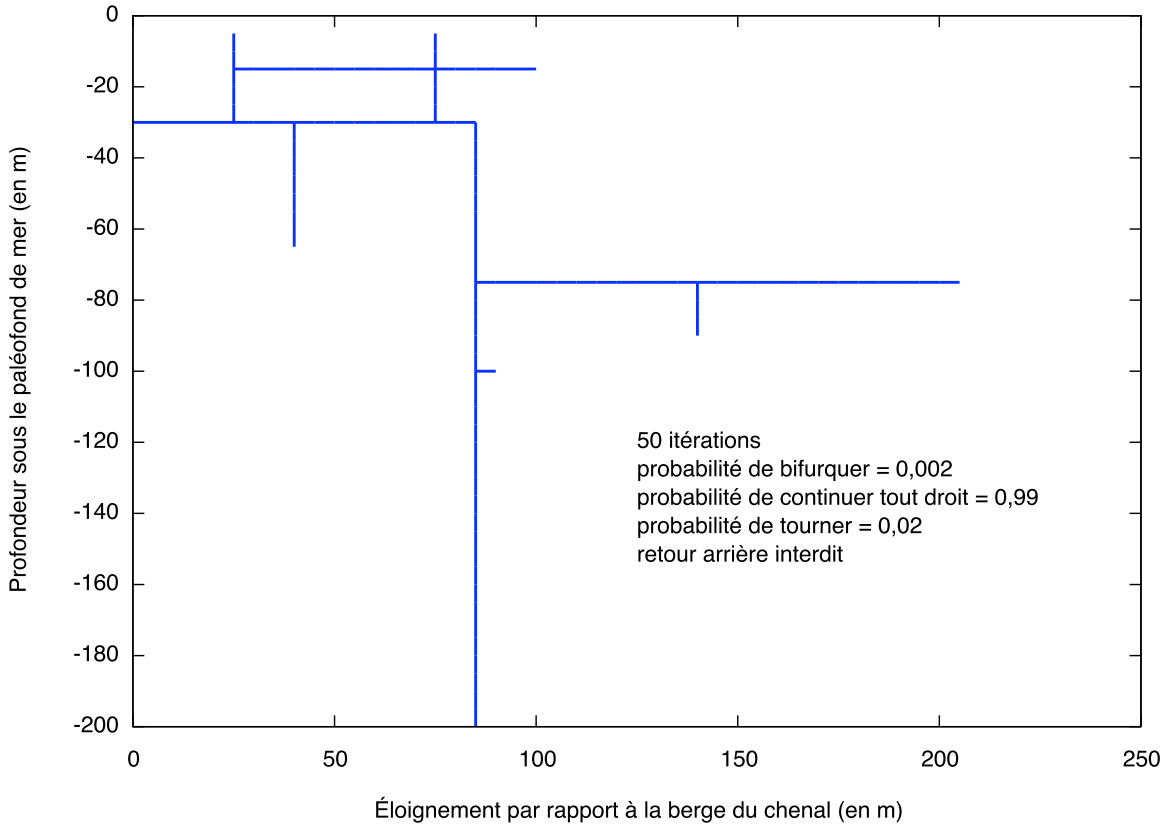


(a)

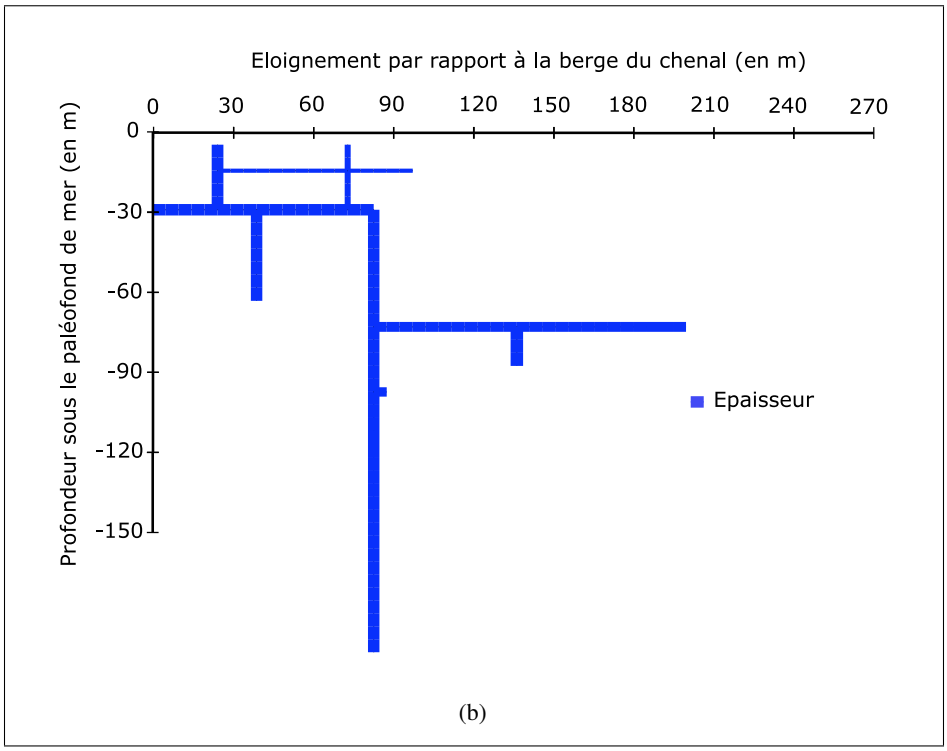


(b)

FIG. 6.5 – Représentation des épaisseurs des segments constituant le réseau. Dans cet exemple chaque segment à une épaisseur aléatoire variant uniformément entre 20 cm et 1 m. (a) Représente un réseau possible d'injection. (b) Représente ce même réseau en faisant apparaître l'épaisseur de chaque segment. Les longueurs (5 m) des segments sont respectées, les épaisseurs représentées sont exagérées, elles sont proportionnelles ($\times 10$) aux épaisseurs réelles qui varient uniformément entre 0,2 et 1 m.



(a)



(b)

FIG. 6.6 – Représentation des épaisseurs des segments constituant le réseau. Dans cet exemple, l'épaisseur des segments est constante par branche, elle change aléatoirement aux bifurcations en variant uniformément entre 20 cm et 1 m. (a) Représente un réseau possible d'injection. (b) Représente ce même réseau en faisant apparaître l'épaisseur de chaque segment. Les longueurs (5 m) des segments sont respectées, les épaisseurs représentées sont exagérées, elles sont proportionnelles ($\times 10$) aux épaisseurs réelles qui varient uniformément entre 0,2 et 1 m.

6.3. Modèle mécanique

6.3.1. Hypothèse préliminaire

Le débit est supposé constant le long d'une injection : le débit à l'entrée de l'injection sera le même au bout de l'injection à chaque étape de sa mise en place. Cela signifie que la densité de l'écoulement ainsi que l'épaisseur de l'injection sont constantes dans le temps ($\frac{d\rho}{dt} = 0$ et $\frac{d\ epaisseurs}{dt} = 0$).

6.3.2. Chutes de pression

La mise en place de l'injection sableuse dissipe de l'énergie de plusieurs manières : par des pertes de charge par frottement pariétal et par l'intrusion (le bout de l'injection doit « écarter » les sédiments argileux pour avancer). Les pertes de charge par frottement sont reparties tout au long de l'injection et la pression d'intrusion s'applique au bout de l'injection, elles sont toutes deux dépendantes du débit.

6.3.2.1. Pertes de charges

Pour estimer ces pertes de charge, considérons l'écoulement laminaire d'un fluide incompressible (de densité ρ) dans une fente plane et étroite de longueur L et de largeur W formée par deux plans parallèles distants de $2e$ (e est la demi-ouverture). Les effets de bord sont négligés car $e << W, L$ (figure 6.7).

L'écoulement d'un fluide de Bingham n'est possible que si τ_0, la contrainte de cisaillement critique (ou contraintes seuil), est dépassée. Lorsqu'un fluide s'écoule entre deux plans parallèles, le cisaillement maximum est localisé au contact entre le fluide et ces plans, soit τ_B cette contrainte de cisaillement maximum. Cette dernière s'écrit sous la forme :

$$\tau_B = \frac{\Delta P}{L} \tag{6.1}$$

Ici ΔP correspond aux pertes de charges par frottement pariétal.

Si un débit volumique Q est imposé au fluide, il est possible de déterminer les pertes de charge par frottement pariétal en résolvant l'équation suivante en $\frac{\tau_0}{\tau_B}$ (Pour plus de précisions, le lecteur intéressé peut se référer à l'annexe F.8) :

$$\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right)^3 - 3\left(1 + \frac{\mu_b Q}{e^2 \tau_0}\right)\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right) = 0 \tag{6.2}$$

μ_b est un paramètre du modèle de Bingham (équivalent à une viscosité). Ce polynôme de degré 3 a plusieurs racines, celle qui nous intéresse est celle pour laquelle l'écoulement est possible $\tau_B > \tau_0$, donc celle qui est inférieure à 1 et positive. L'équation 6.1 permet facilement d'en déduire ΔP.

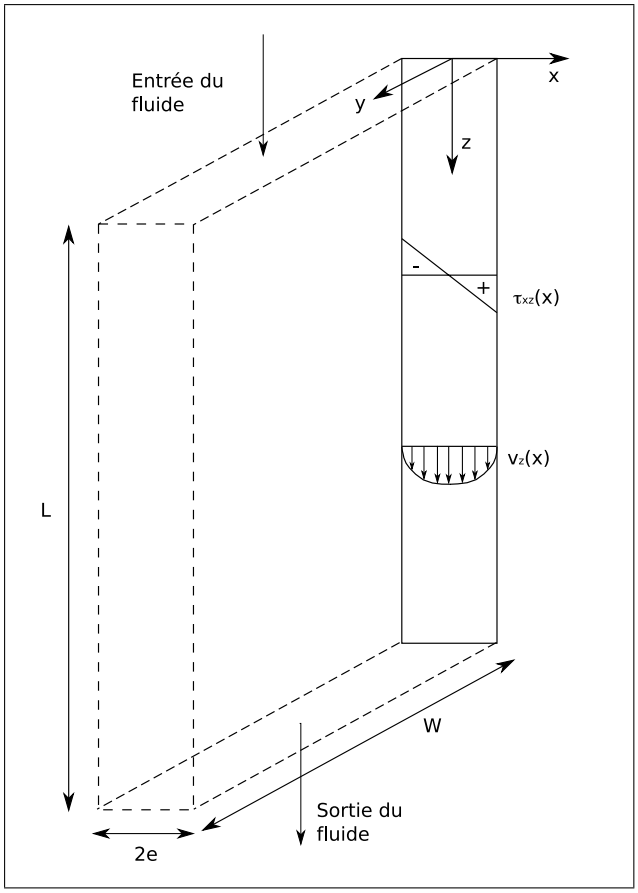


FIG. 6.7 – Ecoulement d'un fluide dans une fente plane et étroite

6.3.2.2. Pression d'intrusion

Les sédiments argileux en place au moment de l'injection ont un effet sur la formation d'une injection. Au moment de l'injection, ces sédiments sont en train de se compacter. Plus l'injection va être profonde et plus les sédiments hôtes vont s'opposer à sa progression. Pour prendre en compte cette résistance à l'avancement des injections, il a été choisi d'introduire un terme supplémentaire dans le modèle : une pression d'intrusion. Dans un premier temps, les sédiments argileux sont supposés isotropes.

Cette pression est appliquée au bout de l'injection en cours de propagation et est donc fonction des propriétés de cette extrémité :
– elle croît avec la vitesse d'intrusion (le débit dans l'injection),
– elle est d'autant plus grande que l'extrémité de l'injection est épaisse.

Cette pression d'intrusion est comparable à une force de traînée. Pour effectuer cette comparaison, les sédiments argileux sont considérés comme un fluide et l'injection comme un solide. Cette approximation n'est pas complètement aberrante dans les profondeurs superficielles où la teneur en eau des sédiments argileux est de l'ordre de 70 % alors que le mélange d'eau et de sable est plutôt concentré.

En se basant sur l'expression de la force de traînée appliquée sur un cylindre immergé dans un fluide en mouvement, nous posons :

$$P_{intrusion} = \beta Q^2 \tag{6.3}$$

Avec $\beta = \dfrac{\rho_{massif}}{8e}$ (pour plus de précisions se référer à l'annexe G).

Comme cela a été souligné précédemment, la succession sédimentaire est en cours de compaction au moment de l'injection. La masse volumique du sédiment argileux immergé est calculée avec une loi de porosité ($\phi(z)$) en exponentielle utilisée dans le paragraphe 4.1. Plus la profondeur augmente et plus la masse volumique, $\rho_{massif}(z)$, de la succession sédimentaire est élevée :

$$\begin{aligned} \rho_{massif}(z) &= \phi(z)\,(\rho_w - \rho_m) + \rho_m \\ &= \left(\phi_r + \phi_a \,.\, e^{(-z/z_a)}\right)(\rho_w - \rho_m) + \rho_m \end{aligned} \tag{6.4}$$

6.3.3. Possibilité de l'écoulement

L'injection peut se faire si les sédiments remplissant le chenal sont plus lourds que les sédiments argileux à une profondeur de 30 m et si le critère d'écoulement est dépassé. C'est-à-dire si cette différence de poids est plus grande qu'une certaine valeur qui est fonction de la contrainte seuil τ_0 du mélange de sable et d'eau ainsi que du débit.

Soit une étape donnée, une injection est constituée de n segments de longueur l_i et d'épaisseur $2e_i$. Comme nous l'avons vu pour un segment, l'écoulement est possible si la contrainte de cisaillement à la paroi dépasse la contrainte seuil :

$$\tau_B > \tau_0 \tag{6.5}$$

Pour une succession de segments, il faut que le critère d'écoulement soit vérifié dans tous les segments pour que l'écoulement soit possible. Si ce critère n'est pas vérifié pour tous les segments, alors l'injection s'arrête et se fige sur toute sa longueur (quelque soit la place du segment où le critère n'a pas été vérifié). Il faut donc que pour tout i :

$$\tau_{Bi} > \tau_0 \tag{6.6}$$

En multipliant cette expression par l_i/e_i, elle devient :

$$\frac{l_i \tau_{Bi}}{e_i} > \frac{l_i \tau_0}{e_i} \tag{6.7}$$

Or $\dfrac{l_i \tau_{Bi}}{e_i} = \Delta P_i$, en effectuant une somme sur i, on obtient :

$$\Delta P_{total} > \tau_0 \sum_{i=1}^{n} \frac{l_i}{e_i} \tag{6.8}$$

L'écoulement est possible si le différentiel de pression appliqué à l'entrée de l'injection est suffisant.

6.3.4. Calcul du débit (dynamique de l'intrusion)

Si l'écoulement est possible, le différentiel de pression, imposé à l'entrée de l'injection par le poids du mélange de sable dans les marnes, doit être suffisant pour compenser les pertes de charge dues aux frottements pariétaux ainsi que la pression d'intrusion agissant sur l'extrémité de l'injection en cours de propagation. Dans ce cas le débit volumique Q tout au long de l'injection vérifie l'équation :

$$\sum_i \Delta P_i + \beta Q^2 = \Delta\rho g(z) \tag{6.9}$$

La somme des ΔP_i correspond aux pertes de charge dues aux frottements pariétaux (elle est fonction du débit), le terme βQ^2 correspond à la pression supplémentaire à fournir pour « écarter » ou « déplacer » les sédiments en place et $\Delta\rho g(z)$ est la différence entre la valeur de la pression due à la colonne de sable et d'eau et la contrainte verticale dans le massif à la profondeur, z, atteinte par le bout de l'injection.

$$\begin{aligned}\Delta\rho g(z) &= P_s(z) - \sigma_v(z) \\ &= g\left(C_s\rho_s + (1-C_s)\,\rho_w\right) z - g\rho_m z + g(\rho_w - \rho_m)\left(\phi_r z + \phi_a z_a\left(1 - e^{(-z/z_a)}\right)\right)\end{aligned} \tag{6.10}$$

A chaque fois qu'un segment est rajouté, le critère est vérifié. S'il n'est pas vérifié alors l'écoulement se fige dans toute l'injection. Si le critère est vérifié, il est possible de calculer le débit.

6.3.5. Introduction des bifurcations

Lorsque une bifurcation se met en place, le débit change. En effet, des équations supplémentaires interviennent, en particulier la conservation du débit (figure 6.8) :

Créer une bifurcation revient à rajouter deux nouvelles branches au réseau d'injection, ainsi que trois inconnues supplémentaires au système précédent : deux nouveaux débits et une nouvelle pression, P_3, au nœud de bifurcation (dans cet exemple, le nœud 3).

Les équations supplémentaires sont :

$$Q_{23} = Q_2 + Q_3 \tag{6.11a}$$

$$\Delta P\left([1,2], Q_{23}\right) + \Delta P\left([3,4], Q_2\right) + \beta_4 Q_2^2 = \Delta\rho g(z_4) \tag{6.11b}$$

$$\Delta P\left([1,2], Q_{23}\right) + \Delta P\left([5], Q_3\right) + \beta_5 Q_3^2 = \Delta\rho g(z_5) \tag{6.11c}$$

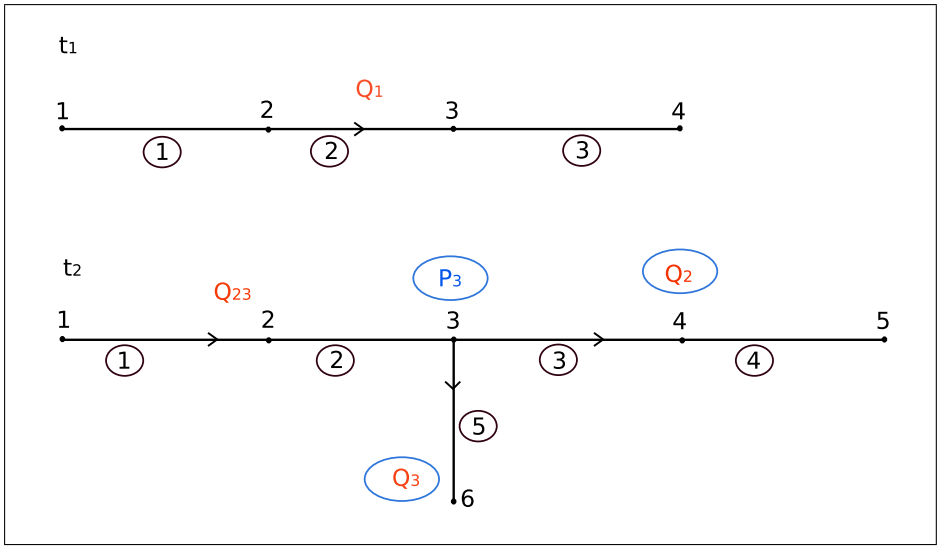


FIG. 6.8 – Schématisation de l'apparition d'une bifurcation à l'étape t_2.

$\Delta\rho g(z_4)$ correspond à la différence de densité entre le mélange sableux et les sédiments argileux à la profondeur atteinte par le segment 4. De la même manière, $\Delta\rho g(z_5)$ correspond à celle de la profondeur atteinte pas de segment 5.

Lorsqu'il n'y a pas de bifurcations, le critère d'écoulement est vérifié dans chaque branche de l'écoulement. Si le critère n'est pas vérifié dans une branche, alors celle-ci se fige jusqu'au nœud de bifurcation, tout en permettant aux autres branches de cette bifurcation de continuer à s'écouler.

6.4. Mise en oeuvre

La propagation de l'injection est simulée par étapes, une étape étant constituée par :

1. La progression géométrique du réseau :
   - la prolongation des injections en rajoutant à chaque bout un segment de longueur l,
   - la création éventuelle de bifurcations.
2. L'évolution du débit éventuel dans les branches existantes (mais plus longues) et dans les nouvelles branches (sous l'hypothèse que le débit est uniforme le long d'une injection).

A chaque étape, il faut donc vérifier le critère d'écoulement (inégalité 6.17) pour toutes les branches. Si ce critère est vérifié, il faut déterminer le débit vérifiant le système (6.9) s'il n'y a pas de bifurcations ou un système du type (6.11) s'il y a des bifurcations. Dans ces deux systèmes le débit volumique intervient dans l'expression des pertes de charge dues au frottement (ΔP_i) dans un polynôme de degré 3 ainsi que dans la pression d'intrusion (βQ^2). La résolution n'étant pas immédiate, quelques simplifications numériques sont réalisées.

Nous détaillons ci-dessous la manière dont l'équation 6.2 a été simplifiée pour mener à bien les calculs rapidement.

6.4.1. Simplification des équations

Relation entre débit et gradient de pression

Pour l'écoulement d'un fluide de Bingham entre deux plaques parallèles, si l'écoulement est possible, le débit volumique par unité de largeur s'exprime en fonction du gradient de pression, de la contrainte seuil, de la longueur des plaques et de la demi-distance séparant ces deux plaques. Voici l'expression du débit volumique pour un des segments (indicé i) composant la trajectoire de l'injection :

$$Q = \frac{2e_i^3}{3\mu_0}\frac{\Delta P_i}{l_i}\left[1 - \frac{3}{2}\frac{\tau_0}{\tau_{Bi}} + \frac{1}{2}\left(\frac{\tau_0}{\tau_{Bi}}\right)^3\right] \tag{6.12}$$

Cette équation n'est autre que l'équation 6.2 mais cette fois le débit est exprimé en fonction des pertes de charges.

Rappelons que $\tau_{Bi} = \dfrac{\Delta P e_i}{l_i}$.

Si le débit est connu, pour déterminer les ΔP_i dans chaque segment, il faut résoudre une équation du $3^{\text{ème}}$ degré en $\dfrac{\tau_0}{\tau_{Bi}}$

Afin de simplifier les calculs, nous posons : $\zeta_i = \frac{\tau_{Bi}}{\tau_0}$ et $A_i = \frac{3\mu_0 Q}{e_i^2 \tau_0}$. L'équation 6.12 équivaut donc à :

$$A_i = \frac{(\zeta_i - 1)^2 (2\zeta_i + 1)}{\zeta_i^2} \tag{6.13}$$

Cette expression donne en quelque sorte l'expression d'un débit A_i pour un gradient de pression ζ_i donné. A l'inverse, en résolvant en ζ_i, elle donne le gradient de pression lorsque l'on impose le débit [1].

Une très bonne approximation de la solution est (annexe H) :

$$\zeta_i = 1 + \frac{A_i}{2}\sqrt{1 + 2/A_i} \tag{6.14}$$

Pour une série de segments et un débit donné, nous obtenons aisément les ΔP_i (baisses de pression dues aux frottements contre les parois) :

$$\Delta P_i = \frac{l_i}{e_i}\tau_0 \left[1 + \frac{A_i}{2}\sqrt{1 + 2/A_i}\right] \tag{6.15}$$

6.4.1.1. Sans bifurcation

En utilisant l'équation 6.9 et en replaçant les ΔP_i par l'expression 6.15, nous obtenons :

$$\tau_0 \sum_i \frac{l_i}{e_i} + \tau_0 \sum_i \frac{l_i A_i}{2e_i}\sqrt{1 + 2/A_i} + \beta Q^2 = \Delta\rho g(z) \tag{6.16}$$

Ainsi, il reste une équation pour exprimer Q. A_i et Q sont des fonctions positives et croissantes de Q. Pour qu'une solution existe, il faut que :

$$\tau_0 \sum_i \frac{l_i}{e_i} < \Delta\rho g(z) \tag{6.17}$$

Cette expression est le critère de possibilité d'un écoulement. S'il est vérifié, il y a toujours une solution.

Procédure

Posons $F = \Delta\rho g(z) - \tau_0 \sum_i \frac{l_i}{e_i}$ et $G = \tau_0 \sum_i \frac{l_i A_i}{2e_i}\sqrt{1 + 2/A_i} + \beta Q^2$.

Pour calculer l'évolution du débit dans une injection en cours de progression, il faut donc :

1. Vérifier le critère, en calculant F
2. Deux cas sont possibles :

[1] Attention, dans ce cas, il faut retenir la solution $\zeta i > 1$, pour laquelle le cisaillement à la paroi dépasse la contrainte seuil et rend possible l'écoulement.

- Si $F < 0$, l'écoulement n'est pas possible, l'injection s'arrête (elle se fige),
- Si $F > 0$, l'écoulement est possible et il est possible de déterminer le débit.
  La valeur du débit est celle qui permet de vérifier $F = G$. Pour trouver la bonne valeur, Q est pris égal à 1. Si $G > F$, cela signifie que la valeur de Q est trop élevée et inversement. En procédant par itération, Q peut être déterminé avec une certaine précision, ϵ.

6.4.1.2. Avec bifurcation

Reprenons l'exemple présenté dans la figure 6.8. Pour résoudre le système d'équations (6.11) engendré par l'apparition d'une bifurcation, nous appliquons la méthode établie au paragraphe précédent en utilisant la pression qu'il y avait au nœud 3 à l'étape précédente (ici, à l'étape t_1) :

1. Grâce à cette pression, il est possible de calculer les débits Q_2 et Q_3 de la même manière que dans le paragraphe précédent (6.4.1). Q_2 est calculé entre le nœud 3 et le nœud 5 et Q_3 est calculé entre le nœud 3 et 6.
   - Pour calculer un premier $Q_2(P_3)$ nous utilisons l'équation :

$$\Delta P\left([3,4], Q_2(P_3)\right) + \beta_4 Q_2(P_3)^2 = \Delta\rho g(z_4) - P_3 \tag{6.18}$$

   - Pour calculer un premier $Q_3(P_3)$ nous utilisons l'équation :

$$\Delta P\left([5], Q_3(P_3)\right) + \beta_5 Q_3(P_3)^2 = \Delta\rho g(z_5) \tag{6.19}$$

   - Un débit Q_{23} peut être calculé avec ces deux nouveaux débits Q_2 et Q_3 (équation 6.11).
2. Avec Q_{23}, il est possible de calculer les pertes de charge dans les parties du réseau précédant la bifurcation. Dans l'exemple, il s'agit de $\Delta P\left([1,2], Q_{23}\right)$
3. Ces pertes de charge permettent d'en déduire la pression au nœud 3 ($P_3 = \Delta\rho g(h) - \Delta P\left([1,2], Q_{23}\right)$).
4. Cette nouvelle pression peut ainsi être utilisée en reprenant l'étape 1. L'opération est répétée jusqu'à ce que la pression au nœud 3 ne change plus (suivant une certaine précision).

6.4.2. Programmation

Ce modèle a été programmé en langage Python pour pouvoir manipuler facilement des structures d'arbre. En effet, le nombre de bifurcations ainsi que leurs directions étant aléatoires, nous ne pouvons savoir à l'avance combien de ramification le réseau va contenir. Ce langage de programmation, orienté objet, permet par exemple de définir un nœud comme étant un élément possédant :

- une abscisse (x)
- une ordonnée (z)
- une pression (p)
- la direction du segment le précédant
- la longueur du segment le précédant (l)

- l'epaisseur du segment le précédant (e)
- le débit dans le segment le précédant (Q)
- une information disant si l'écoulement a déjà été figé ou non, dans ce cas plus aucun écoulement n'est possible et cela reste en mémoire.
- le nombre de segments qui lui sont reliés (s'il en a 2, alors c'est une bifurcation)
- etc.

La figure 6.9 présente une schématisation du programme établi pour la propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau pseudo-aléatoire. Il est principalement constitué d'une boucle, qui est répétée N fois. Pendant ces N itérations, il se peut que toutes les branches se figent les unes après les autres. Lorsque tout le réseau est figé, le programme s'arrête. Si toutes les branches ne sont pas figées une fois les N boucles effectuées, alors il faut augmenter ce nombre, jusqu'à ce que toutes les branches soient figées.

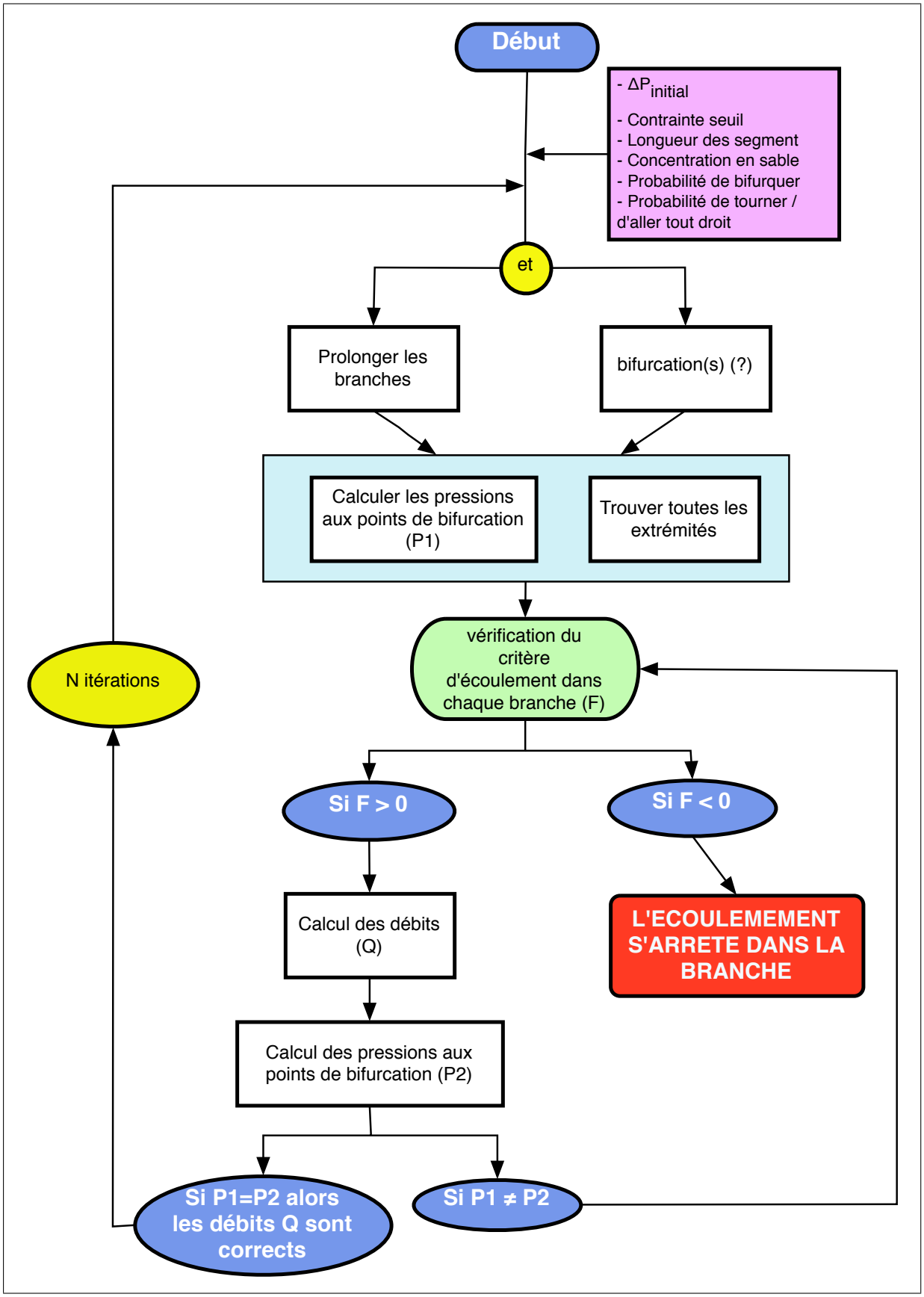


FIG. 6.9 – Schématisation de la structure du programme établi pour la propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau pseudo-aléatoire

6.5. Résultats

6.5.1. Paramètres utilisés

Dans les résultats qui sont présentés ci-dessous, les segments ont une longueur de 5 m. La probabilité de bifurquer peut éventuellement changer en fonction du nombre d'itérations (paragraphe 6.2.2) et sera indiquée dans chacun des cas. De plus, nous travaillons sur une épaisseur unitaire : les injections se propagent dans le plan (x,z) et ont une épaisseur d'un mètre suivant la direction perpendiculaire au plan d'étude.

Plusieurs paramètres mécaniques peuvent varier dans ce modèle :

- La profondeur du chenal,
- L'état de compaction du massif (courbe de porosité),
- Les propriétés mécaniques du fluide d'injection :
  - La concentration en sable,
  - La viscosité,
  - La contrainte seuil.

Comme pour les chapitres précédents, la profondeur du chenal est prise égale à 30 m et les paramètres utilisés pour l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur sont ceux établis pour les données ODP du Golfe du Mexique (paragraphe 4.1).

Pour tester les ordres de grandeur des paramètres utilisés pour décrire le fluide de Bingham constitué par le mélange d'eau et de sable, des cas simples vont être testés : la propagation linéaire d'un sill seul puis la propagation linéaire d'un dyke seul.

Les boues de forage utilisées dans l'exploitation pétrolière sont des suspensions concentrées de particules solides. Leur comportement rhéologique est non newtonien et leur rhéogramme (caractéristique contrainte - gradient de vitesse) met en évidence l'existence d'une contrainte seuil, σ_c, en dessous de laquelle le fluide ne s'écoule pas. Au delà de la contrainte seuil, on peut représenter le comportement du fluide soit par une relation linéaire (fluide de Bingham), soit par des relations plus réalistes (comme celle du fluide de Casson). La figure 6.10 présente le rhéogramme d'une boue de forage et met en évidence les paramètres correspondant à un fluide de Bingham.

Dans ce cas, la contrainte seuil est de l'orde d'un dizaine de Pa et la viscosité de quelques dixièmes de $Pa.s$. Ces ordres de grandeur vont être testés pour un sill seul puis un dyke seul.

Pour fixer une extension réaliste en profondeur, la concentration volumique en sable est prise égale à 0,44. En effet, la figure 6.11 montre que pour cette concentration le poids de la colonne de sable devient égal au poids de la colonne de sédiments à une profondeur d'environ 400 m.

Récapitulation des valeurs prises pour les premières simulations :

- Concentration volumique en sable du mélange : $C_s = 0,44$

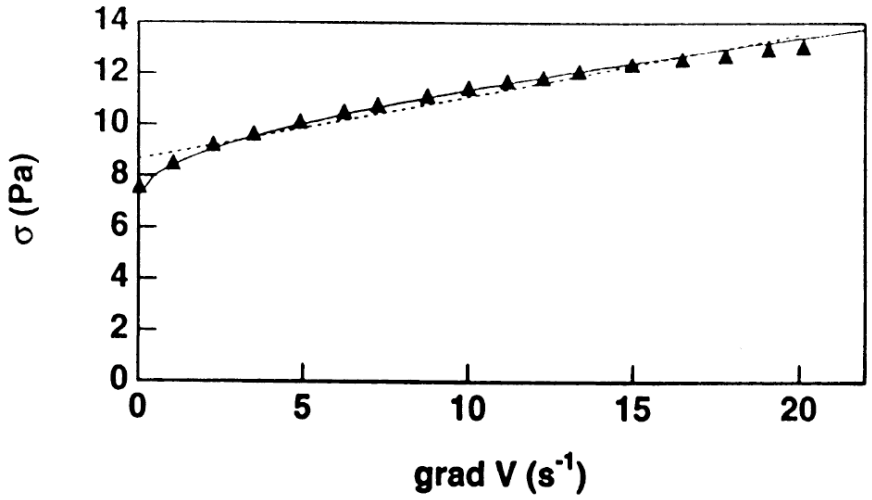


FIG. 6.10 – Rhéogramme d'une boue de forage. La courbe en trait plein est l'ajustement d'un modèle de Casson sur les points expérimentaux avec $\sigma_c = 7,19\ Pa$ et $\mu_p = 0,048\ Pa.s$. La courbe en trait pointillé est un modèle de Bingham avec $\sigma_c = 8,67\ Pa$ et $\mu_p = 0,245\ Pa.s$ (d'après Guazzelli, 2001 [64]).

- Masse volumique de l'eau $\rho_w = 1000\ kg.m^{-3}$
- Masse volumique des sédiments argileux secs $\rho_m = 2500\ kg.m^{-3}$
- Masse volumique du sable $\rho_S = 2800\ kg.m^{-3}$
- Contrainte seuil du fluide de Bingham : $\tau_0 = 10\ Pa$
- Viscosité du fluide de Bingham $\mu_0 = 0,1\ Pa.s$
- Accélération de la gravité $g = 9,81\ m.s^{-2}$
- Profondeur du chenal : $h = -30\ m$
- Loi de porosité : $\phi(z) = \phi_r + \phi_a\ .\ e^{(-z/z_a)}$ Avec $\phi_r = 0.4$, $\phi_a = 0.29$ et $z_a = 100,2\ m$.
- Précision pour les calculs des débits volumiques et des pressions : $\epsilon = 1\ \%$

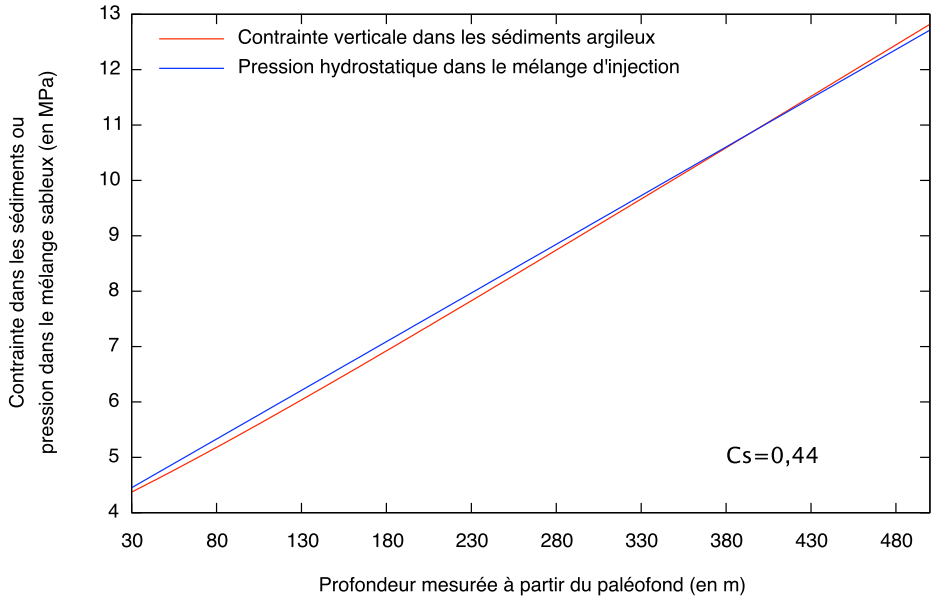


FIG. 6.11 – Représentation de la contrainte verticale et de la pression dans la colonne d'eau et de sable en fonction de la profondeur sous le paléofond de mer. La concentration volumique en sable est de 0,44

6.5.2. Sans bifurcations

6.5.2.1. Cas d'une injection horizontale

Dans un premier temps le changement de direction est interdit et la probabilité de bifurquer est nulle. L'épaisseur des segments est constante : le sill a une épaisseur de 60 cm imposée sur toute sa longueur. 500 itérations demandées et le fluide s'arrête au bout de 472 itérations : il se fige. Comme le montre la figure 6.12, la distance maximale d'injection horizontale est de 2365 m.

Le débit au point d'injection est d'environ 11 $m^3.s^{-1}$ au début de l'injection puis diminue progressivement au fur et à mesure de la propagation pour terminer par s'annuler. La figure 6.13(a) présente l'évolution du volume injecté en fonction du temps. Dans cette configuration, ce sill a besoin d'environ $45\ h$ pour se propager sur plus de $2\ km$, le volume total injecté est de $1400\ m^3$.

Ce premier exemple permet de montrer plusieurs choses :

– La durée d'une injection horizontale est de quelques dizaines d'heures ;
– L'injection se fait très rapidement au début et se termine lentement. Comme le montre la figure 6.13(b), ce sont les 200 derniers mètres de l'injection qui prennent 45 h alors que les 2000 m précédents se propagent très rapidement (voire quasi-instantanément) ;
– Une injection horizontale peut se propager sur plus de 2 km grâce à la différence de pression qui règne entre le fond du chenal et les sédiments argileux encaissants. Cet ordre de grandeur est tout fait comparable aux observations effectuées à Rosans où les sills peuvent avoir une extension latérale de 2,5 km (figure 6.14).

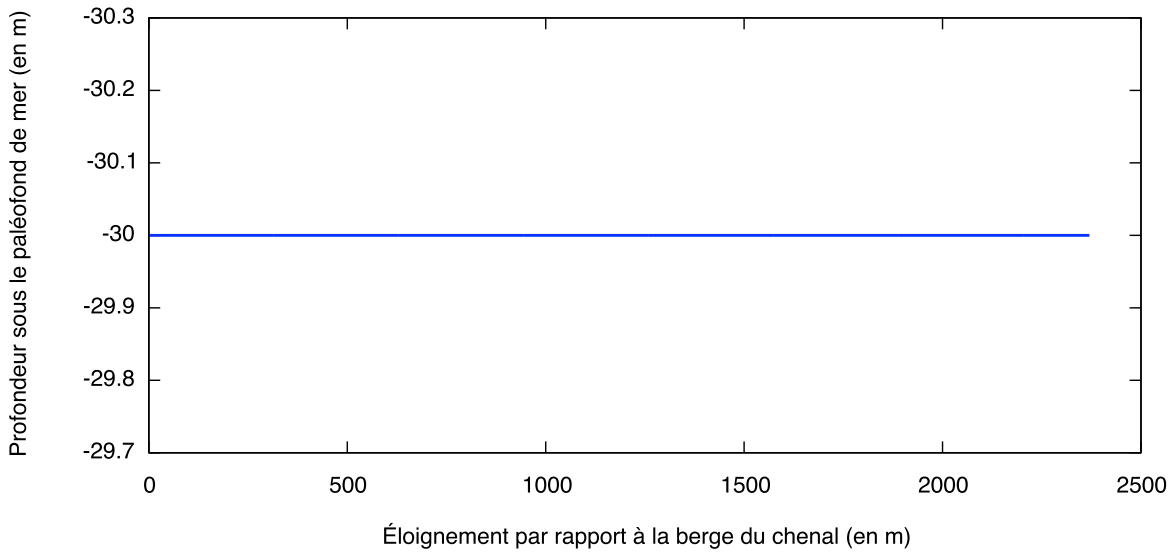
Il semble donc que les paramètres d'une boue de forage établis pour un modèle de Bingham correspondent à ceux auxquels obéit le mélange d'injection apporté par le chenal.

6.5.2.1.1. Influence de l'épaisseur de l'injection

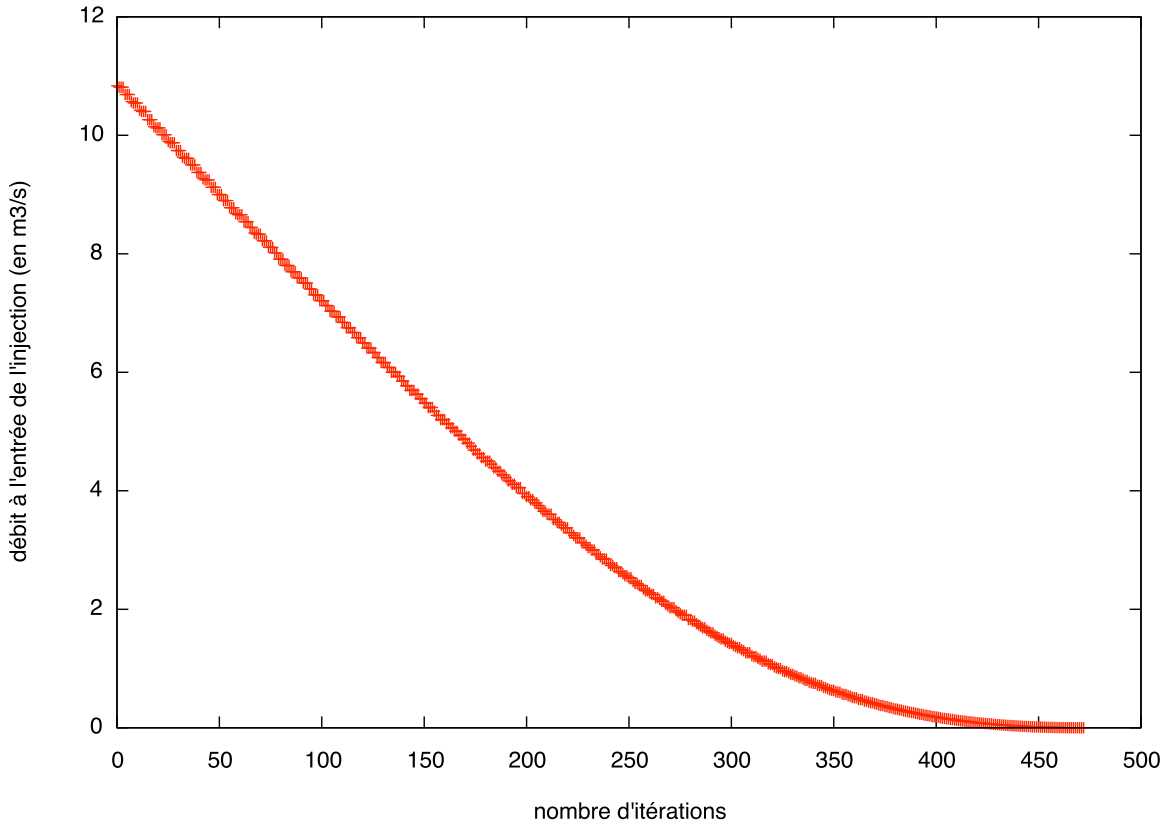
Les figures 6.15 et 6.17 montrent l'influence de l'épaisseur de l'injection. Une diminution de cette épaisseur de moitié diminue la distance maximale d'injection de moitié. De la même manière, l'espace disponible à l'injection étant diminué, le débit diminue lui aussi. Ce résultat est en accord avec les observations de terrains qui montrent que les sills s'affinent avant de s'arrêter (figure 6.16)

L'introduction d'une variation aléatoire de l'épaisseur de l'injection tout au long de son parcours, entraîne une diminution de la distance maximale d'injection et une certaine variabilité dans les valeurs de débit au point d'injection.

Ces résultats sont cohérents, ils montrent que l'introduction d'une petite incertitude sur les épaisseurs (via des valeurs aléatoires) ne joue pas un rôle prépondérant sur les résultats mais permet de rendre les résultats moins linéaires.



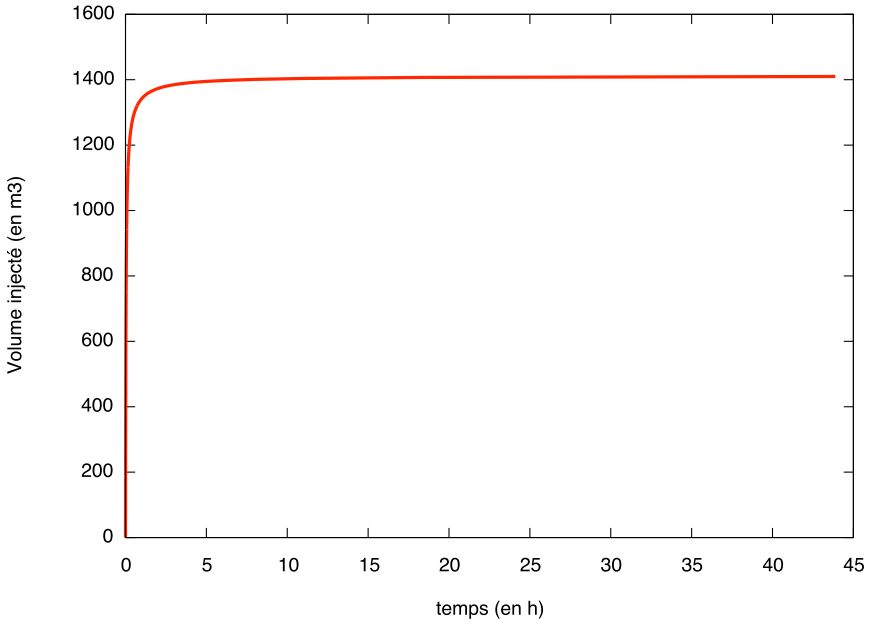
(a)



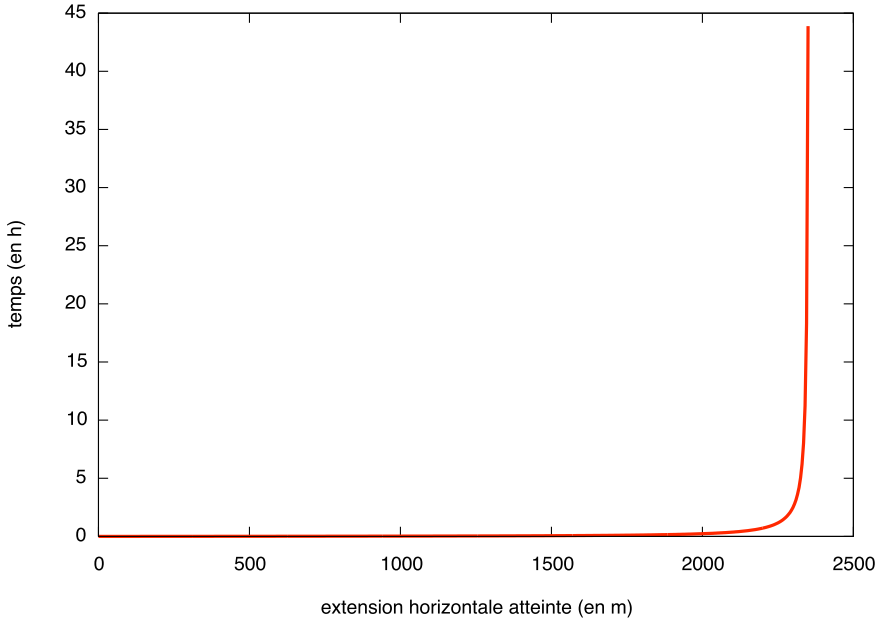
(b)

FIG. 6.12 – Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 60 cm. (a) Représente la trajectoire de l'injection (elle part de la gauche pour aller vers la droite) et (b) représente le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations, donc de l'avancement de l'injection.

Par la suite, pour permettre la comparaison entre les différentes configurations, la plupart des simulations vont être effectuées avec une épaisseur constante de 60 cm.



(a)



(b)

FIG. 6.13 – (a) Représente le volume injecté en fonction du temps et (b) l'extension horizontale atteinte en fonction du temps.

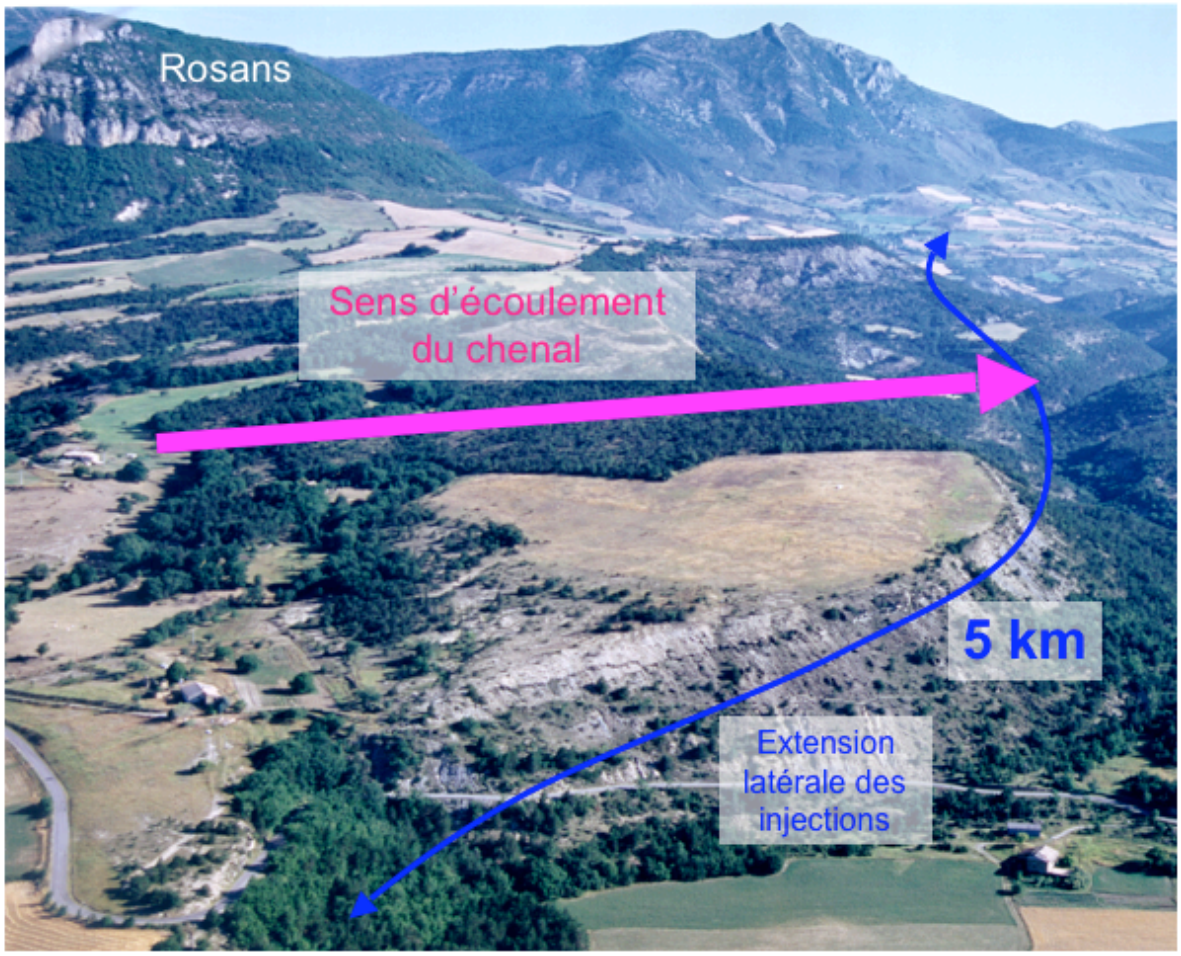
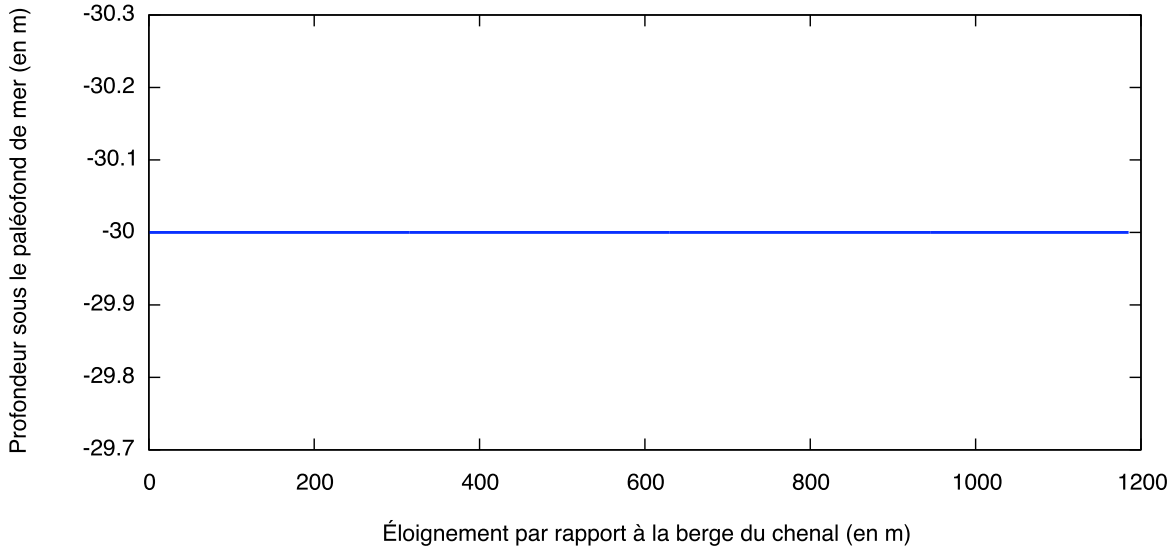
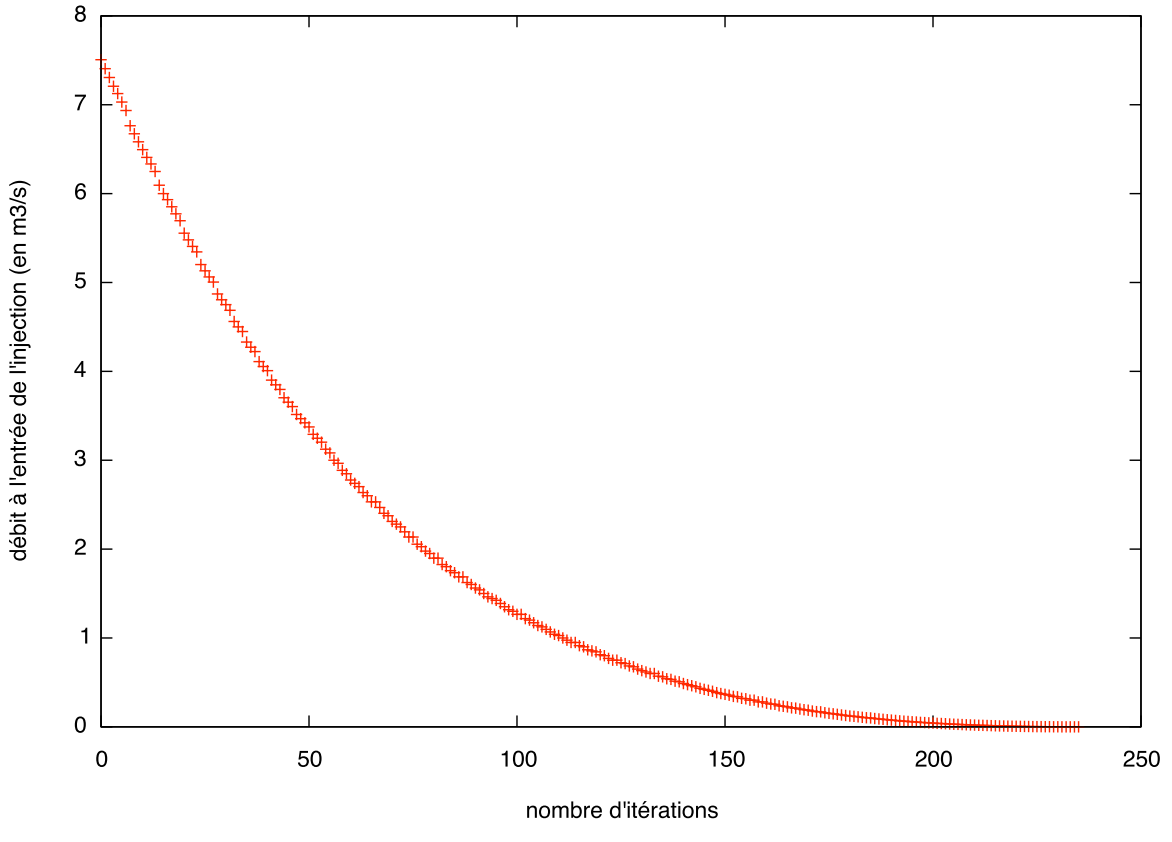


FIG. 6.14 – Extension des injections à Rosans (photo de O. Parize)



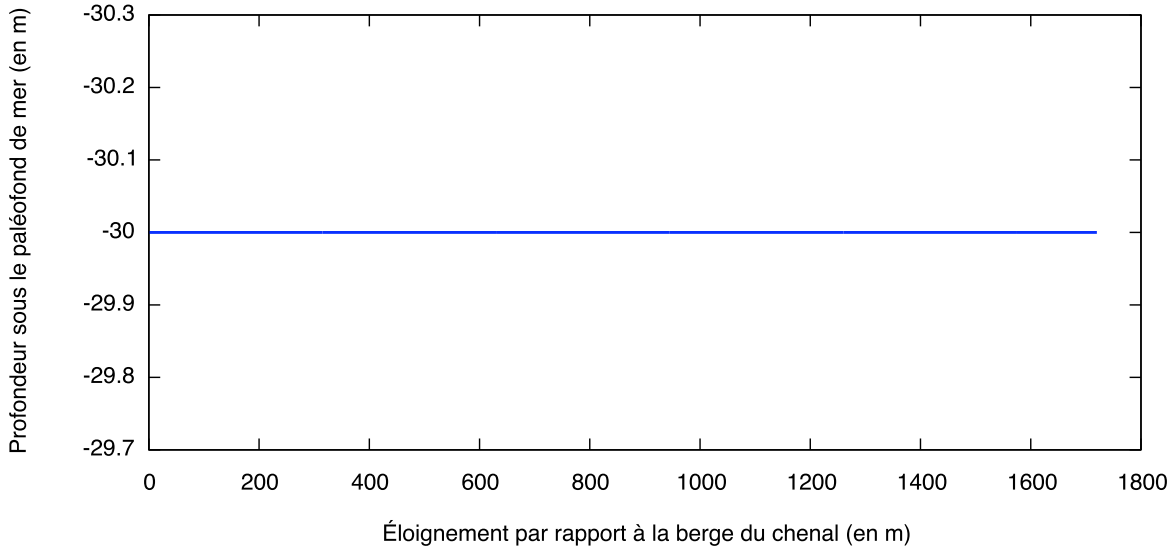
(a)



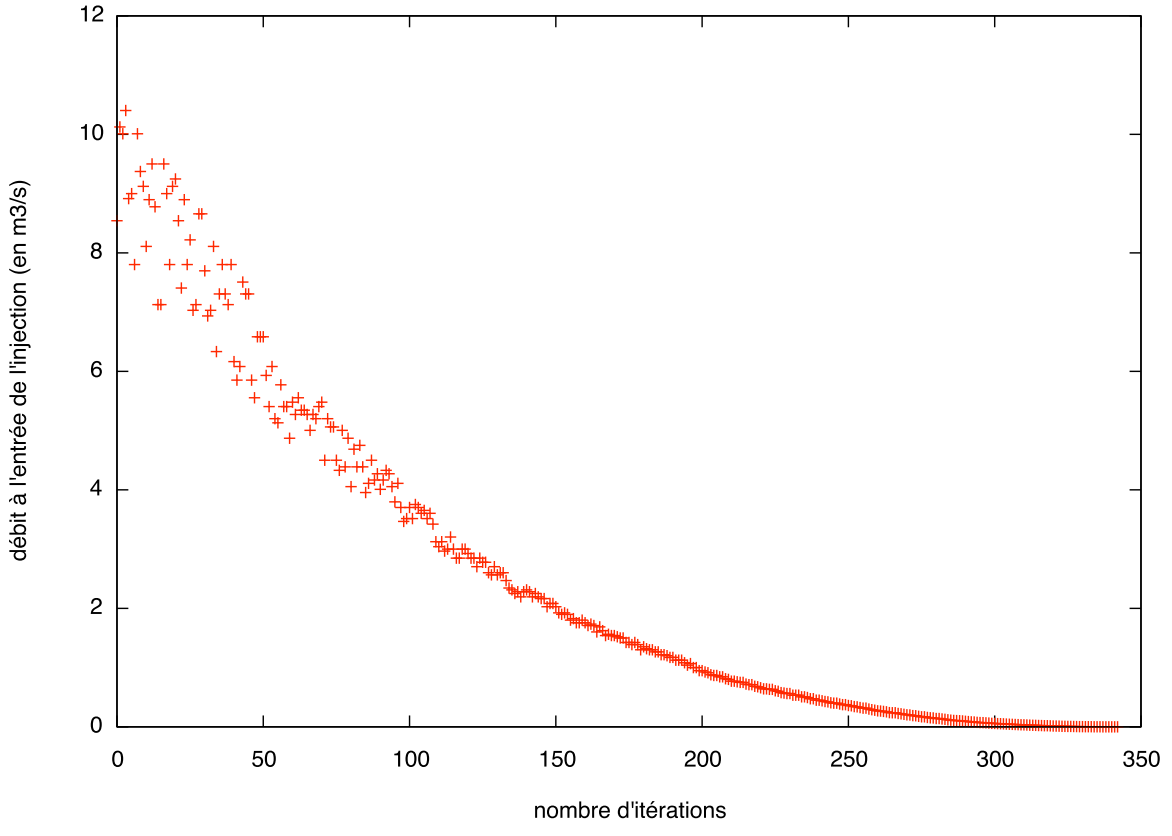
(b)

FIG. 6.15 – Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 30 cm. (a) Représente la trajectoire de l'injection (elle part de la gauche pour aller vers la droite) et (b) représente le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations, donc de l'avancement de l'injection.

FIG. 6.16 – Terminaisons de Sills à Bevons (photo de B.Beaudoin)



(a)



(b)

FIG. 6.17 – Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur variable uniformément répartie entre 30 et 60 cm. (a) Représente la trajectoire de l'injection (elle part de la gauche pour aller vers la droite) et (b) représente le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations, donc de l'avancement de l'injection.

6.5.2.1.2. Influence de la profondeur du chenal

Ces simulations de sill ont été reprises en modifiant la profondeur du chenal. Rappelons que les paramètres utilisés sont les mêmes que pour le paragraphe 6.5.2.1, seule la profondeur du chenal change. Ainsi pour un chenal de 40 m de profondeur, le sill atteint une extension maximale de 2500 m et pour une profondeur de 20 m, cette extension passe à 1700 m. En effet, la pression disponible pour l'injection est plus importante à une profondeur de 40 m qu'à 20 m (figure 6.11).

Ces résultats mettent en évidence qu'à ces profondeurs, c'est plutôt la pression appliquée à l'entrée de l'injection qui joue sur son extension maximale plutôt que la pression d'intrusion. En effet, la pression d'intrusion est plus faible lorsque la profondeur est faible et devrait avoir un effet favorable sur l'extension de l'injection.

Dans les configurations du modèle, cette pression d'intrusion ne joue pas un rôle majeur sur les injections horizontales d'autant plus que celle-ci est fonction de la vitesse à la puissance 2 et qu'à la fin de l'injection la vitesse est très faible.

6.5.2.2. Cas d'une injection verticale seule

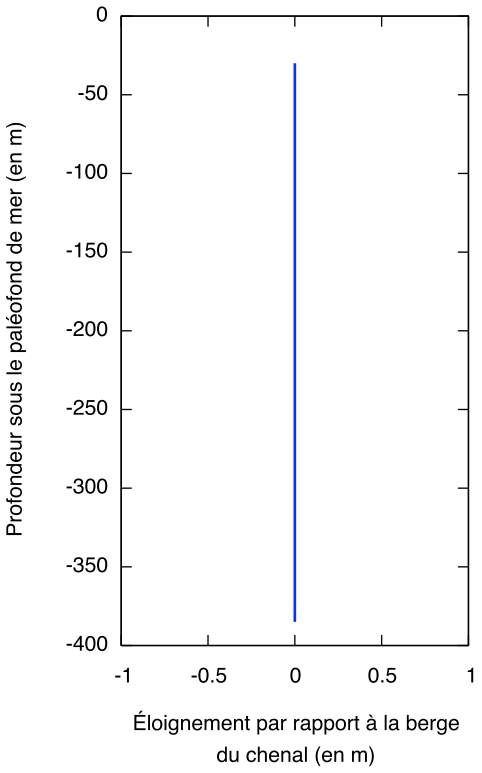
Dans ce modèle, il est possible de « forcer » le premier segment d'injection à être vertical puis de lui interdire de changer de direction et de bifurquer. Ceci permet de rendre compte du comportement d'un fluide de Bingham dans un dyke seul.

Bien entendu, il a été observé sur le terrain que les dykes sont majoritairement issus des sills et qu'ils ne sont pas directement connectés au chenal. Cependant pour comprendre la propagation d'un dyke, le modèle va être utilisé dans un premier temps pour propager un dyke directement à partir du fond d'un chenal de 30 m de profondeur.

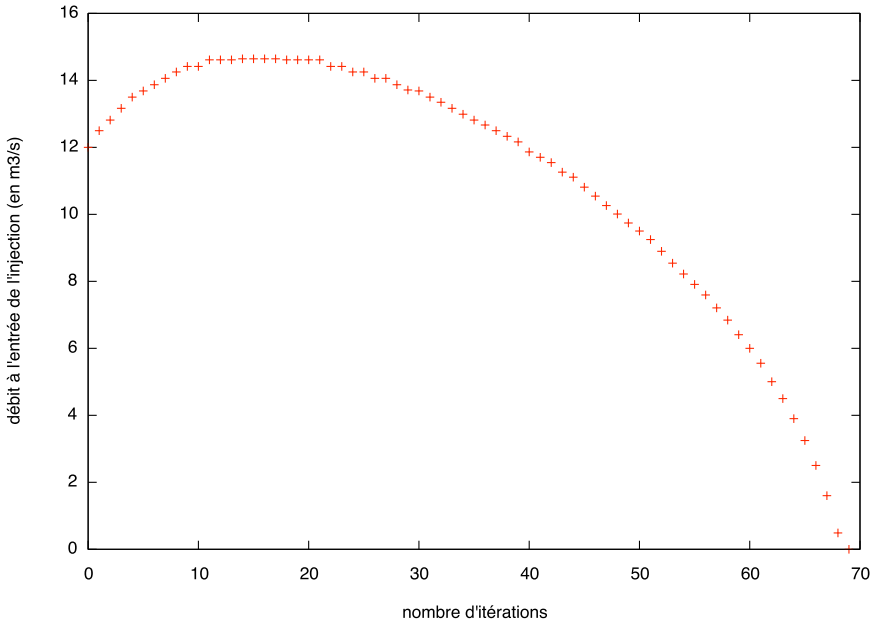
La figure 6.18 présente les résultats obtenus pour la propagation « forcée » d'un dyke d'épaisseur constante de 60 cm. Ce dyke atteint une profondeur de 380 m. Le débit au début de l'injection est de 12 $m^3.s^{-1}$, il augmente sensiblement durant les 10 premières itérations (donc sur les 50 premiers mètres) puis diminue jusqu'à la fin de l'injection.

Le débit augmente au début à cause de l'écart croissant que l'on peut observer entre la pression dans la colonne de mélange sableux et la contrainte dans les sédiments argileux (figure 6.11). La pression dans la colonne de mélange sableux varie linéairement avec la profondeur alors que la contrainte dans les sédiments varie non linéairement (issue d'une courbe de porosité en exponentielle). Cette augmentation de débit est due à une augmentation du différentiel de pression dans les 50 premiers mètres d'injection. La diminution de ce différentiel va ensuite entraîner une diminution du débit jusqu'à l'arrêt de l'injection.

Ce phénomène est le même que celui remarqué dans le paragraphe 6.5.2.1.2 où une injection horizontale va plus loin lorsqu'elle est issue d'un chenal profond de 40 m que lorsqu'elle est issue d'un chenal profond de 30 m.



(a)



(b)

FIG. 6.18 – Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection verticale constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante 60 cm. (a) Représente la trajectoire de l'injection (du haut vers le bas) et (b) représente le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations donc de l'avancement de l'injection.

L'arrêt de l'injection est essentiellement provoqué par le fait que le poids de la colonne de sable devient inférieur au poids des sédiments encaissants aux alentours de 400 m de profondeur ainsi que par l'augmentation de la pression d'intrusion avec la profondeur.

La figure 6.19 montre que le volume total injecté augmente rapidement au début et moins vers la fin. Ceci est en accord avec le fait que le débit diminue. Ce dyke peut se former en 30 secondes et le volume total injecté est d'environ $210\ m^3$. Il est intéressant de mettre ces valeurs en relation avec celles obtenues pour un sill avec les mêmes paramètres, la seule différence entre cette simulation et celle du paragraphe 6.5.2.1 est la direction de l'injection. Dans le cas d'un sill seul, l'injection se réalise en 45 heures, pour un volume total injecté de $1400\ m^3$.

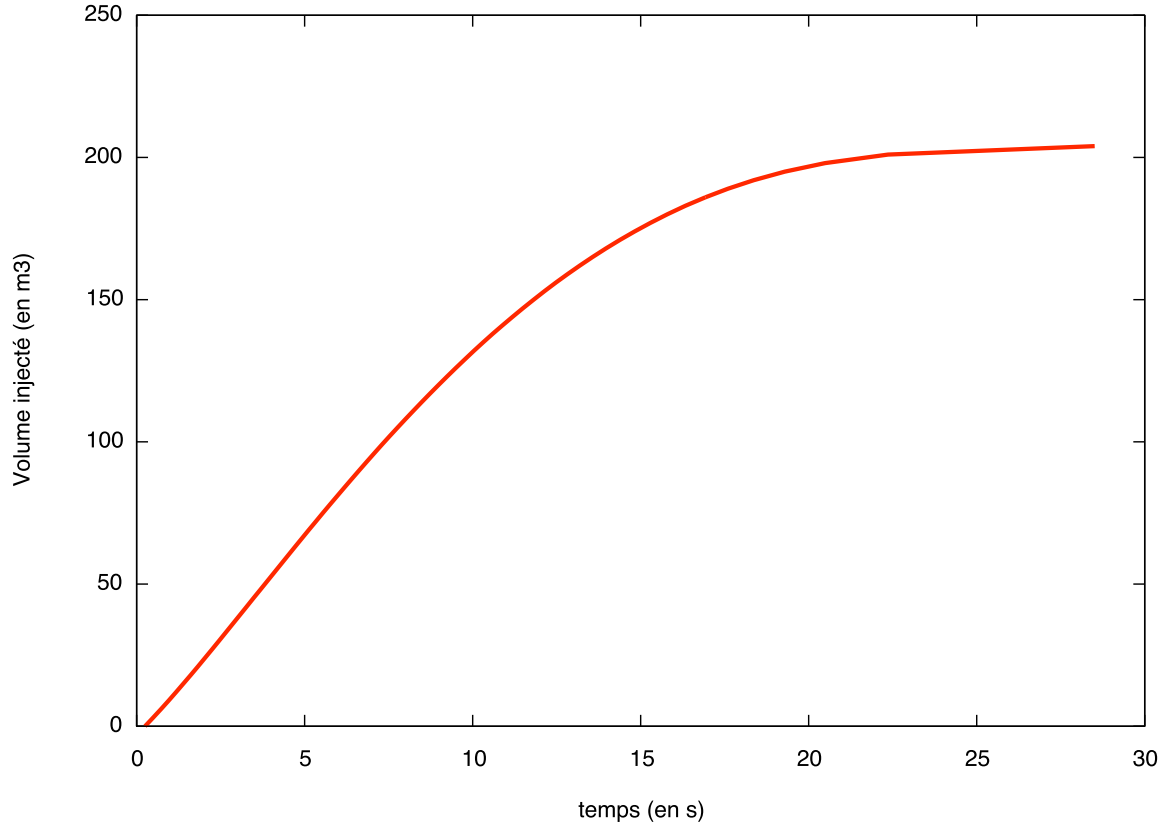


FIG. 6.19 – Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 60 cm

Cette différence majeure vient du fait que le dyke n'a que quelques centaines de mètres à parcourir verticalement avant que les poids de la colonne de sable et des sédiments encaissants ne s'équilibrent. Le dyke est stoppé rapidement par son encaissant, alors que le sill, lui, a le temps de s'écouler et de s'arrêter plus tard car il aura dissipé la pression qui lui est fournie à l'entrée à cause du frottement pariétal et qu'il ne pourra plus satisfaire le critère d'écoulement (fluide plus assez cisaillé).

Ainsi, les sills et les dykes ne s'arrêtent pas pour les mêmes raisons, mais à chaque fois c'est parce qu'ils ne respectent plus le critère d'écoulement. Par contre, ils ont tous les deux le même moteur : la différence de pression au fond du chenal. En effet, dans ces deux exemples, les débits au début de l'injection sont similaires (de l'ordre de $12\ m^3.s^{-1}$), et la propagation est rapide. Le dyke est stoppé rapidement alors

que le sill continue rapidement pour ralentir fortement à la fin, ce qui est la cause de la grande différence de temps de formation entre un sill et un dyke.

Pour un dyke d'épaisseur constante de 30 cm, la profondeur atteinte n'est plus que 370 m au lieu de 380 pour une épaisseur de 60 cm. De plus le débit est un peu plus faible (de l'ordre de 9 $m^3.s^{-1}$ au début). Ici encore le rôle de la profondeur est prépondérant : c'est elle qui limite l'injection, l'épaisseur à une influence sur la valeur du débit volumique dans la mesure où elle détermine le volume disponible pour le fluide d'injection.

De la même manière que pour l'exemple du sill, une simulation a été réalisée en faisant varier aléatoirement les épaisseurs des segments de l'injection entre 30 et 60 cm. La profondeur d'injection atteinte est de 375 m et les débits sont répartis entre 9 $m^3.s^{-1}$ et 14 $m^3.s^{-1}$ au début puis diminuent comme dans les cas précédents.

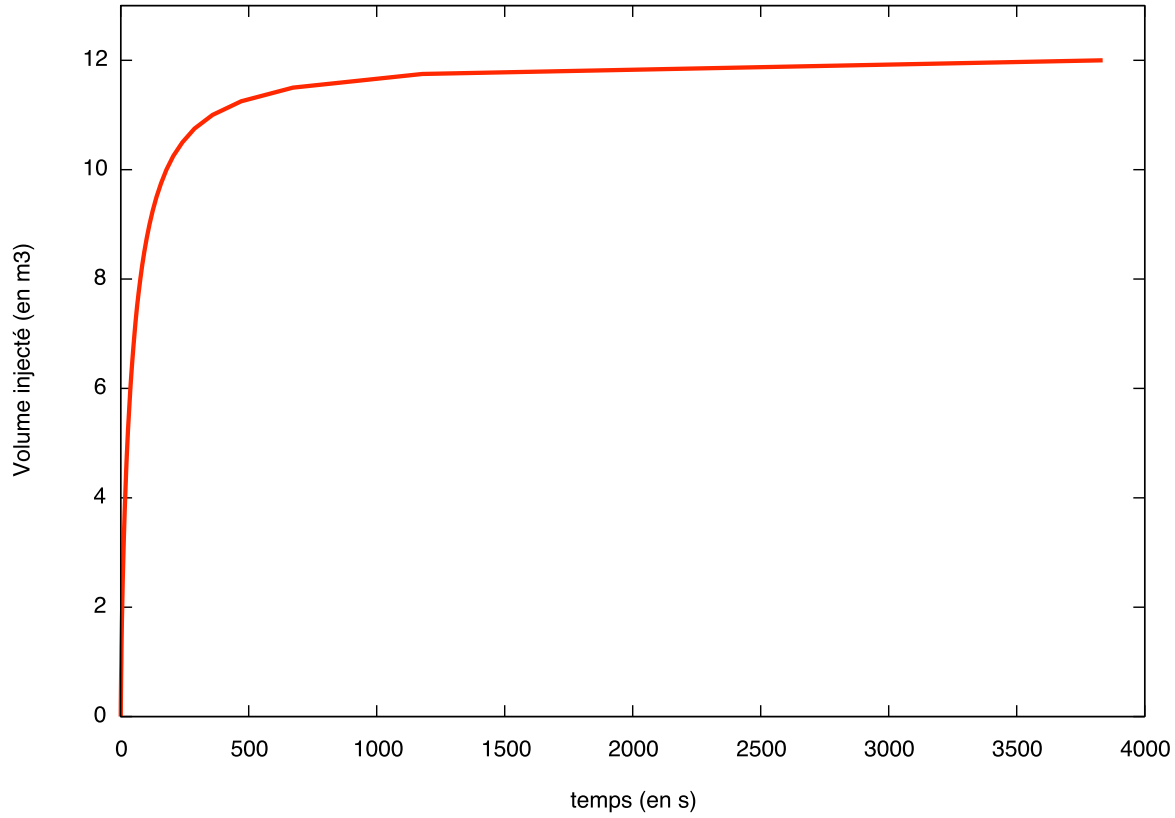


FIG. 6.20 – Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 5 cm

Les dykes étant tout de même plus fins que les sills voici les résultats obtenus pour un dyke d'épaisseur constante de 5 cm (figure 6.21). Dans ce cas, la profondeur maximale atteinte est de 280 m et le débit initial n'est que d' 1 $m^3.s^{-1}$, il diminue rapidement, pour diminuer plus lentement vers la fin. Le temps nécessaire à la formation de cette injection est d'environ une heure (pour injecter 12 m^3), ce qui est très grand devant les quelques dizaines de secondes pour un dyke plus épais et plus long (qui a un volume de 210 m^3).

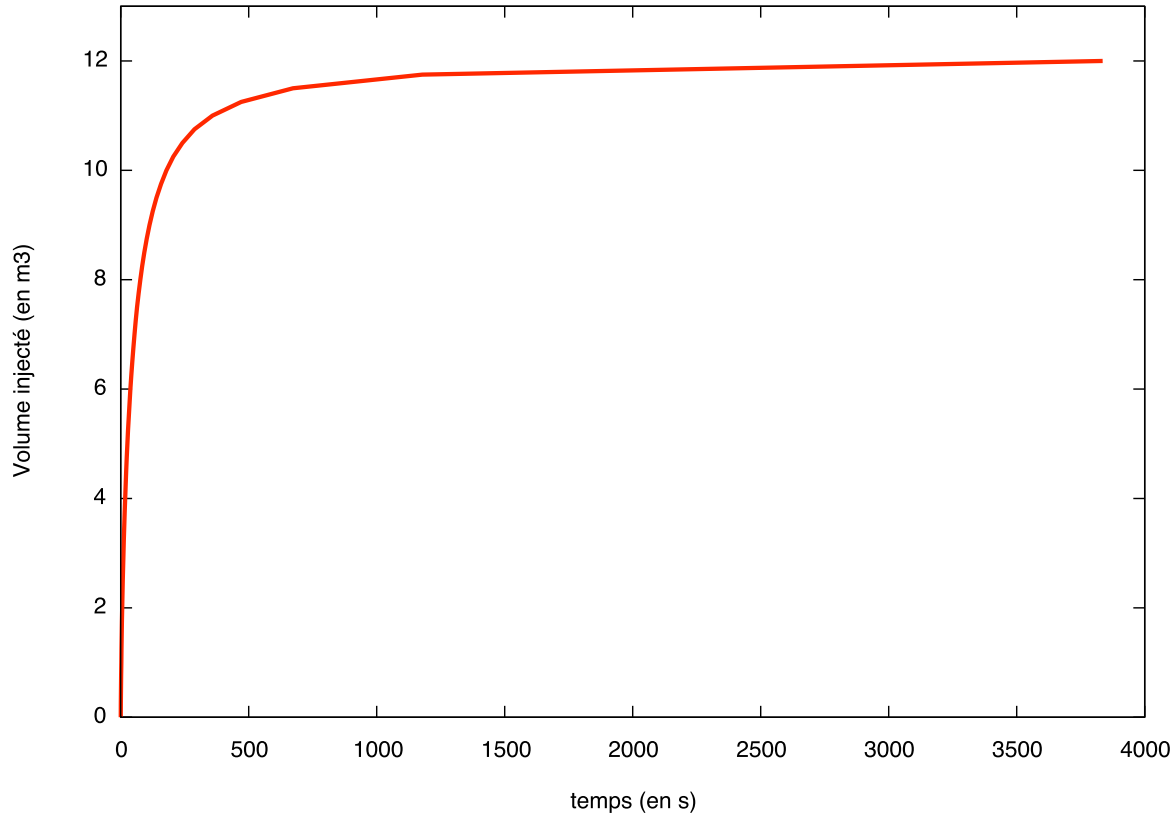


FIG. 6.21 – Evolution du volume injecté en fonction du temps, pour un dyke d'épaisseur constante de 5 cm

Comme le dyke est fin, il y a beaucoup de frottements. Il met plus de temps à se mettre en place et dissipe son énergie par frottement. Sa propagation n'est pas directement stoppée par les sédiments encaissants comme dans le cas où il fait 60 cm d'épaisseur. La figure 6.21 montre que ce dyke fin s'arrête plutôt à la manière d'un sill, c'est-à-dire qu'il dissipe son énergie par frottement et qu'il arrive un moment où il se fige car le fluide de Bingham n'est plus assez cisaillé. Les extensions obtenues pour les dykes dans ce modèles sont cohérentes avec les observations de terrain (figure 6.22)

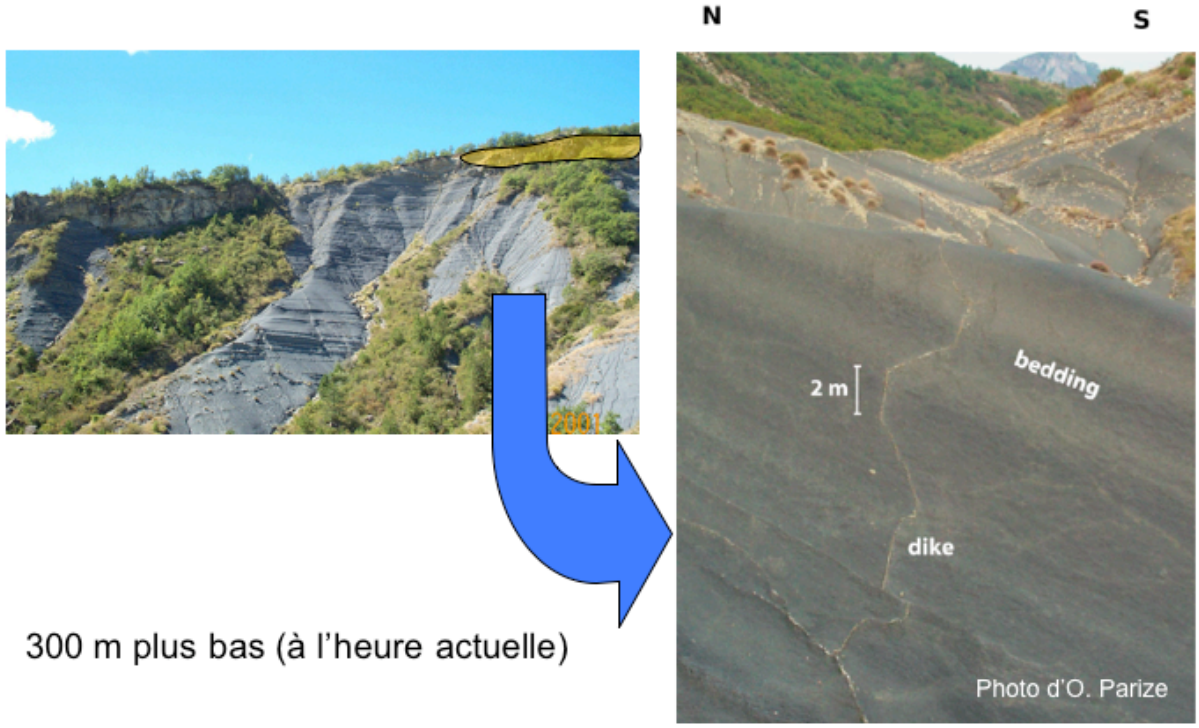


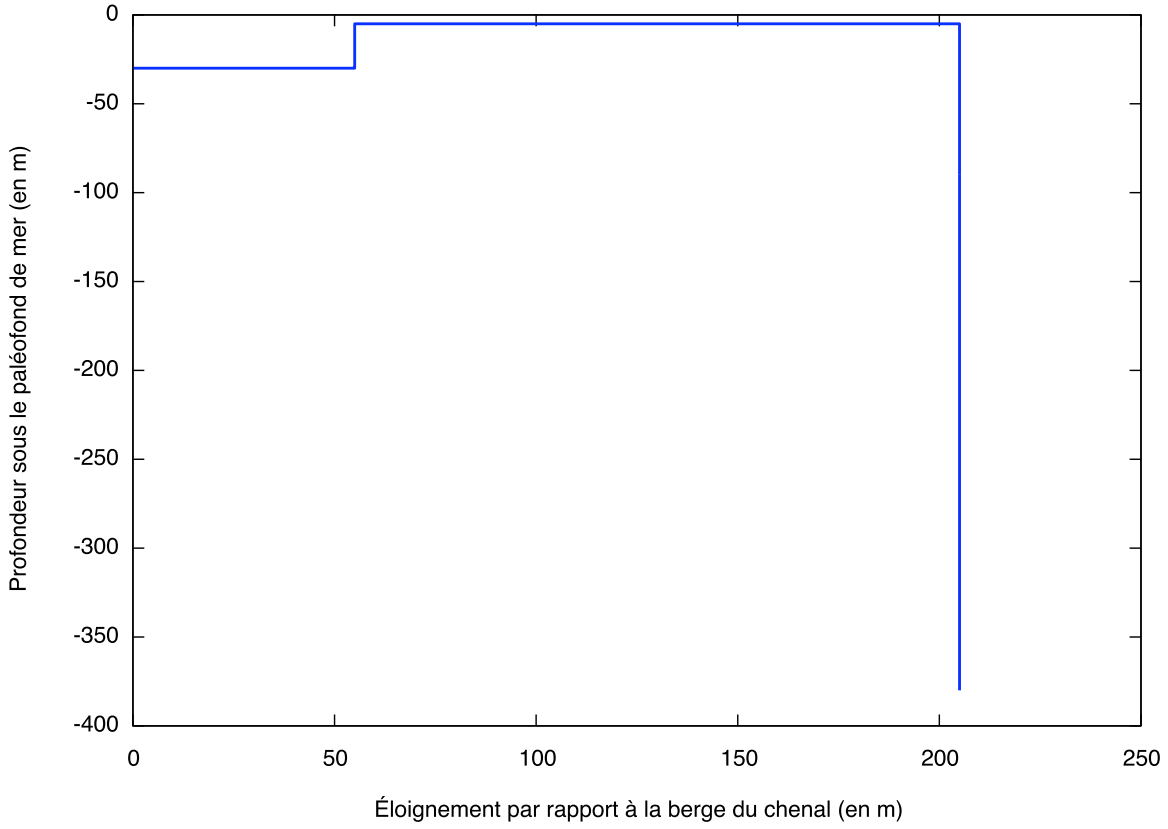
FIG. 6.22 – Extension d'un dyke à Bevons (photo de O. Parize)

6.5.2.3. Avec changements de direction

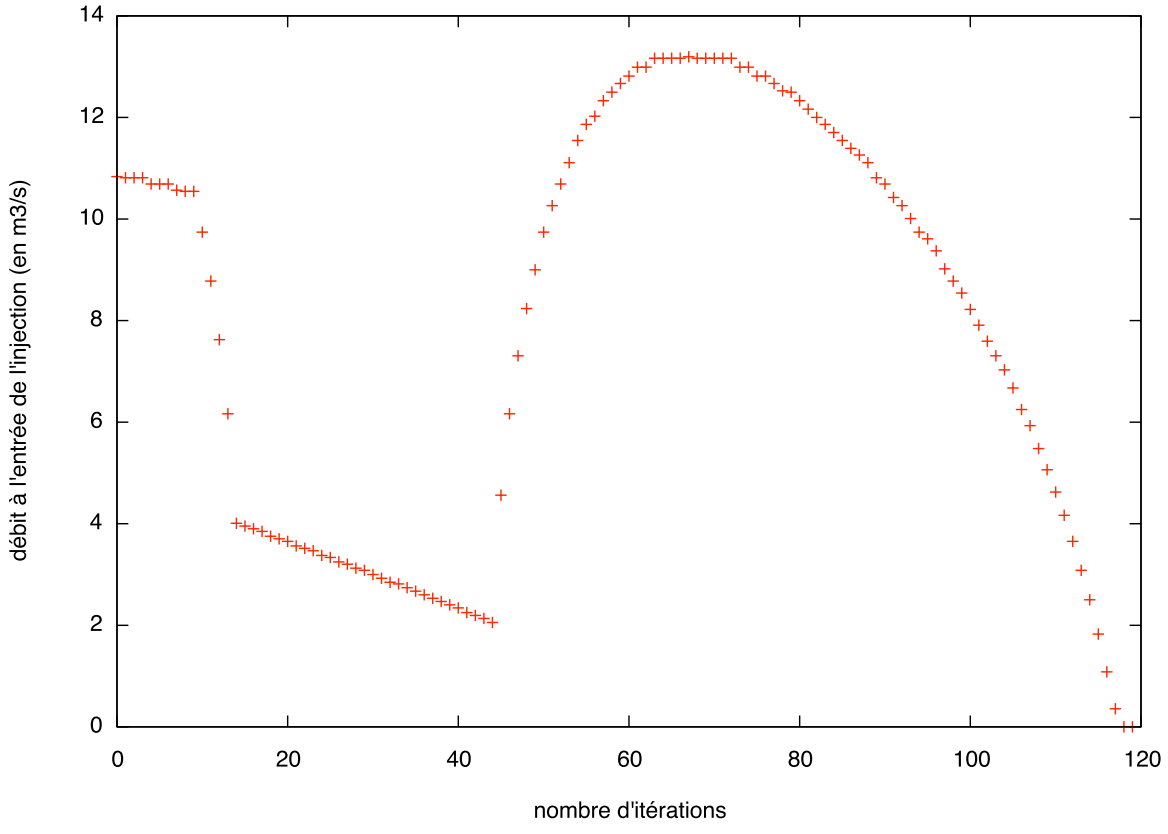
Un dyke, n'étant en général pas directement issu d'un sill, une simulation a été réalisée sur une injection dont le départ est horizontal. Au cours de sa propagation, il lui est autorisé de changer de direction à chaque itération avec une probabilité de 0,02. La figure 6.23 présente les résultats obtenus pour une injection d'épaisseur constante de 60 cm. L'injection est d'abord horizontale, elle remonte un peu vers la surface puis continue à se propager horizontalement. A 200 m du chenal, cette injection devient verticale et se fige une fois que son extrémité a atteint 400 m.

Le débit est de l'ordre de $11\ m^3.s^{-1}$ au début et diminue fortement lorsque l'injection remonte (figure 6.23(b)). En effet, en remontant, la pression diminue dans le mélange de sable, donc le débit également. Lorsque l'injection se propage horizontalement, le débit baisse régulièrement à cause des frottements pariétaux. Lorsque l'injection devient verticale et se dirige vers le bas, le débit augmente fortement au début pour rediminuer jusqu'à atteindre la profondeur maximale d'injection. Cette dernière augmentation est due à la non linéarité de la contrainte verticale dans les sédiments argileux comme cela a été évoqué dans le paragraphe 6.5.2.2.

Comme le montre la figure 6.24, le temps calculé pour former cette injection de $350\ m^3$ et de 70 secondes. Cette rapidité est due au fait qu'elle se termine par un dyke qui atteint rapidement sa profondeur maximale d'injection. Une fois que le bout de l'extrémité de l'injection ne peut plus avancer, celle-ci se fige sur toute sa longueur. Si l'injection horizontale commencée avant la transformation en dyke s'était poursuivie, en même temps que le dyke, la partie verticale se serait figée au bout de 70 secondes mais l'injection horizontale aurait pu continuer plus longtemps (comme au paragraphe 6.5.2.1).



(a)



(b)

FIG. 6.23 – Propagation d'un fluide de Bingham dans une injection horizontale à l'origine constituée d'une succession de segments horizontaux d'épaisseur constante de 60 cm. La probabilité de changer de direction de 0,98. (a) représente la trajectoire de l'injection et (b) le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations.

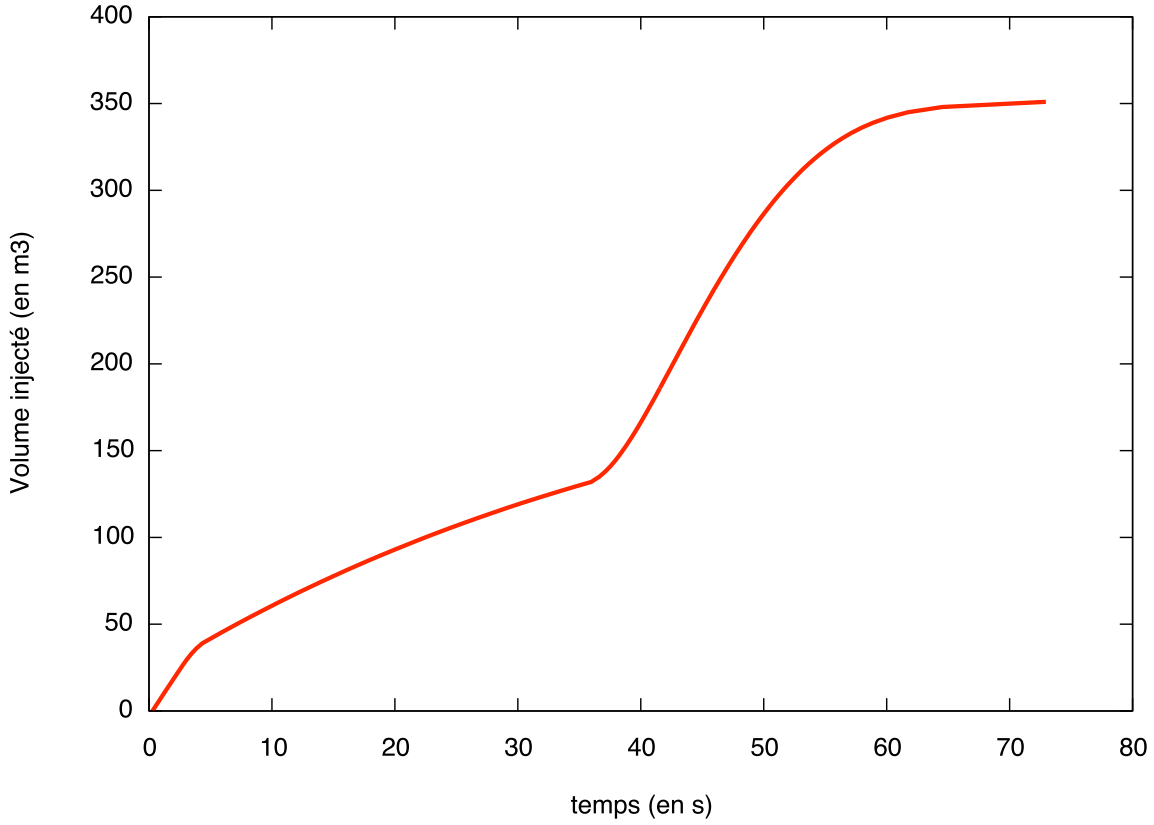


FIG. 6.24 – Evolution du volume injecté en fonction du temps.

6.5.2.4. Variation de la contrainte seuil et de la viscosité

Pour toutes ces simulations sans bifurcations, la contrainte seuil est de 10 Pa. Cet ordre de grandeur pour une contrainte seuil est du même ordre que celles des boues de forage. Dans chacun des cas, l'augmentation de cette contrainte fait baisser l'extension horizontale ou verticale des injections. Ainsi si l'on reprend l'exemple d'injection linéaire horizontale présenté dans la figure 6.12 avec une contrainte seuil de 20 Pa, on obtient une extension horizontale maximale de 1200 m, deux fois plus petite que pour une contrainte seuil de 10 Pa. De la même manière, si l'on applique cette même variation de contrainte seuil à l'exemple d'injection linéaire verticale présentée à la figure 6.18, l'extension verticale va être de 370 m alors qu'elle était de 380 m. La contrainte seuil joue essentiellement sur l'extension horizontale des injections. Dans le cas des injections verticales, c'est la profondeur qui détermine ou non l'arrêt de l'injection à cause de la valeur importante de la pression d'intrusion et de l'équilibre entre le poids des sédiments et celui de la colonne de sable.

6.5.3. Avec bifurcations

Les injectites observables sur le terrain sont connectées entre elles et forment un réseau. Il est donc indispensable de faire intervenir des bifurcations dans les simulations afin de voir l'effet de la propagation d'un dyke sur la propagation du sill auquel il est connecté et inversement. Tout en gardant les mêmes paramètres que dans les paragraphes précédents, une probabilité de bifurquer est rajoutée, elle est de 0,0001. La probabilité d'aller tout droit est égale à 1, ainsi les changements de direction sont uniquement dus aux bifurcations. Dans la mesure où, le plus souvent, les sills sont connectés au chenal et les dykes connectés aux sills, la direction du premier segment de l'injection est imposée : elle est horizontale.

6.5.3.1. Détails sur un premier exemple

La figure 6.25(a) présente l'allure finale du réseau d'injections. Le réseau ainsi obtenu possède 4 dykes issus des sills et deux sills principaux qui tentent de remonter vers la surface. Les dykes ne descendent jamais plus bas que 400 m et les sills ont une extension horizontale maximale de 1200 m. Ces ordres de grandeur sont cohérents avec les observations effectuées à Bevons.

La figure 6.25(b) montre l'évolution du débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations. Comme cela a été montré précédemment, les baisses lentes de débit correspondent essentiellement à des étapes où l'injection se propage principalement horizontalement, et les montées suivies rapidement d'une baisse sont dues au début de la propagation des dykes. Ce graphique présente un élément supplémentaire par rapport aux cas précédents : des montées très brutales du débit (variations presque discontinues). Elle correspondent à la création de nouvelles branches : globalement, les nouvelles injections, lorsqu'elles sont plusieurs, augmentent le débit dans les sections sur lesquelles elles ont pris naissance (conservation du débit).

La figure 6.26(a) présente l'évolution du volume injecté en fonction du temps. Le début de l'injection est très rapide et le volume injecté devient vite égal à $2500\ m^3$. La fin de l'injection prend plus de temps. D'après cette simulation, l'injection durerait 2 heures.

La figure 6.26(b) est une vue de la dernière étape de l'injection qui montre en rouge les branches qui ont figé (donc pour lesquelles le critère d'écoulement n'est pas vérifié) et en bleu, celles où l'écoulement est encore possible. Cependant, à cette étape, toutes les extrémités sont figées, l'écoulement est donc stoppé partout dans le réseau.

La chronologie joue un rôle important. En effet, il se peut par exemple que des bifurcations se développent près du chenal alors que d'autres injections se sont déjà propagées sur de grandes distances.

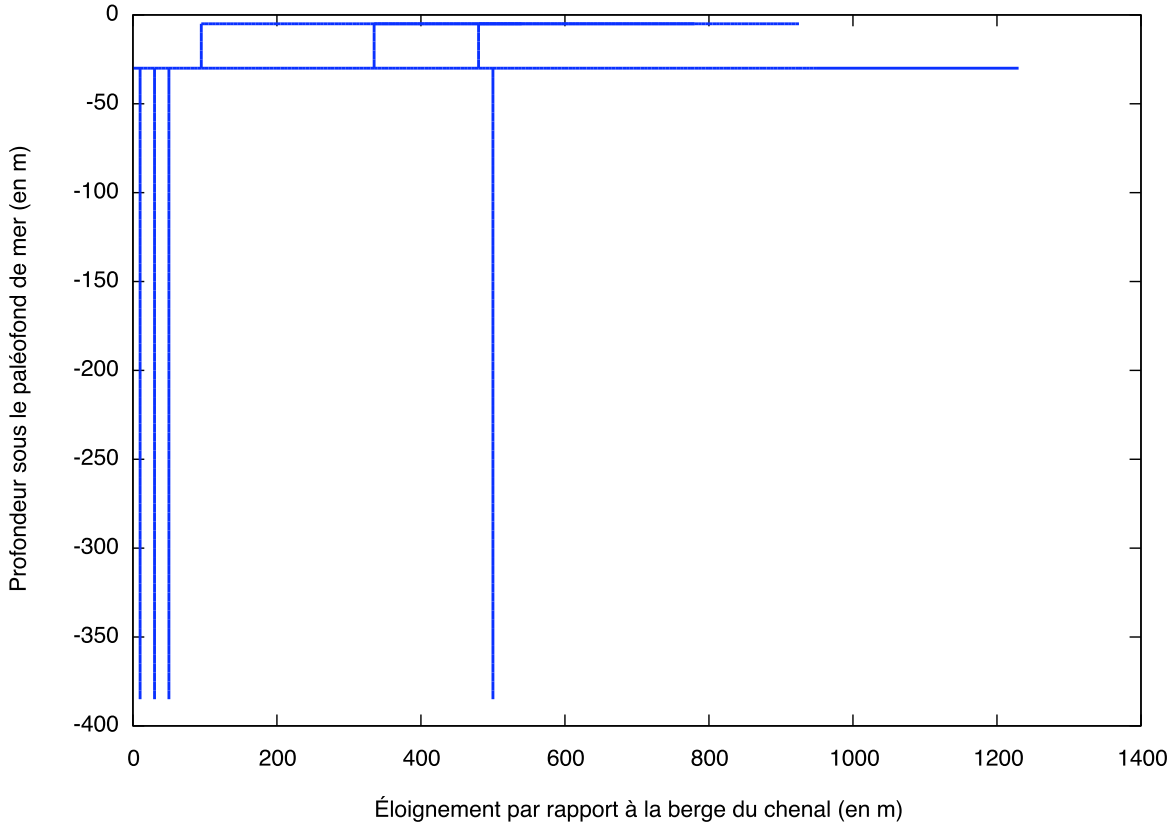
Les figures 6.27 à 6.31 représentent le réseau d'injection à différentes étapes. L'épaisseur du trait est proportionnelle au débit. Lorsque l'écoulement est possible, les branches sont bleues. Lorsque l'écoulement est impossible, les branches sont rouges (= figées).

Voici la description des premières étapes principales :

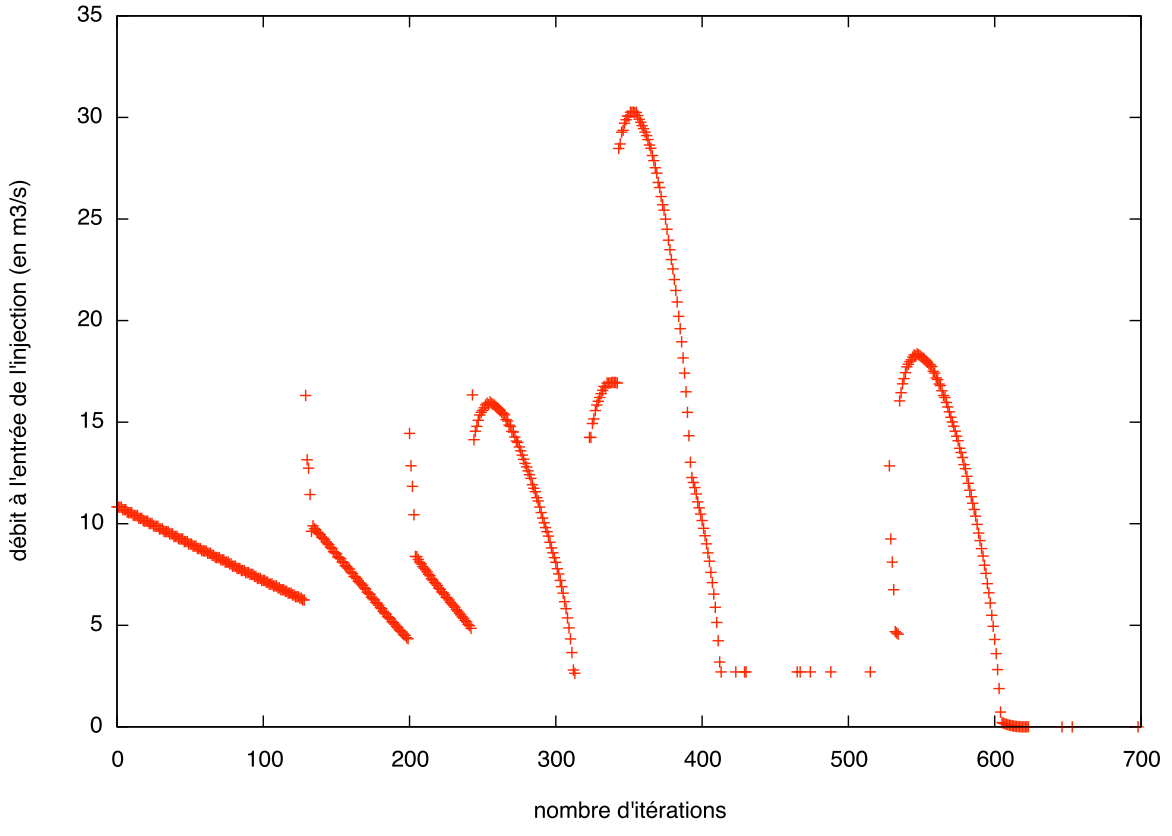
- L'injection commence à l'horizontale avec un certain débit,
- Au bout de 120 itérations (figure 6.27), une bifurcation se développe au-dessus de l'injection initiale,
- A 200 itérations, une nouvelle bifurcation se développe, encore une fois au-dessus du sill de départ mais non loin du chenal, tandis que la précédente se propage horizontalement,
- Au bout de 240 itérations, la première bifurcation se fige alors que la première injection et la deuxième bifurcation continuent à se propager,
- Au bout de 270 itérations la propagation d'un nouveau dyke entraîne l'arrêt de la première injection horizontale.
- etc.

Ces opérations se répètent, certaines branches apparaissent, d'autres se figent, jusqu'à ce que toutes les branches formant les extrémités du réseau se figent. A partir de ce moment-là, l'injection s'arrête.

Ce modèle ne prend pas en compte les éventuelles communications entre des branches dont les chemins se croisent. Dans cet exemple, il arrive que de tels recoupements se produisent. Cependant, il s'agit à chaque fois d'une branche en cours de propagation qui « passe » sur le même chemin qu'une branche déjà figée. Ceci peut s'observer à l'itération 580 (figure 6.30) : un sill passe sur un ancien sill déjà figé. La nouvelle injection profite de l'ancienne comme chemin préférentiel, l'ancienne injection est ainsi considérée comme une discontinuité. Il serait intéressant de déterminer si une injection figée peut être réactivée ou refluidisée par l'arrivée d'une autre injection en cours de propagation. Il serait également utile de prendre en compte les connexions éventuelles entre différentes branches en cours d'injection (non figées), pour évaluer leur influence sur les limites d'injection. Cependant, les observations ne présentent que quelques connexions et ce premier modèle simple (sans connexions) donne des résultats cohérents avec les observations de terrain en ce qui concerne les distances maximales d'injection.

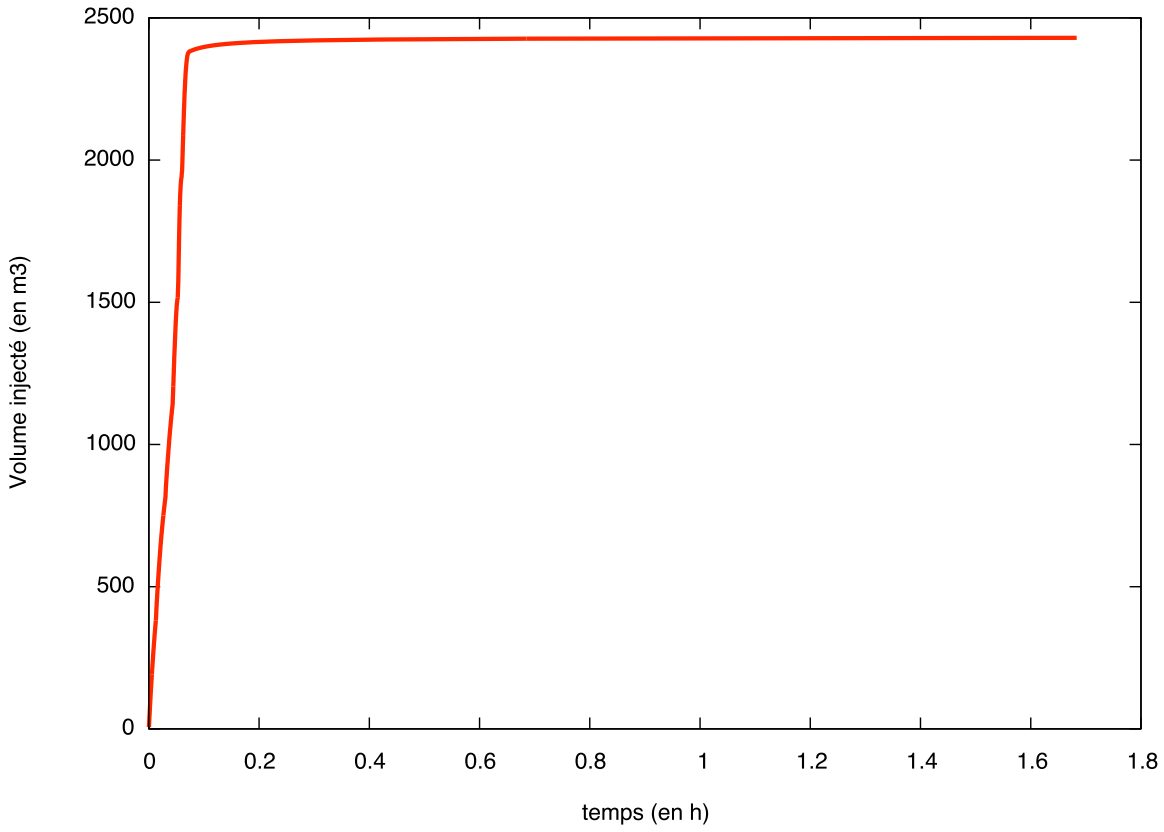


(a)

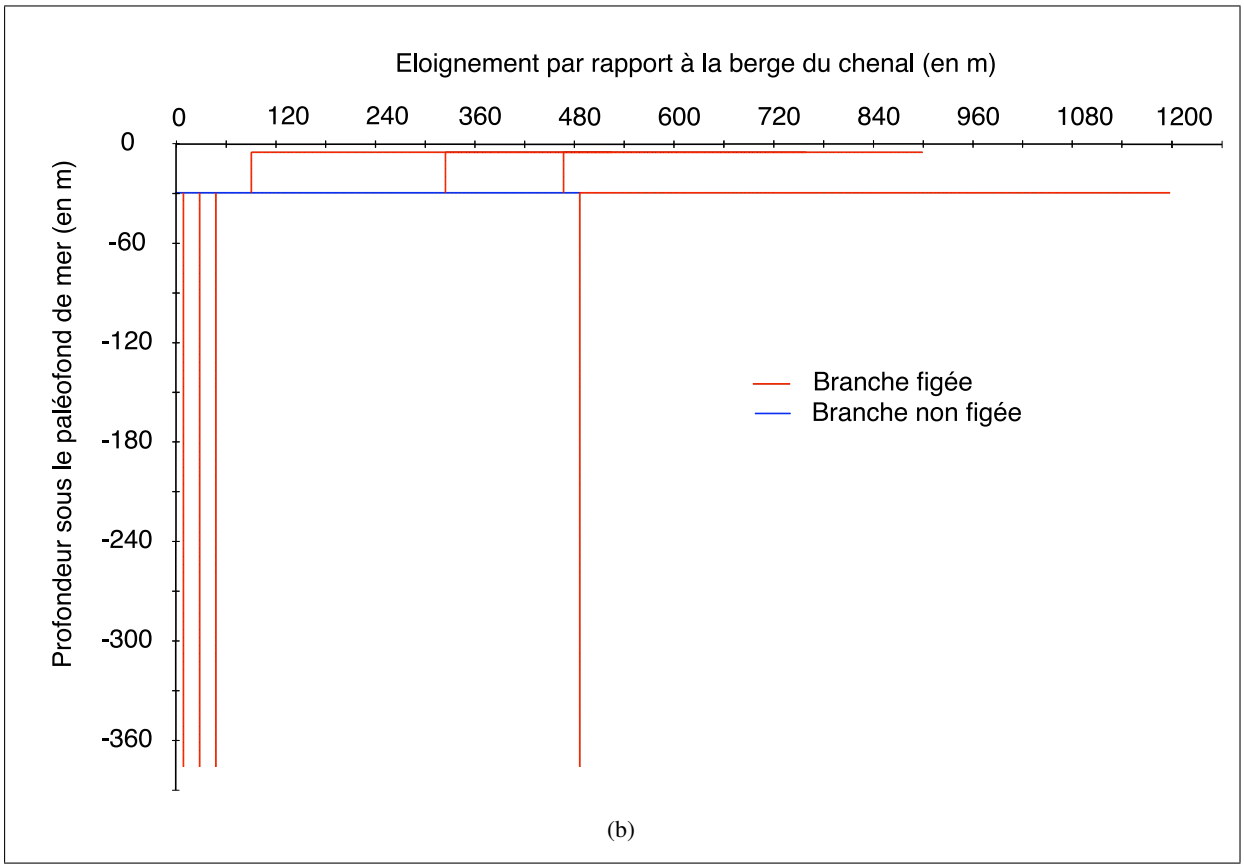


(b)

FIG. 6.25 – Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations. (a) représente la trajectoire de l'injection et (b) le débit au point d'injection en fonction du nombre d'itérations.



(a)



(b)

FIG. 6.26 – Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations : (a) représente l'évolution du volume injecté en fonction du temps et (b) représente le résultat d'une simulation d'injection avec bifurcations, tous les bouts sont figés (rouges), donc l'injection s'arrête.

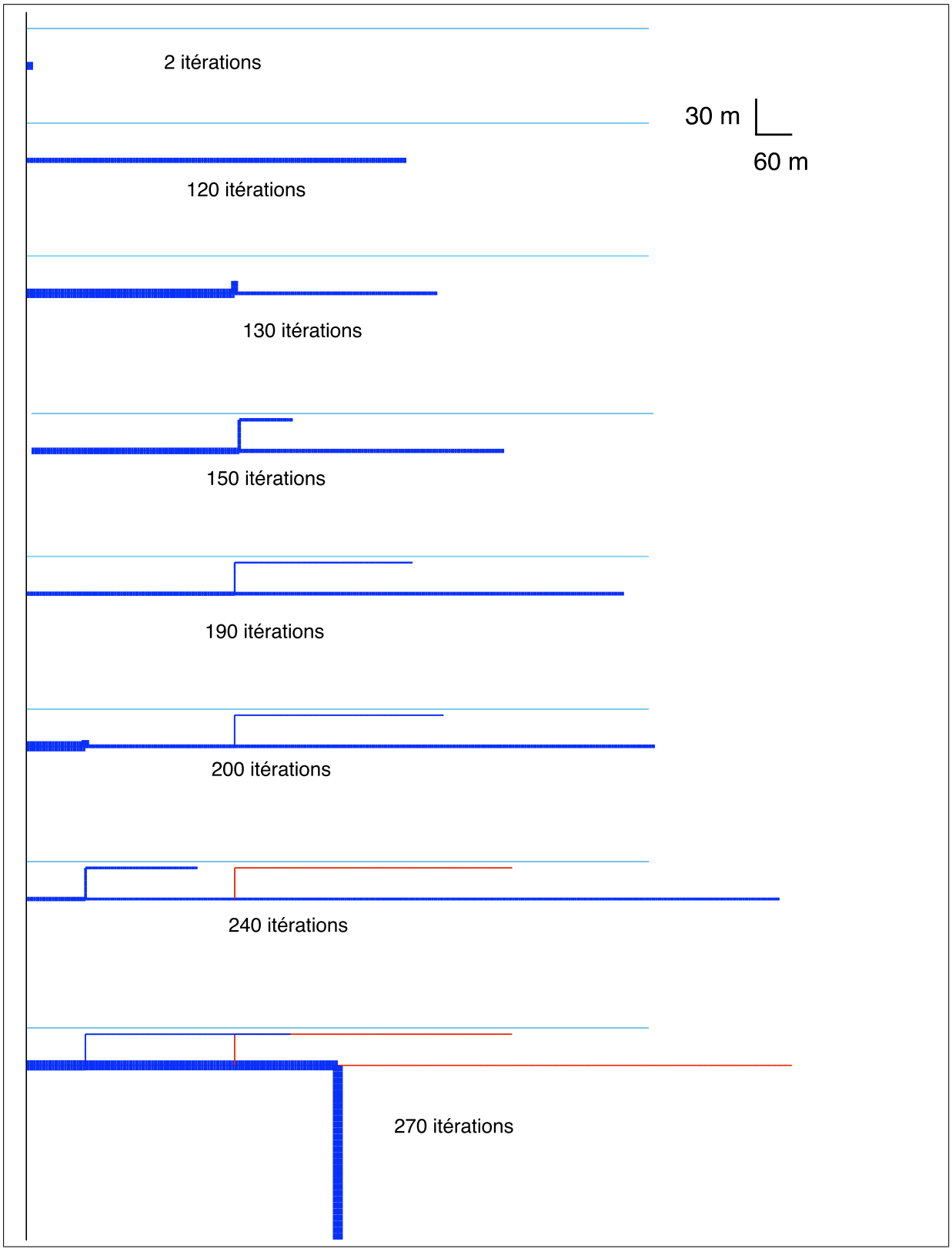


FIG. 6.27 – Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. La couleur rouge est utilisée pour représenter les branches figées et la couleur bleue pour les branches où le fluide s'écoule. L'épaisseur des traits bleus est proportionnelle à la valeur du débit dans ces branches

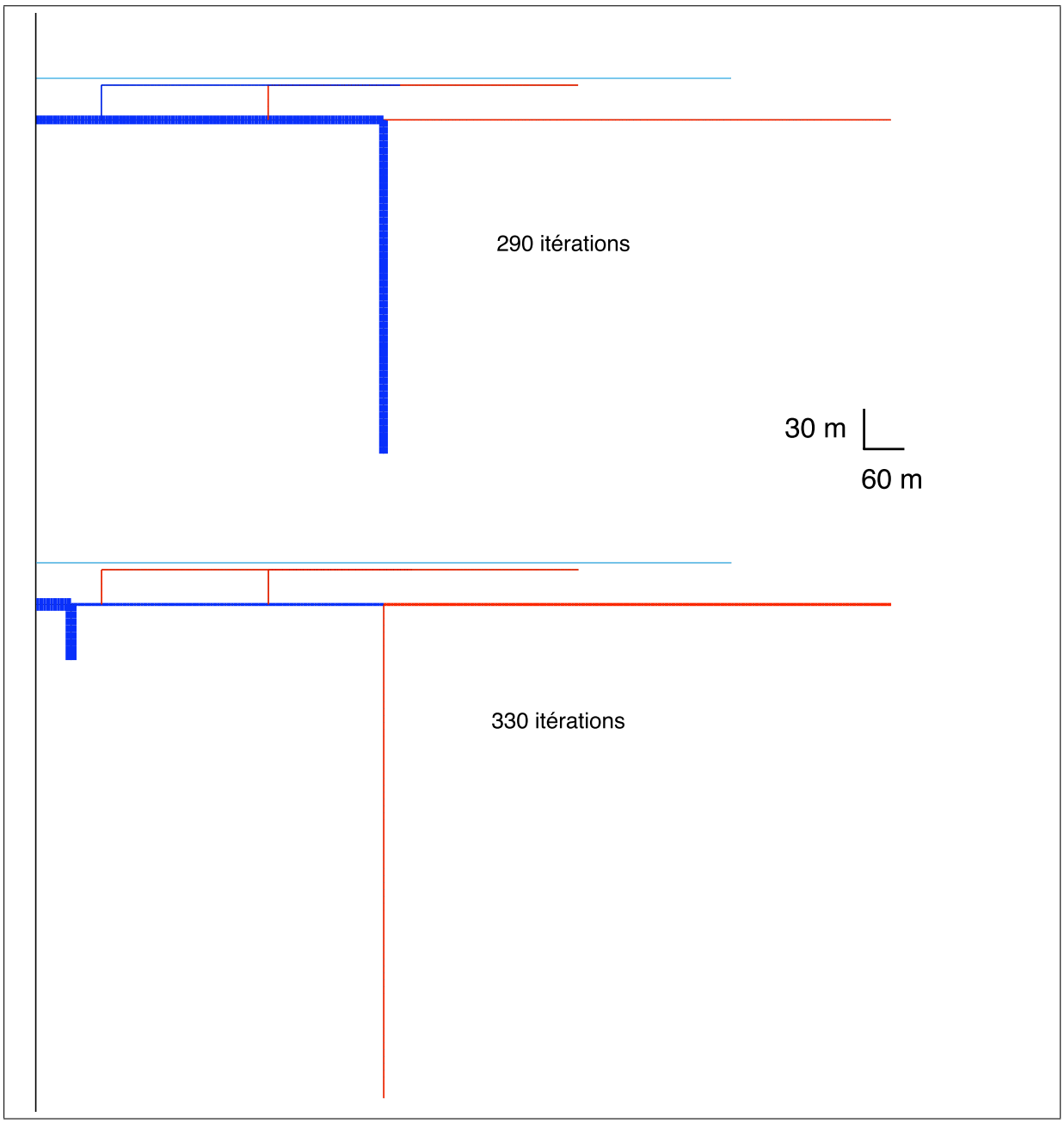


FIG. 6.28 – Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. La couleur rouge est utilisée pour représenter les branches figées et la couleur bleue pour les branches où le fluide s'écoule. L'épaisseur des traits bleus est proportionnelle à la valeur du débit dans ces branches

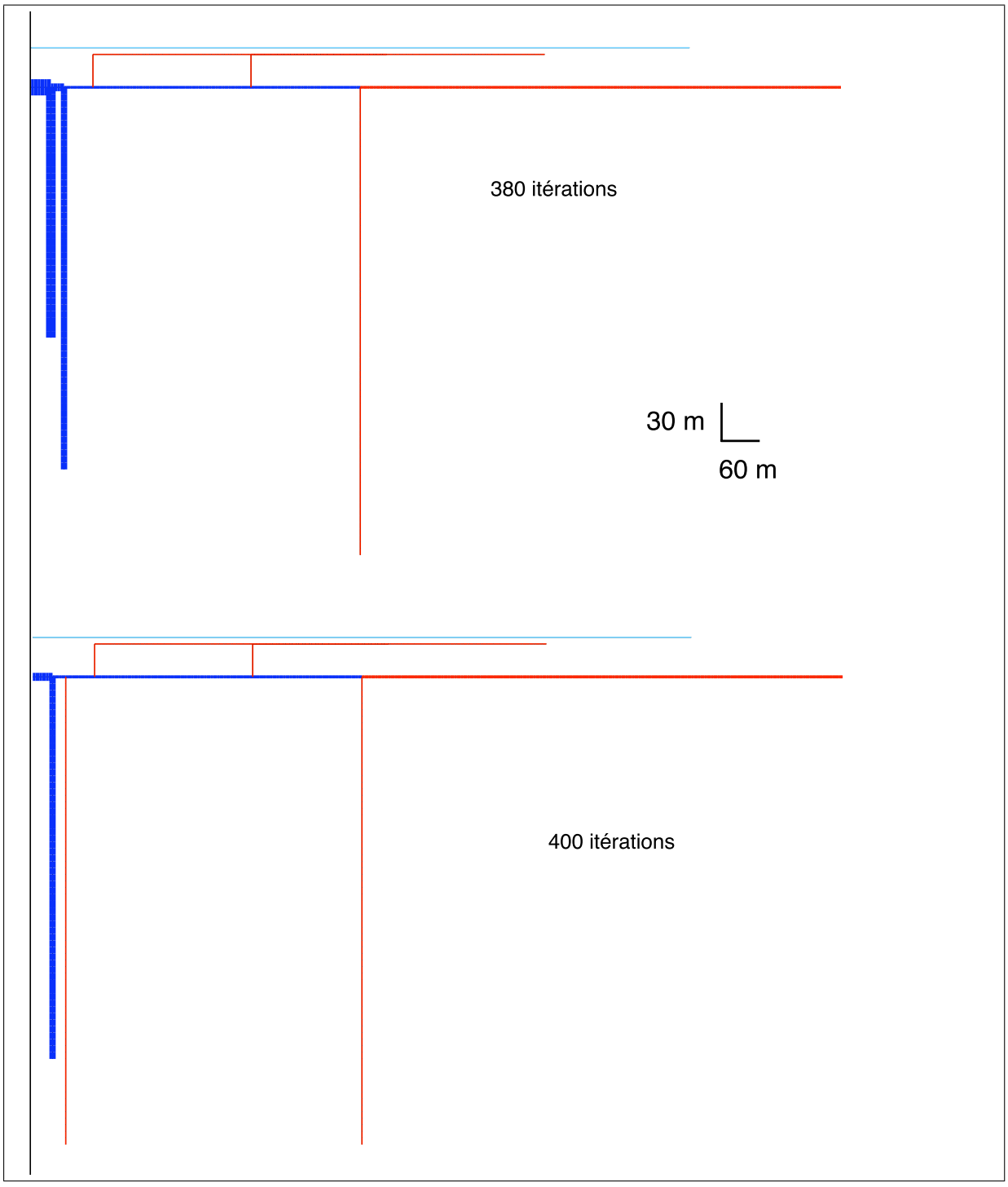


FIG. 6.29 – Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. La couleur rouge est utilisée pour représenter les branches figées et la couleur bleue pour les branches où le fluide s'écoule. L'épaisseur des traits bleus est proportionnelle à la valeur du débit dans ces branches

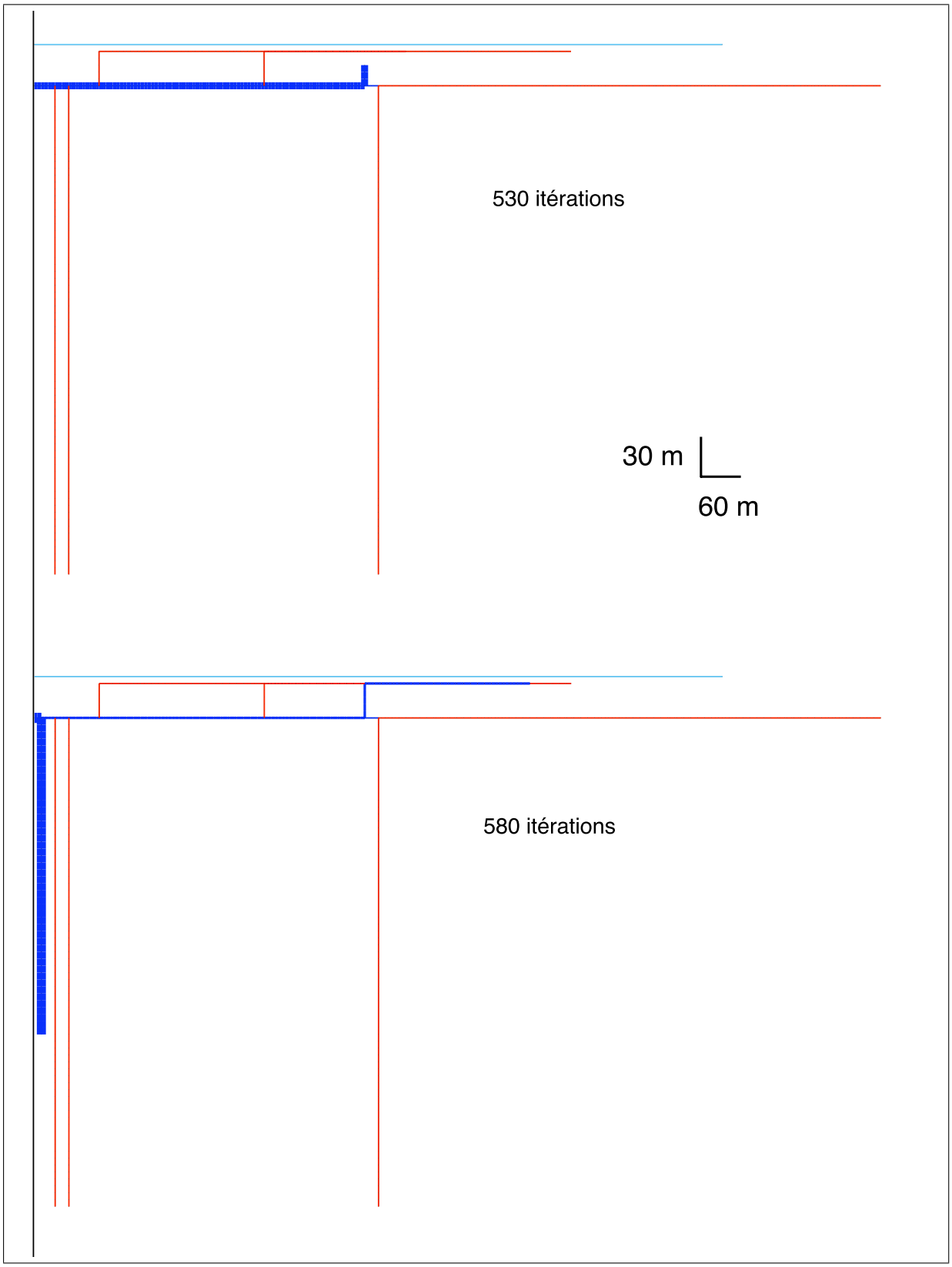


FIG. 6.30 – Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. La couleur rouge est utilisée pour représenter les branches figées et la couleur bleue pour les branches où le fluide s'écoule. L'épaisseur des traits bleus est proportionnelle à la valeur du débit dans ces branches

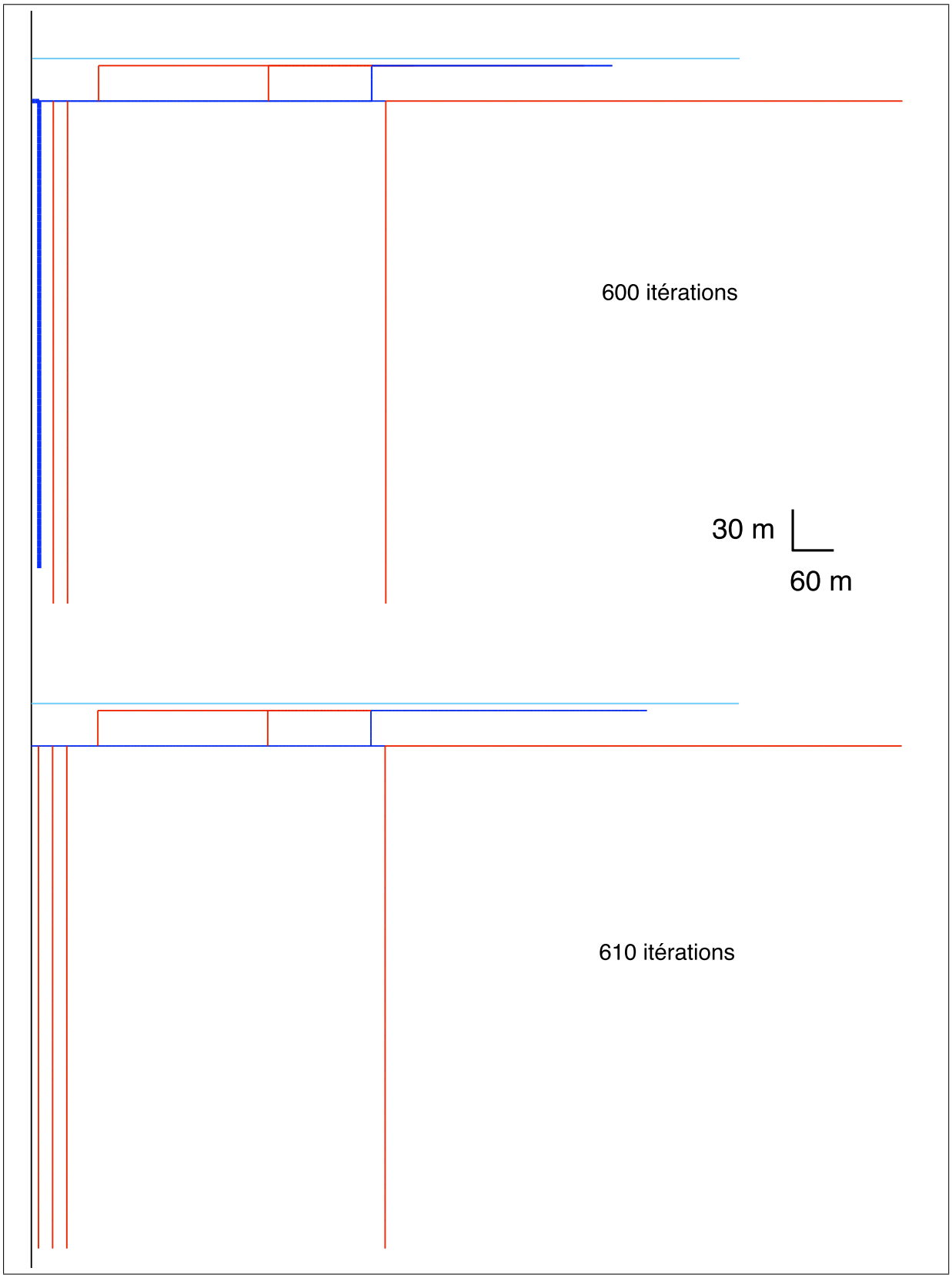


FIG. 6.31 – Représentation du réseau d'injection à plusieurs étapes. La couleur rouge est utilisée pour représenter les branches figées et la couleur bleue pour les branches où le fluide s'écoule. L'épaisseur des traits bleus est proportionnelle à la valeur du débit dans ces branches

6.5.3.2. Résultats d'un autre exemple

La simulation expliquée dans le paragraphe précédent peut être réalisée avec d'autres tirages aléatoires, en voici un exemple (figure 6.32).

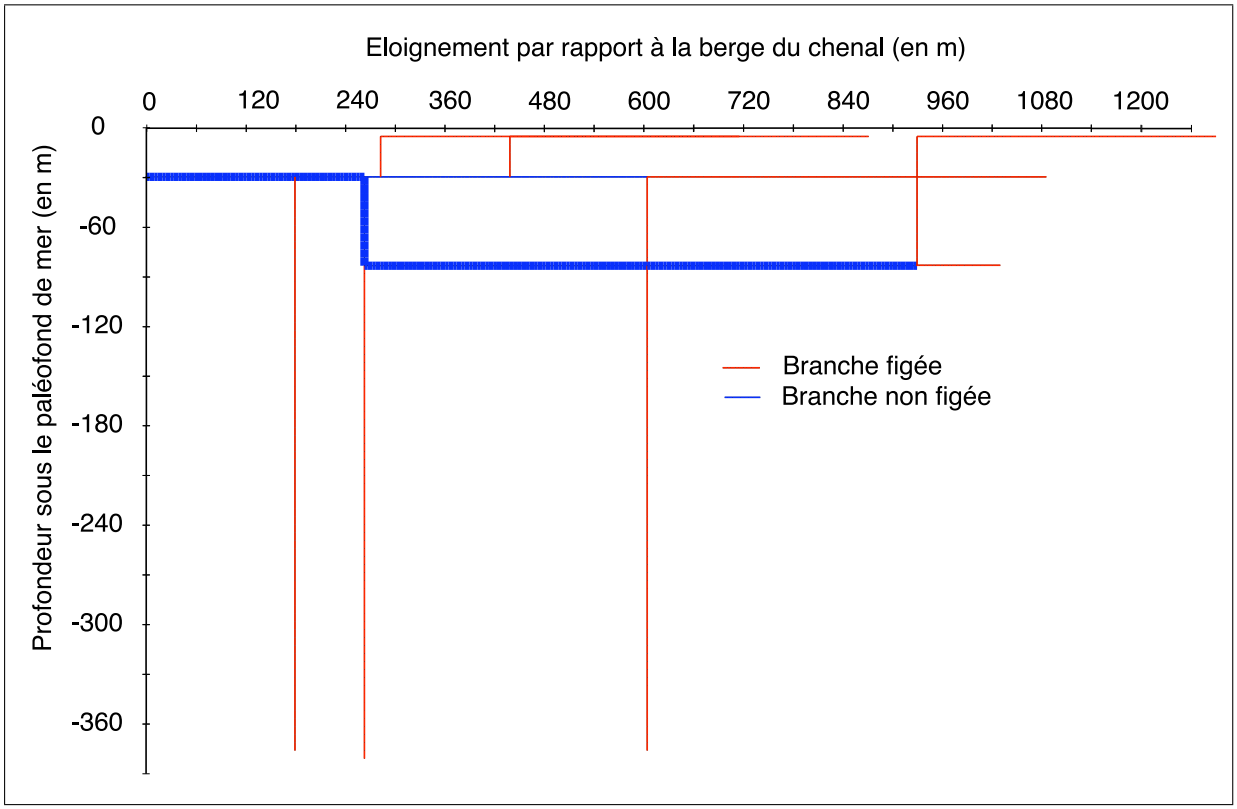


FIG. 6.32 – Même exemple que précédemment (figures 6.27, 6.28, 6.29, 6.30, 6.31), avec un tirage aléatoire différent

6.5.3.3. Diminution des épaisseurs au cours de la propagation

Sur le terrain, l'épaisseur des injections diminue en s'éloignant du corps nourricier. En effet, bien que les sills puissent avoir une épaisseur métrique près du chenal, ils sont très fins dans leur partie distale. Ceci est également vrai pour les dykes : ceux observés aux alentours de 300 m de profondeur ont une épaisseur qui ne fait plus que quelques centimètres.

Pour quantifier l'effet de ces observations sur l'écoulement d'un fluide de Bingham dans les injections, une loi de variation des épaisseurs est rajoutée au modèle. Près du chenal l'épaisseur des injections est fixée à 60 cm et elle diminue linéairement avec l'éloignement par rapport au chenal verticalement et horizontalement.

Les résultats obtenus ne sont pas très différents du cas où l'épaisseur est constante tout au long des injections (figures 6.33 et 6.34). Certaines injections verticales sont stoppées un peu plus vite que d'autres car elle deviennent très fines et entraînent beaucoup de frottements. Le débit au point d'injection est un peu plus faible en moyenne que pour le cas précédent ; en effet, les épaisseurs diminuant, il y a moins de volume à injecter.

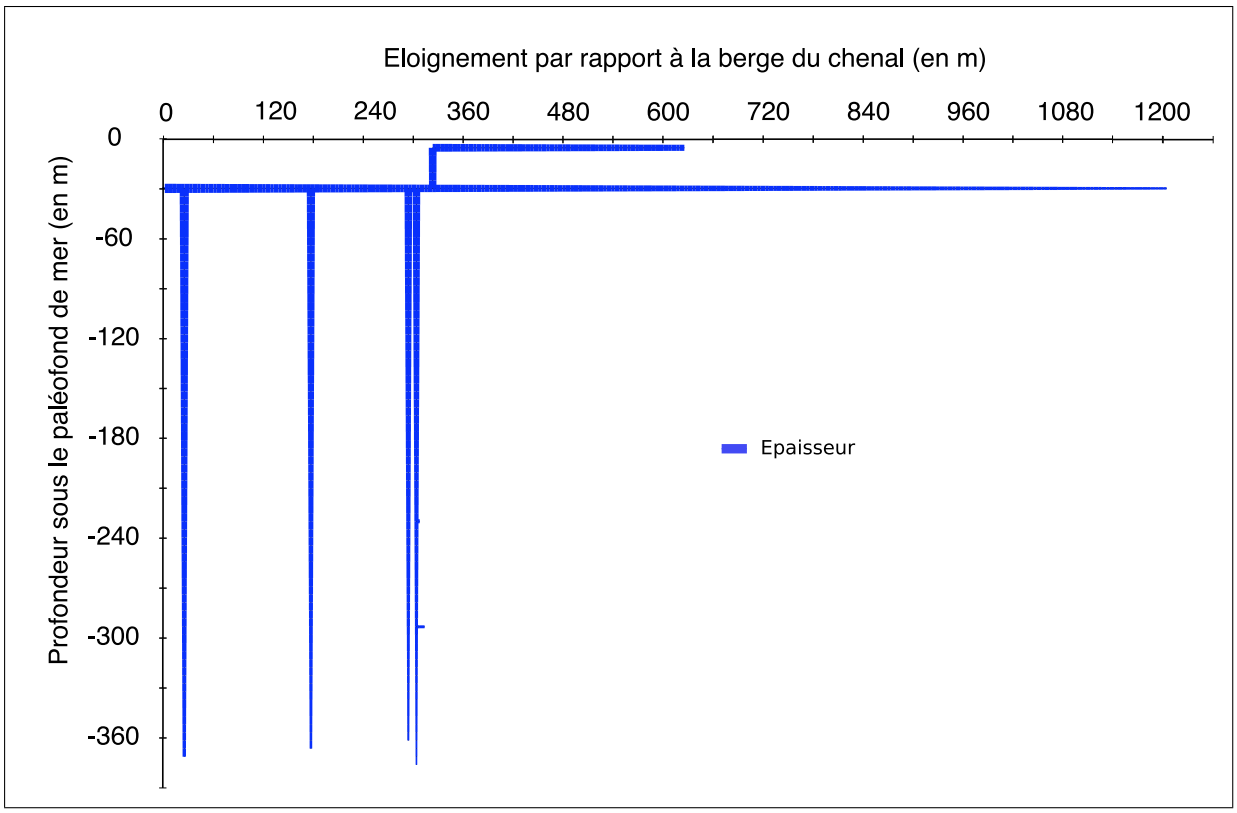


FIG. 6.33 – Représentation d'un réseau d'injection dont les épaisseurs diminuent horizontalement et verticalement en s'éloignant du chenal. Ces épaisseurs sont représentées à l'aide d'un facteur 20 pour une meilleure visualisation.

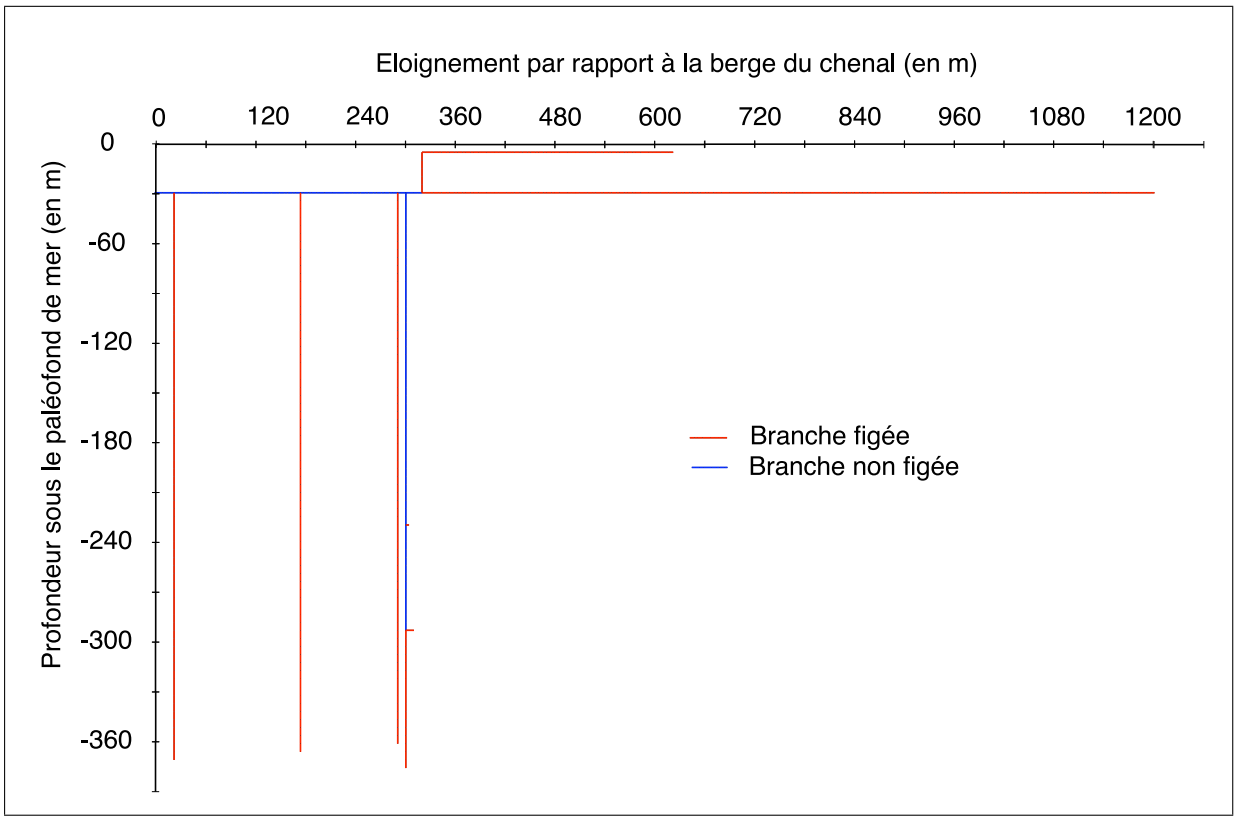


FIG. 6.34 – Propagation d'un fluide de Bingham dans un réseau avec bifurcations. Représentation du résultat d'une simulation d'injection avec bifurcations, tous les bouts sont figés (rouges) donc l'injection s'arrête.

6.6. Prise en compte de la dynamique de l'écoulement

Dans les simulations réalisées, la pression d'injection est estimée en calculant le poids de 30 m d'un mélange d'eau et de sable avec une concentration volumique en sable de 40 %. La pression exercée par ce mélange est d'environ 0,5 MPa.

Les résultats obtenus dans la partie précédente montrent que cette pression a un ordre de grandeur réaliste pour générer des réseaux d'injections dont les extensions sont cohérentes avec celles observée sur les affleurements. Or des pressions similaires peuvent être obtenues en prenant en compte la pression statique et la pression dynamique de l'écoulement. La pression dynamique est obtenue grâce à l'expression de l'énergie cinétique :

$$\frac{1}{2}\rho v^2 \tag{6.20}$$

où ρ est la masse volumique du fluide en écoulement dans le chenal (en $kg.m^{-3}$) et v sa vitesse (en $m.s^{-1}$).

Voici quelques configurations pour lesquelles la pression appliquée dans le chenal par l'écoulement est de 0,5 MPa :

Concentration	hauteur de l'écoulement = 1 m	hauteur de l'écoulement = 10 m
40 %	86 $km.h^{-1}$	71 $km.h^{-1}$
20 %	97 $km.h^{-1}$	84 $km.h^{-1}$

Ainsi, l'écoulement d'un mélange sableux de 10 m de haut et de concentration volumique en sable de 20 % pourra exercer une pression de 0,5 MPa s'il s'écoule à une vitesse d'environ 80 $km.h^{-1}$. Ce type d'écoulement est proche des descriptions réalisées pour les écoulements turbiditiques et gravitaires dans la littérature (Stow, 1986 [148], Mulder, 2001 [111], etc.). En effet, un écoulement concentré à 40 % pourrait difficilement s'écouler.

Cette prise en compte de la composante dynamique de l'écoulement permet ainsi de préciser les propriétés de cette écoulement lors de l'injection et de montrer que la vitesse joue un rôle essentiel dans le phénomène d'injection : l'écoulement dans le chenal n'avait pas nécessairement une hauteur de 30 m.

6.7. Conclusions et apports du modèle

6.7.1. Une meilleur compréhension des phénomènes

Le but de cette modélisation est de simuler l'injection sableuse à l'aide d'un modèle mécanique. Pour rendre compte de certaines géométries observées sur les affleurements, en particulier celle d'un réseau, un modèle géométrique a été établi afin de rendre possible la création de bifurcations de manière aléa-

toire. Ce modèle géométrique a servi de « trajectoire » au modèle mécanique qui, lui, décrit l'écoulement grâce, entre autre, à un modèle de fluide à seuil.

6.7.1.1. Validation des paramètres utilisés grâce aux observations de terrain

Certains paramètres mécaniques nécessaires à la modélisation ont dû être estimés dans un premier temps. Pour cela, les données établies pour des boues de forage ont été utilisées. Les résultats obtenus ont pu être comparés aux observations de terrain, particulièrement en ce qui concerne les extensions maximales de propagation et ainsi valider les paramètres mécaniques testés :

- Un sill seul peut se propager sur 2400 m,
- Un dyke seul peut descendre jusqu'à 400 m sous le paléofond de mer,
- Un réseau de sills et de dykes connectés (ce réseau étant connecté au chenal par un sill) peut avoir une extension horizontale de 1200 m et 400 m verticalement.

6.7.1.2. Les sills et les dykes ne s'arrêtent pas pour les mêmes raisons

La formation des sills est plus longue que celle des dykes, la formation d'un sill seul dure plusieurs heures alors que celle d'un dyke dure quelques secondes :

- Le sill se propageant à l'horizontale, la pression disponible pour générer son écoulement reste constante (différence entre la pression dans le chenal et dans les sédiments à une profondeur donnée). Son écoulement donne lieu à des pertes de charge par frottement pariétal qui finissent par stopper l'écoulement car le critère d'écoulement n'est plus vérifié ;
- L'arrêt de l'injection des dykes est essentiellement provoqué par le fait que le poids de la colonne de sable devienne inférieur au poids des sédiments encaissants aux alentours de 400 m de profondeur (à cette profondeur, le différentiel de pression s'annule) ainsi que par l'augmentation de la pression d'intrusion avec la profondeur. La combinaison de ces deux facteurs a un effet sur le critère d'écoulement qui finit par ne plus être vérifié.

6.7.1.3. Mise en évidence du fonctionnement en réseau, influence des dykes sur les sills

Lorsque les sills et les dykes sont connectés, le temps de propagation du réseau est d'environ 2 heures. Les dykes se forment toujours en quelques secondes et ont un effet sur la propagation des sills qui se propagent 2 fois moins loin que s'ils étaient seuls. Comme ces sills se propagent moins loin, ils ne mettent plus que 2 heures au lieu de 45. Cette grande différence de durée est due au fait que lorsqu'un sill se propage seul, c'est la fin de l'injection qui est très longue (la majorité du temps nécessaire est due aux 200 derniers mètres). La création de dykes au cours de l'injection consomme de l'énergie et limite l'extension et la durée de formation des sills.

6.7.2. Discussion des scénarios

6.7.2.1. Volumes mis en jeu

La simulation d'un réseau d'injection permet de calculer le volume injecté. Pour l'exemple traité, le volume total injecté est de $2500\ m^3$ pour une épaisseur unitaire (en quelque sorte pour une tranche unitaire d'affleurement). Le chenal auquel est connecté le réseau fait 30 m de profondeur. Supposons que ce chenal a une largeur de 500 m. S'il est entièrement rempli, il contient un volume de $15000\ m^3$ pour une épaisseur unitaire. Si un réseau d'injection se produit de chaque côté du chenal, le volume injecté est de $5000\ m^3$ pour une épaisseur unitaire. Dans ce cas le volume injecté représente 1/3 du volume du chenal. Ce modèle est cohérent si le volume de remplissage du chenal est resté constant durant le temps d'injection, donc pendant environ 2 heures. C'est-à-dire que le chenal a été alimenté en continu par le sable massif pendant cette durée. Si tel n'a pas été le cas, une baisse du niveau de sable dans le chenal pendant l'injection ne peut que diminuer l'extension de l'injection, voire la stopper si le poids de la colonne de sable devient inférieur à celui des sédiments argileux à la profondeur d'injection.

6.7.2.2. Apports de la prise en compte de la dynamique de l'écoulement

La prise en compte de la vitesse d'écoulement dans le chenal pour le calcul de la pression d'intrusion a permis de montrer que l'écoulement responsable de l'injection pouvait avoir une concentration de 20 % et une vitesse d'environ 80 $km.h^{-1}$ et seulement une hauteur de 10 m. Sur le terrain, les chenaux sont effectivement remplis par 30 m de sable à l'heure actuelle et il vient d'être démontrer qu'un écoulement de 10 m pouvait entraîner l'injection. Ceci signifie que d'autres épisodes d'arrivée de sables massifs ont pu se succéder à la suite du premier. Ces dernier ont pu on non réactiver l'injection. Ce modèle

permet donc de revenir sur les hypothèses de départ et de proposer d'autres scénarios d'injection. Une observation de terrain plus fine pourrait mettre en évidence le polyphasage du remplissage du chenal.

6.7.3. Adaptabilité du modèle

Dans ce modèle, les sédiments argileux ne sont pas homogènes. En effet, une loi de porosité est utilisée pour modéliser le fait que ces sédiments sont en cours de compaction et une pression d'intrusion est introduite pour rendre la pénétration du sable plus difficile en profondeur que près de la surface.

Le modèle géométrique impose des trajets aux injections à l'aide de lois de probabilité. Une régionalisation de ces probabilité en fonction d'interprétations géologiques pourrait permettre d'intégrer des éléments susceptibles d'influencer les chemins de l'injection :

– Des hétérogénéités sub-verticales : par exemple des failles synsédimentaires ou des fractures précoces. Ainsi, lorsqu'un sill rencontre une faille verticale, le mélange d'injection aurait une forte probabilité de descendre dedans. Il serait donc possible d'imposer des failles connues dans le modèle géométrique.

– Des hétérogénéités horizontales : des discontinuités stratigraphiques. Il a été souligné précédemment que les sills se propageaient préférentiellement dans des niveaux de cendres ; il serait donc possible d'intégrer ces niveaux au modèle géométrique.
– Une autre possibilité serait d'adapter le mode de propagation au type d'encaissant traversé, en différenciant les bancs marneux et les bancs calcaires en cours de formation pendant la compaction.
– Enfin le slump de Rosans pourrait également être intégré au modèle géométrique afin de canaliser les injections horizontalement sans créer trop de dykes.

Ce modèle en partie probabiliste pourrait permettre d'intégrer un ensemble de caractéristiques géologiques observées sur les affleurement. Dans les exemples traités, la contrainte verticale et la contrainte horizontale sont égales ; il serait également possible de jouer sur la contrainte horizontale pour rajouter une contrainte tectonique si cela est nécessaire.

Conclusions et perspectives

Les injections gréseuses ont souvent été étudiées à partir d'observations de terrain et à de nombreux endroits dans le monde. Ces injections sont de types différents (syn ou post-dépositionnels, *per ascensum* ou *per descensum*...), elles ne prennent pas toujours place dans les mêmes sédiments mais surtout peuvent se produire à différentes échelles. Certaines ont des extensions de quelques centimètres alors que d'autres sont kilométriques. La mise en place de ces injections a été expliquée par d'éventuelles surpressions ou surcharges qui ont entraîné l'introduction de matériaux meubles dans des sédiments lithifiés ou en cours de lithification. Ces approches naturalistes et qualitatives étaient plus ou moins satisfaisantes pour les injections de faible extension, mais difficilement concevables pour des extensions kilométriques.

Ces injections sont le témoin d'un état de fracturation et d'une rhéologie passée de la succession argileuse. Ces objets sont donc des éléments importants à prendre en compte lors de l'étude de l'historique de la fracturation d'un massif argileux pour le stockage futur de déchets radioactifs en couches géologiques. Ces injections sableuses sont également à l'origine de circulations de fluide entre réservoirs et posent des problèmes pour la compréhension de certains systèmes pétroliers et l'exploitation des réservoirs. A cause de la résolution trop faible de l'imagerie sismique devant la taille des injections, seuls les forages entre réservoirs permettent de les localiser. Pour compléter cette information 1D et ponctuelle, il a été nécessaire de développer une approche différente pour localiser et estimer les volumes des sables injectés entre différents réservoirs.

Pour répondre à ces deux problématiques, une approche de la mécanique de l'injection a été entreprise à partir des observations effectuées dans le Numidien ainsi que dans le SE de la France. En effet, ces sites présentent de véritables réseaux d'injections où se côtoient des injections d'épaisseur millimétrique à métrique et de longueur métrique à kilométrique. Ces injections sont clairement *per descensum* et leurs corps nourriciers sont de très bons analogues de réservoir.

Cette approche mécanique a pour but de déterminer les mécanismes entrant en jeu dans la mise en place des injections afin de les intégrer à un modèle. En effet, s'intéresser à la génétique pourra permettre par la suite d'appliquer les modélisations à d'autres sites comme des champs pétroliers.

Méthode et moyens mis en oeuvre

Cette approche mécanique a été initiée par Parize en 1988 [120], puis Eckert en 2001 [48] et Parize *et al.*, en 2006 [124]. Dans ces travaux, les auteurs ont montré, grâce à des modélisations statiques, que :
- le point d'inflexion de la berge du chenal était l'endroit le plus propice d'où pouvaient partir les injections,
- que la présence d'un substratum structuré pouvait jouer un rôle sur l'orientation des dykes,
- que la formation de bancs calcaires dans les marnes pouvaient être responsable de l'orientation des filons.

Le but de ce travail de thèse est de fournir de nouveaux éléments à ces modélisations afin d'améliorer la compréhension :
- en améliorant la compréhension du comportement des sédiments argileux en cours de compaction,
- en intégrant la dynamique de l'écoulement du mélange d'injection dans les filons.

Ce travail a été séparé en différentes étapes chacune abordant des domaines différents de la mécanique. Dans un premier temps, les recherches ont été axées sur l'estimation des contraintes régnant dans une succession sédimentaire en cours de dépôt et compaction. Ces estimations de contraintes ont pu être utilisées pour étudier les zones où l'injection était envisageable en considérant le mélange d'injection comme un fluide dans lequel règne une pression hydrostatique. Les résultats obtenus ont permis de réaliser un modèle de fracturation hydraulique horizontale pour les sills.

Dans ces deux approches, le mélange d'injection est considéré comme un fluide parfait et seule sa pression statique est utilisée pour étudier la propagation des injections. Cependant, vues les observations de terrain, ce mélange d'injection devait être fortement chargé en sable au moment de l'injection et les frottements entre le fluide et les sédiments hôtes, ainsi que dans le fluide, ont eu une influence sur la durée et l'extension de l'écoulement. Pour prendre en compte ces frottements et évaluer leur influence, il a été choisi de modéliser le fluide d'injection à l'aide d'un fluide à seuil. En effet contrairement à un fluide newtonien, un fluide à seuil va se figer dès qu'il ne sera plus assez cisaillé et non pas lorsque qu'il ne sera plus cisaillé. En d'autres termes, un fluide à seuil se fige et devient solide lorsque qu'il n'est pas suffisamment sollicité.

Résultats

La première approche a permis de montrer que pour des concentrations en sable assez élevées (> 35 %), le poids de la colonne de mélange d'injection est supérieure à la contrainte verticale dans la partie superficielle du massif. Cette inversion de densité peut être responsable du fait que l'injection se propage

plutôt vers le bas dans le cas des dykes ou le long de discontinuités stratigraphiques (telles que les niveaux de cendres par exemple). Lorsque l'on descend dans les sédiments, la pression dans la colonne de mélange sableux varie linéairement avec la profondeur alors que la contrainte dans les sédiments varie non linéairement (issue d'une courbe de porosité en exponentielle). A partir d'une certaine profondeur, la pression fluide devient inférieure aux contraintes dans la succession sédimentaire : l'injection ne peut pas dépasser cette profondeur. Ainsi, la propagation des dykes est limitée par le poids de son encaissant.

Le modèle de fracturation hydraulique horizontale a été développé sur la base de modèles utilisés par les pétroliers, mais nécessite des améliorations (comme par exemple une meilleure connaissance de la rhéologie des matériaux soulevés lors de l'injection, ou les circulations d'eau entre les matériaux hôtes et le mélange d'injection, etc.). Cependant, il a permis de montrer que le phénomène d'injection est rapide.

L'utilisation d'un fluide à seuil dans un réseau établi avec des probabilités cohérentes avec la réalité des phénomènes entrant en jeu a permis de déterminer les extensions maximales d'injection en accord avec les observations de terrain :
- Un sill seul peut se propager sur 2400 m en quelques dizaines d'heures,
- Un dyke seul peut descendre jusqu'à 400 m sous le paléofond de mer en quelques secondes,
- Un réseau de sills et de dykes connectés (ce réseau étant connecté au chenal par un sill) peut avoir une extension horizontale de 1200 m et 400 m verticalement et se mettre en place en quelques heures.

La formation des sills est plus longue que celle des dykes, la formation d'un sill seul dure plusieurs heures alors que celle d'un dyke dure quelques secondes. Lorsque les sills et les dykes sont connectés, le temps de propagation du réseau est d'environ 2 heures. Les dykes se forment toujours en quelques secondes et ont un effet sur la propagation des sills qui se propagent 2 fois moins loin que s'ils étaient seuls.

Perspectives

Cette synthèse et ces simulations contribuent à la compréhension du comportement des massifs argileux (compaction, fracturation, fracturation précoce, injection).

La cohérence entre les observations et les dimensions des résultats a permis de valider paramètres utilisés. Ces paramètres permettent entre autre de d'estimer une paléo-rhéologie des sédiments argileux au moment de l'injection et pourront être utiles à l'ANDRA pour étudier l'historique de fracturation du massif et son état actuel.

La présente étude s'est focalisée sur le phénomène d'injection et plus particulièrement sur le fluide injecté et l'état du massif injecté. Dans les différentes approches menées, le massif est potentiellement fracturé : la résistance à la traction est toujours nulle.

Le modèle, utilisant un fluide à seuil et en partie probabiliste, permet d'intégrer un ensemble des caractéristiques des affleurements de Bevons et de Rosans et les résultats obtenus sont en accord avec les observations de terrain. Ce modèles géométrique pourrait être amélioré en rajoutant des direction d'in-

jection obliques. Il serait possible de faire de même pour d'autres affleurements en prenant en compte leurs caractéristiques (fracturation, présence de discontinuités stratigraphiques, etc.). Un passage en 3D serait également possible en se basant sur les observations du SE. En effet, certains affleurements présentent plusieurs plans d'observations et mettent en lumière un réseau d'injection constitué de « mailles 3D ».

Il serait intéressant de déterminer si une injection figée peut être réactivée ou refluidisée par l'arrivée d'une autre injection en cours de propagation. Il serait également utile de prendre en compte les connexions éventuelles entre différentes branches en cours d'injection (non figées), pour évaluer leur influence sur les limites d'injection. Il serait également possible d'utiliser des modèles de fluides rhéofluidisants.

Ce modèle pourrait également être utile dans les champs pétroliers, où des injectites auraient été localisées grâce à des forages, pour lever certaines incertitudes quant à leur extension. En effet, si la taille des réservoirs (sables nourriciers) est connue ainsi que quelques épaisseurs et localisations d'injectites, le modèle développé permet d'en déterminer les extensions maximales. Cette méthode serait un moyen de mieux approcher les réserves disponibles ainsi que leurs circulations potentielles pour adapter au mieux la méthode d'extraction.

Dans les calculs réalisés dans cette étude, il est supposé que la pression à l'entrée de l'injection est maintenue constante par un remplissage permanent du chenal. Ceci signifie que l'écoulement du sable massif est, lui aussi, permanent. Cependant, l'injection se produit dans la partie distale d'un système chenalisant au niveau de la terminaison sous forme de lobe : il semble que les injections se soient formées à la place de ces lobes (Parize *et al.*, 1999 [125]). L'injection se produit donc peu avant ou pendant l'arrêt des sables massifs. Il est possible que l'injection d'une grande quantité de sable ait pu contribuer à cet arrêt ou alors, à l'inverse, qu'un arrêt de l'alimentation en amont par le chenal ait fini par rendre l'injection impossible. Il serait donc intéressant de quantifier l'évolution de la pression d'injection au cours du temps grâce à un modèle d'écoulement concentré de grains au fond de la mer (grâce à la mécanique des fluides et des écoulements granulaires) sur une transition plateforme bassin (terminaison en lobe). Il serait ensuite possible d'étudier l'effet de cette pression sur l'injection et inversement.

En parallèle, la prise en compte de la vitesse d'écoulement dans le chenal pour le calcul de la pression d'intrusion a permis de montrer que l'écoulement responsable de l'injection pouvait avoir une concentration de 20 % et une vitesse d'environ 80 $km.h^{-1}$ et seulement une hauteur de 10 m. Ce modèle permet donc de revenir sur les hypothèses de départ et de proposer d'autres scénarios d'injection. Une observation de terrain plus fine pourrait mettre en évidence le polyphasage du remplissage du chenal.

Ce modèle pourrait tout à fait être utilisé dans le cas des injections *per ascensum* en appliquant une pression d'injection plus grande (surpression) et en recouvrant le chenal des sédiment. Pour que ces simulation soient valables, il faudra dans un premier temps étudier les modalité d'apparition de surpression lors de l'enfouissement de sédiments argileux. Si ces sédiments ne peuvent supporter des surpressions à de grandes profondeurs d'enfouissement. il pourra être envisagé la création d'injections *per ascensum* dans un chenal encaissé (sans recouvrement et enfouissement) par un écoulement turbiditique ayant une vitesse importante (et responsable de la pression d'injection importante).

ANNEXES

ANNEXE A

Description de quelques exemples

A.1. Les injections *per ascensum*

Depuis 10 ans, grâce aux progrès de l'imagerie, de nombreuses descriptions à grande échelle (quelques centaines de mètres verticalement et sur plusieurs kilomètres carrés) de complexes d'injections sableuses voient le jour. Ces complexes sont associés à des réservoirs pétroliers au Nord de la Mer du Nord (Jenssen *et al.*, 1993 [81] ; Dixon *et al.*, 1995 [41] ; Lonergan et Cartwright, 1999 [96] : Lonergan *et al.*, 2000 [97] ; Bergslien, 2002 [19] ; Duranti *et al.*, 2002 [46] ; Purvis *et al.*, 2002 [133], Hurst *et al.*, 2003, Duranti et Hurst, 2004 [45] ; Huuse *et al.*, 2004 [75] ; Jackson, 2006 [80]). Ces études ont largement utilisé l'imagerie sismique, l'étude de forages (figure A.1) et les acquisitions diagraphiques (« wire-line-log data »). La plupart du temps ces observations révèlent des injections interprétées comme *per ascensum*, même si les observations d'affleurements et d'images du sous-sol sous-marin ne permettent pas toujours la localisation du corps nourricier et empêchent de confirmer le sens d'intrusion.

Les injections *per ascensum* ont été séparées en deux groupes. L'injection se produisant à une profondeur donnée plus ou moins éloignée du paléofond de la mer, il est possible que certaines injectites atteignent le paléofond de mer (extrusion) et d'autres pas (intrusion).

A.1.1. Exemples d'injections atteignant le paléofond de mer (extrusions)

Les injections clastiques *per ascensum* atteignant le paléofond de mer sont appelées volcans de sable. Elles forment une hétérogénéité traversant la totalité du massif sédimentaire depuis le corps nourricier

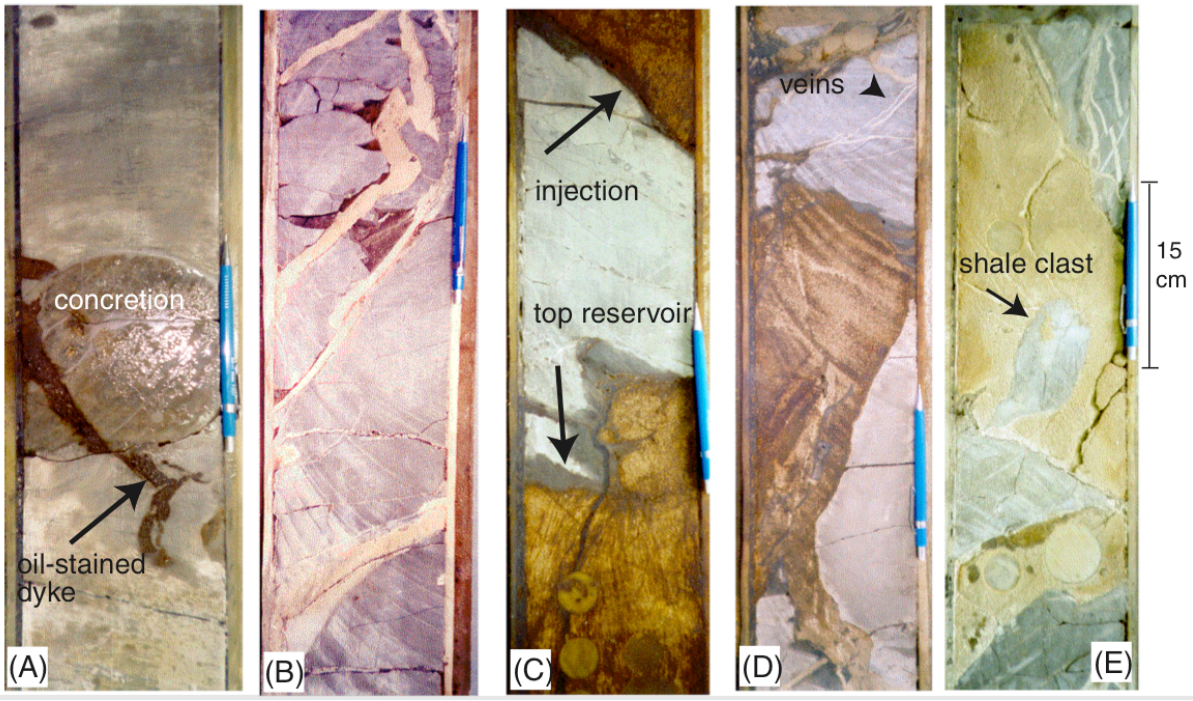


FIG. A.1 – Photographies de carottes de forage du champ de Gryphon (dans Lonergan *et al.*, 2000 [97]). (A) dyke contenant de l'huile et recoupant une concrétion carbonatée précoce ; (B) dykes cimentés dans des carbonates, non plissés ptygmatiquement ; (C) le contact argile-sable inférieur constitue le toit déformé d'un réservoir, le contact supérieur est une injection clastique ; (D) injection de forme irrégulière, contenant de l'huile, avec les bords anguleux, des petites veines de calcites sont présentes dans les argiles hôtes ; (E) injection gréseuse avec des clasts anguleux d'argile hôte.

jusqu'à la paléosurface (figure A.2). Une fois arrivé en haut, le matériau injecté s'épanche sur le paléofond de mer.

Bien que rares, il existe quelques cas où l'on peut observer des extrusions de sable au-dessus d'un dyke plan. Cela a été le cas dans la zone de Watsonville en Californie, après le tremblement de terre de Loma Prieta en 1989 (Nakata *et al.*, 1999 [113]).

A.1.2. Exemples d'injections n'atteignant pas le paléofond de mer (intrusions)

Dans ce cas, les matériaux injectés restent confinés dans les sédiments hôtes (figure A.3).

Il existe un affleurement dans le SE de la France présentant des injections *per ascensum* (Parize et Friès, 2003 [126]). Ce type d'injection correspond à une injection sableuse post-dépositionnelle (figure A.4). L'affleurement est situé près de Nyons, à proximité de la marge occidentale du bassin Vocontien. Des dykes et des sills clastiques sont situés au-dessus du chenal nourricier massif de forme convexe, remplissant un creux topographique sans érosion caractéristique, d'une profondeur pouvant aller jusque 22 m et d'une largeur pouvant atteindre 1000 m. Ils sont injectés dans 25 m de marnes et de calcaires de l'Albien moyen. Les dykes et les sills sont reliés, formant des figures polygonales de plusieurs mètres. Ces injections *per ascensum* (propagation vers le haut) sont distribuées régulièrement le long du toit du corps nourricier environ tous les 25 m. Un écoulement de débris est présent 25 m au-dessus du corps massif nourricier sans être raccordé aux sills et dykes qui s'arrêtent plus bas. Il semble vraisemblable que ces

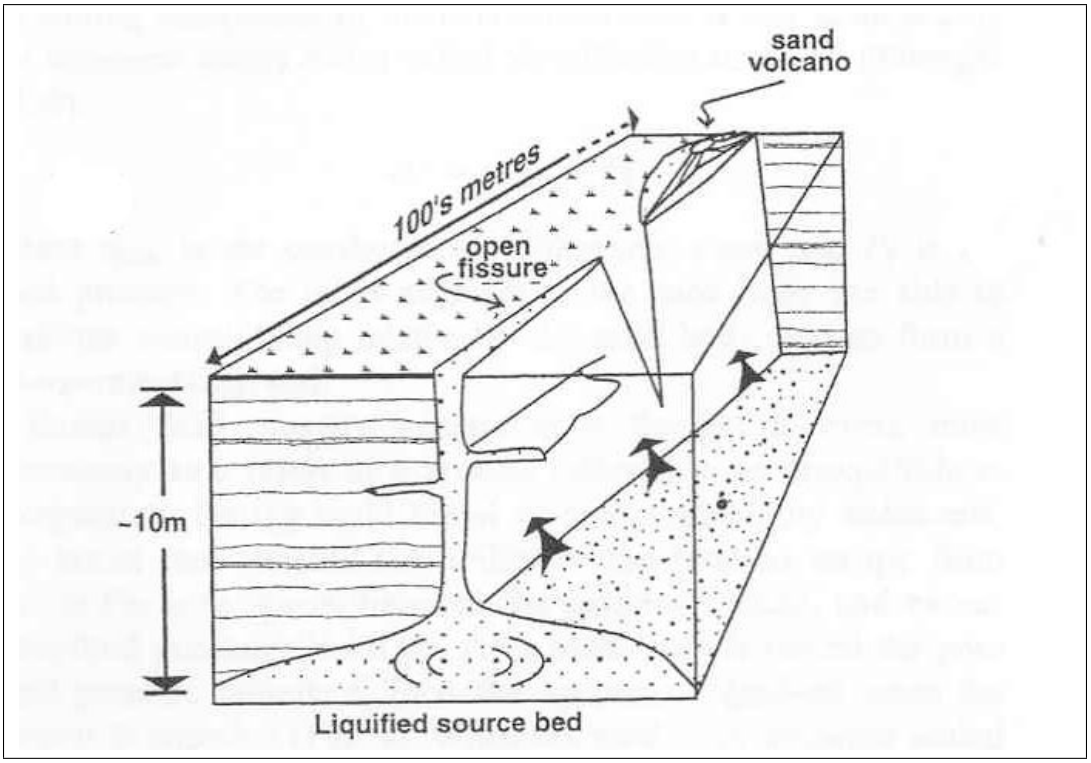


FIG. A.2 – Volcan de sable (dans Jolly et Lonergan, 2002 [86])

injections post-dépositionnelles soient le résultat de la surcharge causée par l'arrivée rapide de cet écoulement de débris sur des sédiments argileux entourant des sédiments sableux riches en eau (Parize *et al.*, 2006 [123]).

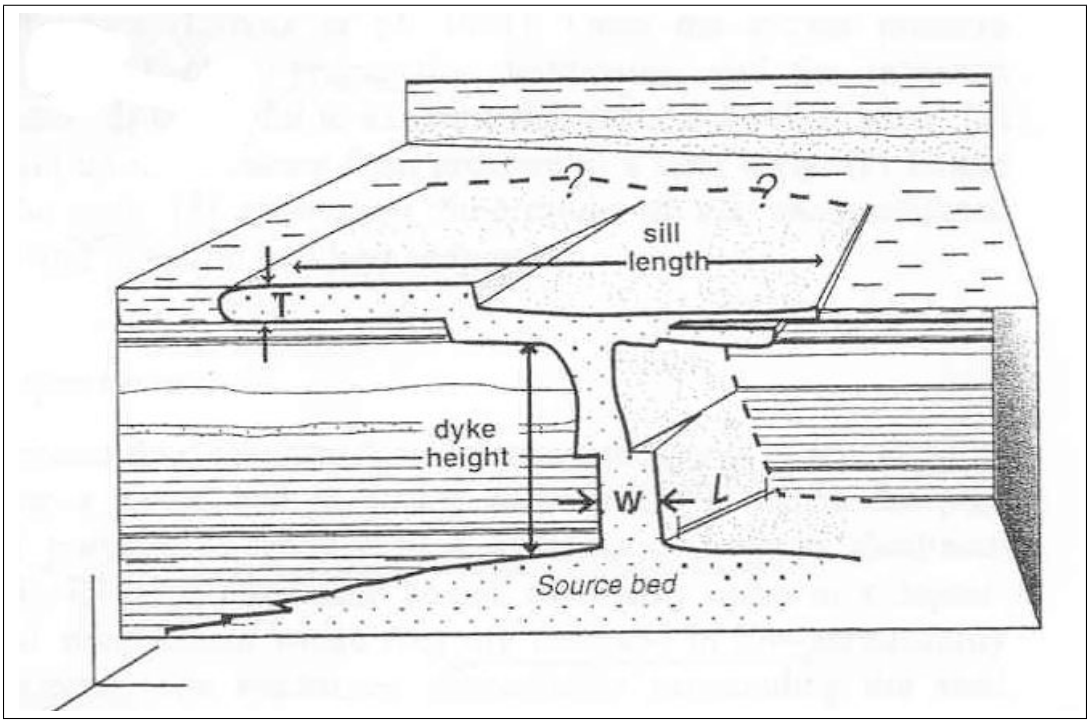


FIG. A.3 – Injections n'atteignant pas le paléofond de mer (dans Jolly et Lonergan, 2002 [86])

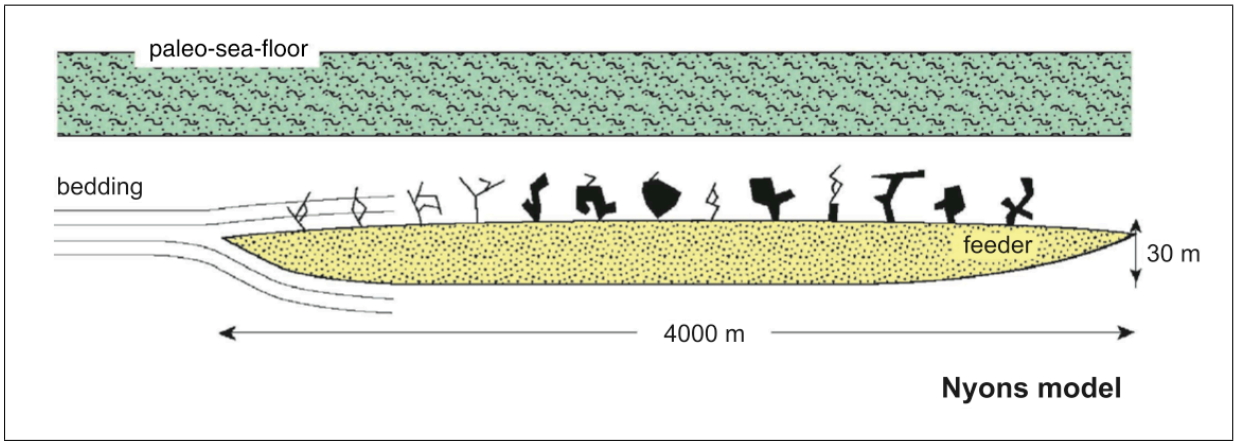


FIG. A.4 – Injections *per ascensum*, modèle de Nyons (dans Parize et Friès, 2003 [126])

Identification d'injections *per ascensum* par données de subsurface

Les détections d'injections effectuées par imagerie sismique permettent de localiser les injections de grande taille. Ces données sont interprétées et permettent d'estimer l'ampleur du réseau d'injection mais les injections de petite taille ne peuvent pas être visualisées. Dans ce cas-là, seules les données de carottage permettent de déceler leur présence et ce, ponctuellement (figure A.1). La figure A.5 présente un exemple se situant sur la marge norvégienne.

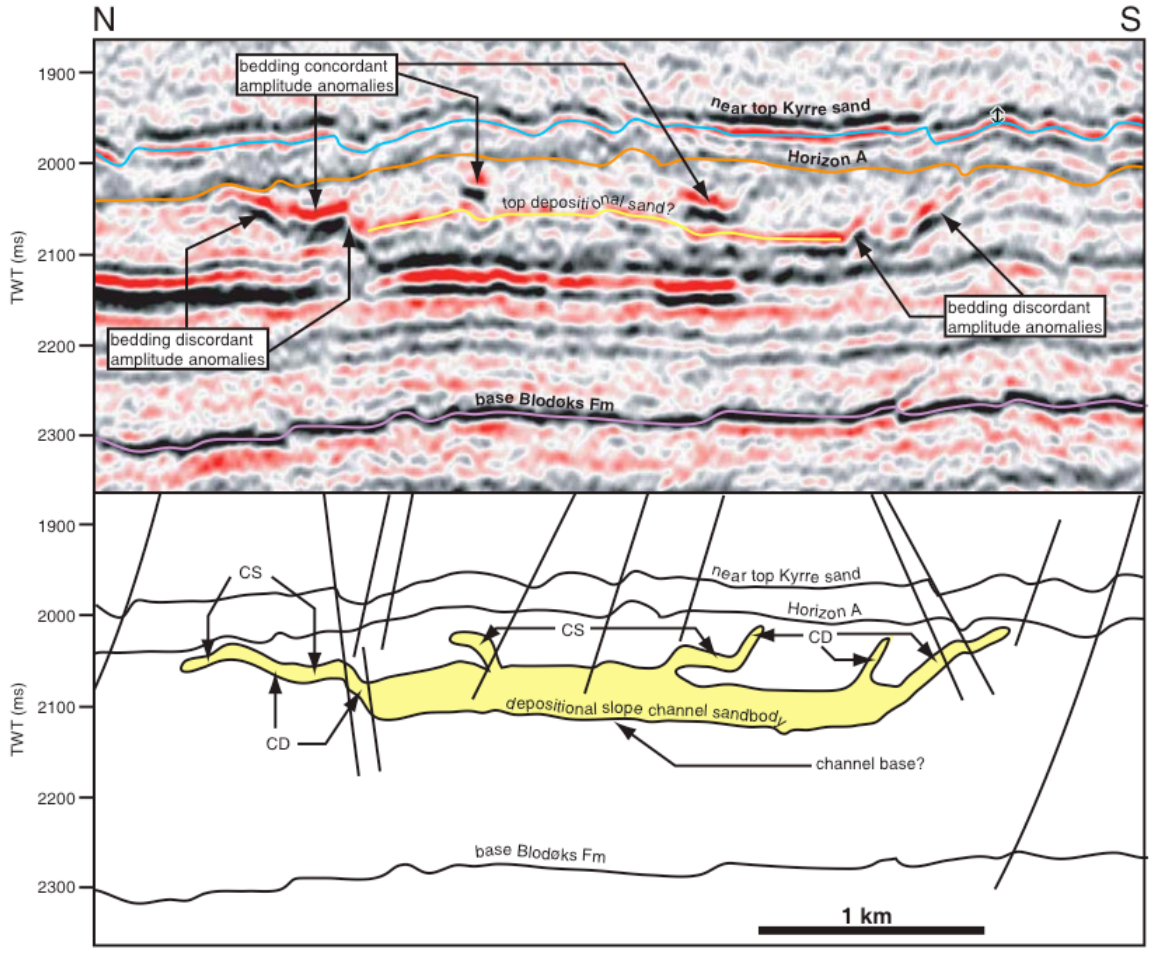


FIG. A.5 – Interprétation de la géométrie de structures en forme d'ailes (dans Jackson, 2006 [80]). Ces figures sont interprétées comme des dykes et des sills clastiques formés par la remobilisation et l'injection des matériaux clastiques qui se sont déposés auparavant dans le chenal.

Ce type d'injection est également présent sur le champ d'Alba en Mer du Nord (figure A.6).

Géométrie et dimensions ces injectites

Dans la formation d'Alba en Mer du Nord (Royaume Uni), les images sismiques permettent l'observation de structures en forme d'ailes (figures A.5 et A.6). Ces injectites obliques, sécantes à la stratification, ont une longueur allant de 130 à 170 m, elles sont inclinées d'un angle de 20 à 25°par rapport à l'horizontale (Lonergan et Cartwright, 1999 [96] ; McLeod *et al.*, 1999, [108] ; Duranti *et al.*, 2002 [46]).

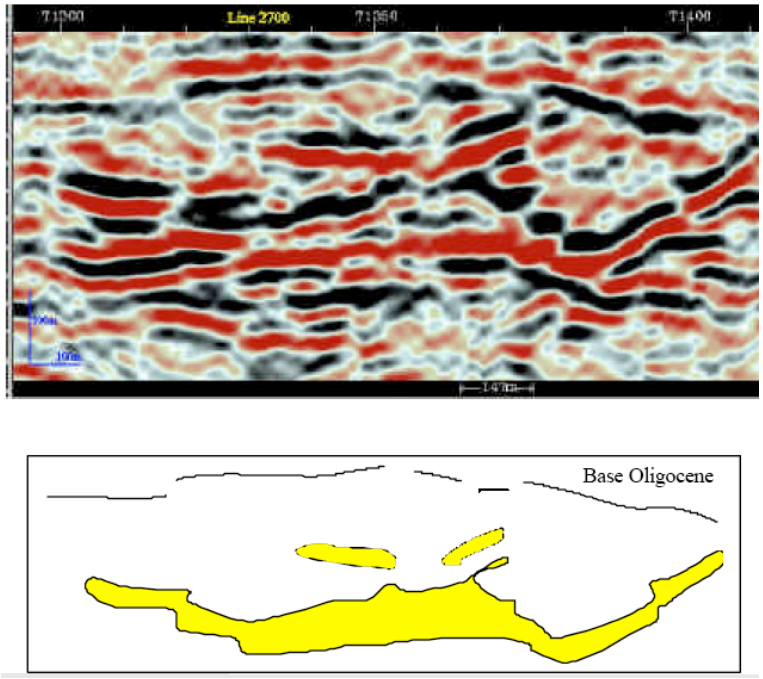


FIG. A.6 – Exemples de géométries de sable remobilisé imagées avec des données sismiques 3D (data courtesy of Chevron UK and partners in the Alba Field)

Dans le South Viking Graben (entre l'Ecosse et la Norvège), les injections ont une longueur pouvant atteindre 100 m à l'heure actuelle, ce qui suppose une longueur maximale de 200 m au moment de l'injection (Jonk *et al.*, 2005)

D'après Jonk (2003) l'épaisseur des dykes va rarement au delà du mètre [87] dans le Kimmeridgien au Nord de l'Ecosse. Selon Huuse *et al.*, 2002 [76], l'observation de forages effectués au Sud de la Norvège a permis d'estimer que l'épaisseur des injectites pouvait aller de quelques centimètres à un mètre.

A.2. Les injections *per descensum*

A.2.1. Quelques exemples particuliers d'injection vers le bas

Injections gréseuses et sables massifs lors du rifting mésozoïque (Groenland ; Surlyk, 2001 [152])

Un complexe de grès intrusif du Jurassique Supérieur est exposé dans le « Jameson Land » à l'Est du Groenland. Les grès et les argiles hôtes sont datés de l'Oxfordien Supérieur (Formation « Volgian Harleev »). La formation couvre une zone de 55 sur 70 km, fait entre 200 et 400 m d'épaisseur ; elle est constituée d'argiles noires intercalées de corps gréseux à grains bien triés (fins à moyens). Ces corps gréseux sont présents sous deux formes :

– ils peuvent être larges et massifs (10 m d'épaisseur, quelques centaines de mètres de large et dans certains cas jusqu'à un kilomètre de long),
– ou plus petits et très irréguliers, ce sont les dykes et les sills (grès intrusifs).

Ces intrusions présentent une certaine ubiquité, leurs dimensions peuvent aller de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres de long.

Les sills observés ont une épaisseur pouvant aller de quelques millimètres à plusieurs mètres, et leurs géométries présentent quelques figures en marches d'escalier (figure A.7).

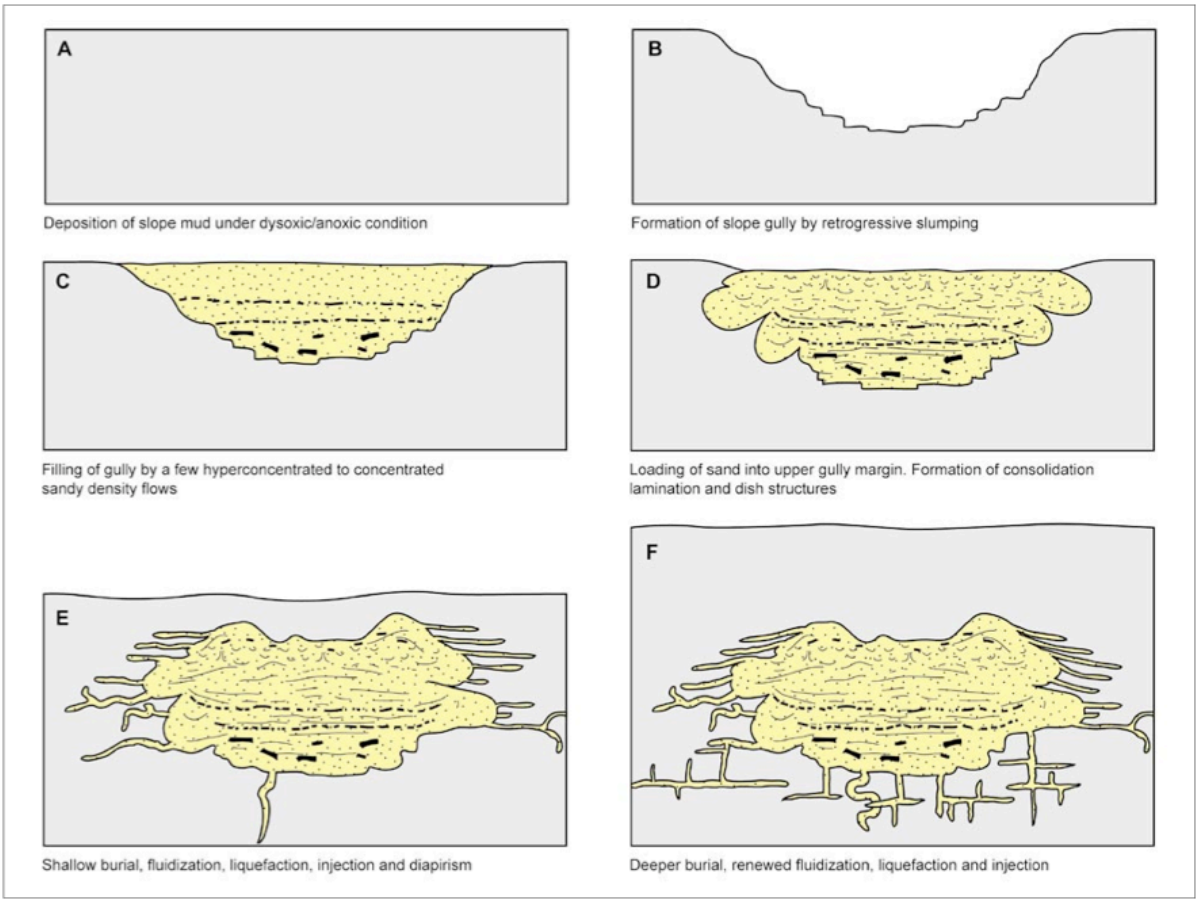


FIG. A.7 – Modèle chronologique pour la fluidisation, la liquéfaction, la remobilisation, l'intrusion et le diapirisme des grès dans la Formation d'Harleev, Jameson Land, Groenland Est (dans Surlyk, 2001 [152]). A et B montrent le dépôt des argiles noires sous conditions dysoxique et anoxique et la formation du ravinement de pente par slumping rétrogressif. C représente le remplissage du ravinement par quelques écoulements de sable. En D, le remplissage massif de sables « s'enfonce » dans les berges qui ne sont pas encore consolidées. E montre la déformation du corps sableux et l'injection de sills et de dykes après un faible enfouissement. F montre une deuxième remobilisation sous un recouvrement plus important. Les sills issus des parties supérieures du corps sableux ont été déformés par compaction différentielle, les dykes précoces ont subi un plissement ptygmatique à cause de la compaction et sont recoupés par des intrusions postérieures. La partie consolidée inférieure de la succession argileuse a permis le développement de joints orthogonaux, verticaux et horizontaux qui ont été injectés par du sable. La profondeur d'enfouissement indiquée est schématique, elle est évaluée à quelques dizaines de mètres.

Les dykes sont souvent déformés par plissement ptygmatique à cause de la compaction post-injection des argiles encaissantes. La comparaison de la longueur totale d'un dyke plissé avec son extension verticale peut donner une estimation du taux de compaction d'environ 2 (Hiscott, 1979 [70]). Quelques dykes et quelques sills sont rigoureusement orthogonaux : les sills suivent les plans de stratification tandis que les dykes sont subverticaux. D'autres intrusions sont totalement irrégulières, sinueuses ou courbées (figure A.7).

Tous les corps sableux ont subi des degrés de fluidisation et de liquéfaction résultant de l'enfouissement et le sable a été « forcé » dans les argiles noires encaissantes. La remobilisation et l'intrusion se produisent sur une longue durée, allant du moment de la sédimentation (syndépositionnelle) jusqu'à une profondeur d'enfouissement relativement élevée.

Le degré de remobilisation suite à l'enfouissement a pu entraîner des modifications à petite échelle mais également des fluidisations et liquéfactions en masse jusqu'à l'intrusion de sable sur 10 à 100 m (cf. figure A.7).

La présence d'injections orthogonales (sills suivant le plan de stratification et dykes subverticaux) signifie, qu'au moment de l'injection, les argiles étaient suffisamment compactées pour permettre le développement de joints ou de fissures. En revanche les intrusions plus irrégulières et sinueuses reflètent plutôt le fait que les argiles étaient faiblement consolidées au moment de l'injection. Des dykes déformés peuvent être rencontrés plus bas que les dykes non déformés. Ce qui semble indiquer que les intrusions les plus profondes se sont effectuées sous faible recouvrement dans des argiles faiblement consolidées et que les moins profondes se sont effectuées sous recouvrement plus important dans des argiles plus compactées et donc en cours de consolidation. L'injection est donc post-sédimentaire et multiphasique.

La Formation Harleev s'est déposée pendant la phase de rifting la plus importante du Mésozoïque dans le Groenland Est. La remobilisation envahissante de tous les corps sableux dans la formation est interprétée comme étant principalement provoquée par des chargements cycliques par chocs sismiques. Les contraintes de cisaillement dans la pente, la montée de la pression de pore causée par le chargement, le slumping, les mouvements ascendants d'eau des pores expulsée par les argiles en cours de compaction, et également de gaz d'origine biologique ou thermique, sont d'importants facteurs additionnels (Surlyk, 2001 [152]).

Complexe de dykes clastiques préservé dans des sédiments proglaciaires faiblement consolidés (Le Heron et Etienne, 2005 [68])

Un réseau complexe de dykes clastiques recoupe des sédiments holocènes le long du flanc Est de la plaine en tresse proglaciaire de Sólheimajökull, au Sud de l'Islande. Les dykes sont constitués par des intrusions descendantes et bifurquantes. Ils peuvent faire jusqu'à 0,5 m d'épaisseur et plusieurs mètres de long. Ils sont injectés dans des dépôts provenant d'un glacier (graviers sableux, sables graveleux, alternances fines de silt et de sable, et diamictites (conglomérats grossiers non triés). Les dykes ont été formés à partir d'une diamictite sableuse pauvre en fragments, interprétée comme une moraine sous-glaciaire, et ont été injectés vers le bas sous le glacier de Sólheimajökull pendant la phase précédente d'avancée. En avançant vers le Sud, le glacier charge la colonne sédimentaire et entraîne l'intrusion des dykes.

Les remplissages des dykes sont caractérisés par des sédiments laminés, avec une orientation des lamines parallèles aux parois des dykes et contiennent également des lamines fines d'argile, de silt, de sable, de gravier sableux et de diamicton. Le Heron et Etienne (2005 [68]) estiment que les laminations ont évolué à cause d'un processus d'intrusion long et lent qui a impliqué des fractures à répétition et l'expansion

des sédiments hôtes suivie par l'envahissement visqueux du matériel sous-glaciaire le long des parois des dykes, plutôt qu'à une injection rapide par un sédiment fluidisé.

D'autres exemples sont observables à l'heure actuelle, notamment en Afrique du Sud (Von Trunn et Talbot, 1986 [27]).

Injection par les courants de retour (reflux) des tsunamis (Le Roux et Vargas, 2005 [138])

Le Roux et Vargas (2005) se sont intéressés aux dépôts laissés par des tsunamis le long de la côte chilienne dans le but d'en enregistrer les caractéristiques et d'obtenir plus d'informations sur les processus et les amplitudes possibles de ces événements. Une des figures qu'ils considèrent comme étant l'évidence la plus plausible des tsunamis est la présence de dykes gréseux pénétrant les strates sous-jacentes au dépôt et souvent associées à de larges intraclastes dans le dépôt lui-même (Le Roux *et al.*, 2004 [137]). Ces injections se développent clairement lorsque du sable sous haute pression pénètre des fractures sur le toit du substrat, composé habituellement de grès très fins, de silts ou d'argiles. Ces fractures ne sont pas des fentes de dessication, elles sont attribuées à l'effet de fragmentation d'un tremblement de terre sur des sédiments semi-consolidés, suivi peu après par le courant de retour du tsunami chargé en sédiments.

Le Roux *et al.* (2004) [137] ont décrit des injections de grès grossiers émanant de la base de la charge de fond chenalisée d'un tsunami avec de grands intraclastes de grès fins à Carrizalillo, à une centaine de kilomètres au Nord de La Serena. Les injections peuvent atteindre plus d'un mètre de long, élargissant les fractures et avançant le long des plans de stratification des grès fins sous-jacents.

Dans la formation miocène de Ranquil, au Sud d'Arauco, une épaisse unité argileuse est recoupée en place par de larges dykes et sills issus de la base d'un banc massif de grès grossiers à très grossiers. Dans ce cas, les injections atteignent des longueurs excédant 15 m. Ceci laisse suggérer une pression dynamique très élevée, probablement liée à un événement extrêmement violent.

A Carrizalillo et Hornitos, beaucoup d'intraclastes font partie des bancs de grès qui ont été déformés dans le dépôt du tsunami. Ceci indique que les bancs du substrat ont été au moins en partie consolidés, mais avaient gardé suffisamment de flexibilité pour ne pas se disloquer complètement dans le « debris flow ». Les plis indiquent une action forte du cisaillement dans l'écoulement, mais apparemment pas assez puissante pour « casser » les fragments argileux. Les écoulements ont également dû être suffisamment denses pour empêcher ces fragments de couler au fond de l'unité, ce qui suggère un écoulement hyperconcentré. Un manque de turbulence est indiqué par l'absence de structures de traction comme des stratifications entrecroisées.

A.2.2. Les filons gréseux sédimentaires dans le Numidien de Sicile et de Tunisie

Le Numidien affleure tout au long du littoral méridional du bassin occidental de la mer Méditerranée : en Andalousie, au Maroc, en Algérie, en Tunisie, en Sicile et en Italie Méridionale (figure A.8).

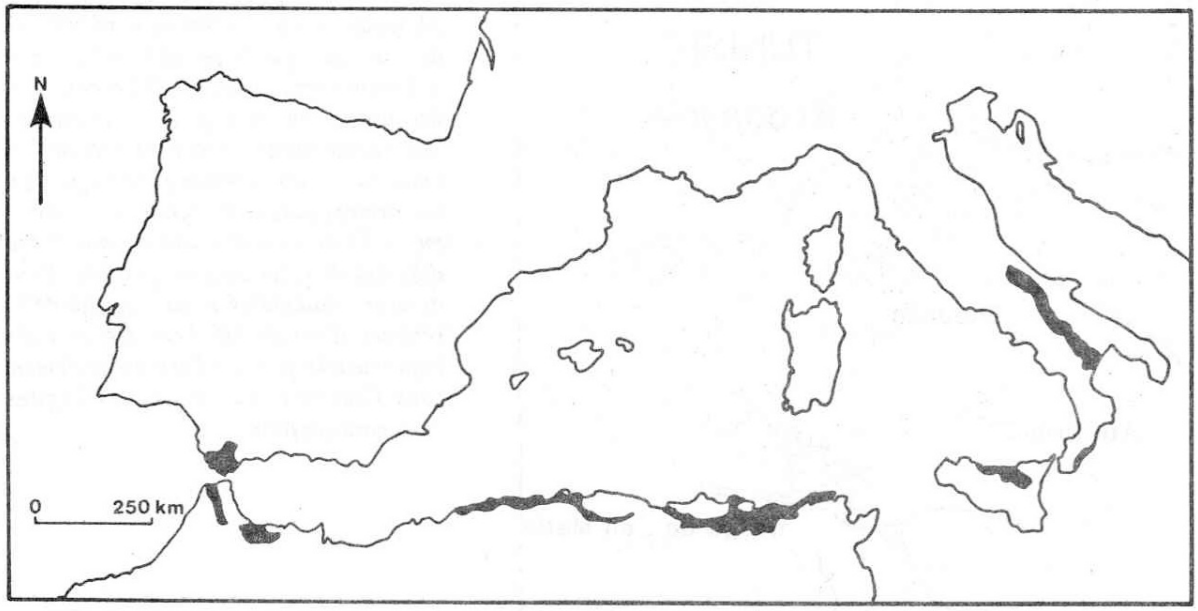


FIG. A.8 – Les principales zones d'affleurement du Numidien (Parize (1988) [120]).

L'existence de filons clastiques dans les argiles du Numidien est montrée pour la première fois lors de la construction du barrage de Ben Metir sur l'oued El Lil en Tunisie septentrionale (dans Gottis et Strohl, 1952, p. 26 [63]). Depuis, ces affleurements et plus précisément les dykes du Numidien présents dans un encaissant à dominante argileuse ont été étudiés par plusieurs auteurs (Gottis, 1953 [58] [57] ; Colacicchi, 1959 [32] ; Beaudoin *et al.*, 1984 [18] ; Parize, 1988 [120]).

Des exemples tunisiens des régions de Tabarka, Babouch et Ben Metir sont présentés dans la note de Gottis, 1953 [57]) :

> « Les filons gréseux sédimentaires décrits sont très fréquemment perpendiculaires au plan de stratification. Ces dykes prennent naissance à la base de bancs de grès et le remplissage, toujours à matériel sableux, de la fracture précoce est *per descensum*. Cette fracture serait précoce et péné-contemporaine du dépôt : elle se situerait exactement au début d'une phase à sédimentation sableuse. Enfin, la compaction ultérieure de la série déforme les dykes : le comportement différencié entre les argilites et les grès est à l'origine du plissement ptygmatique des dykes et de phénomènes de piliers, l'auteur ne propose cependant pas une quantification de la déformation. Ch. Gottis avait envisagé dans une précédente note (1953 [58]) que les filons gréseux sédimentaires, les contournements de couches (slumps) et les brèches sédimentaires correspondaient aux trois stades successifs, de l'amont vers l'aval d'une pente sous-marine, de l'évolution du même phénomène de glissement (« slumping »). »

A la suite de la publication de Ch. Gottis, (1953 [57]) les dykes gréseux sédimentaires sont progressivement reconnus dans l'ensemble du Numidien de Méditerranée occidentale : au Maroc (Durand-Delga, 1973 [44]), en Algérie (Caire, 1957 [31] ; Mattauer, 1958 [105] ; Raoult, 1974 [106] ; Raymond, 1976 [134]), en Tunisie (Gottis et Sainfeld, 1955 [60], 1956 [61] et [62] ; Wezel, 1969 [162] ; Burollet, 1975 [30] ; Hoyez, 1975 [71] ; Rouvier, 1977 [136]), en Sicile (Colacicchi, 1959 [32] ; Broquet, 1964 [24], 1968 [25] ; Wezel, 1970 [164] [163]), ce qui démontre la grande ubiquité des dykes gréseux dans cette formation, mais leur intérêt est très souvent anecdotique.

Beaudoin *et al.* (1986) [14] puis O. Parize (1988) [120] ont entrepris une étude des filons gréseux sédimentaires du Numidien en commençant un inventaire systématique sur quelques sites choisis (Tabarka et Geraci-Siculo en Tunisie et en Sicile) notamment pour rechercher les sills gréseux sédimentaires non encore décrits dans cette formation. Les réseaux de dykes ont été analysés en fonction des conditions d'affleurement, soit par cartographie détaillée soit par une analyse directionnelle en fonction de la profondeur d'injection depuis leur corps nourricier.

Les filons gréseux sédimentaires du Numidien de Tunisie septentrionale (Parize, 1988 [120])

Les observations menées à l'occasion de cette étude ont permis de montrer que les filons gréseux numidiens n'existaient pas seulement dans la partie supérieure des Grès de Kroumire (Gottis, 1953 [57], 1962 [59]). Les filons gréseux sédimentaires sont en réalité distribués à tout niveau de cette série, dans les horizons datés de l'Oligocène au Miocène inférieur et au long des divers affleurements.

Les corps sédimentaires, qui ont fait l'objet d'une étude précise, sont ceux de la région de Tabarka, et plus particulièrement ceux de Berkoukech et de l'Île de la Citadelle face à Tabarka.

A Berkoukech (figure A.9), des dykes centimétriques à décimétriques assurent la connexion entre tous les niveaux mais également avec le corps turbiditique : la continuité du remplissage montre que tous ces objets constituent un même corps sédimentaire. L'analyse géométrique montre que les bancs gréseux peuvent varier brutalement d'épaisseur ou bien **changer de position stratigraphique**, ce qui permet de caractériser les sills gréseux sédimentaires. Sur certains affleurements, le remplissage injecté semble isochore (dans le plan d'observation), c'est-à-dire que l'épaisseur cumulée des sills reste constante.

Les relations avec le corps nourricier ont été appréhendées en plan frontal. Les sills partent de la surface « inférieure » de la turbidite. Les dykes gréseux se regroupent en plusieurs familles d'orientation ; ceci indique une certaine anisotropie du massif au moment de l'injection. L'espacement entre deux filons successifs appartenant à la même famille directionnelle est compris soit entre 1 et 2 m soit entre 8 et 10 m. La cartographie montre que les filons appartenant à deux familles directionnelles perpendiculaires ne se croisent jamais : l'un des deux dykes s'arrête sur l'autre et sa prolongation (dans la même direction) ne se fait qu'après décalage horizontal décimétrique à métrique. Cette géométrie singulière démontre la contemporanéité de l'injection du massif en trois dimensions. Elle souligne également l'existence de points privilégiés où viennent (ou d'où partent) des dykes d'orientation très diverse et qui constituent de **véritables « noeuds » de communication** du remplissage sableux.

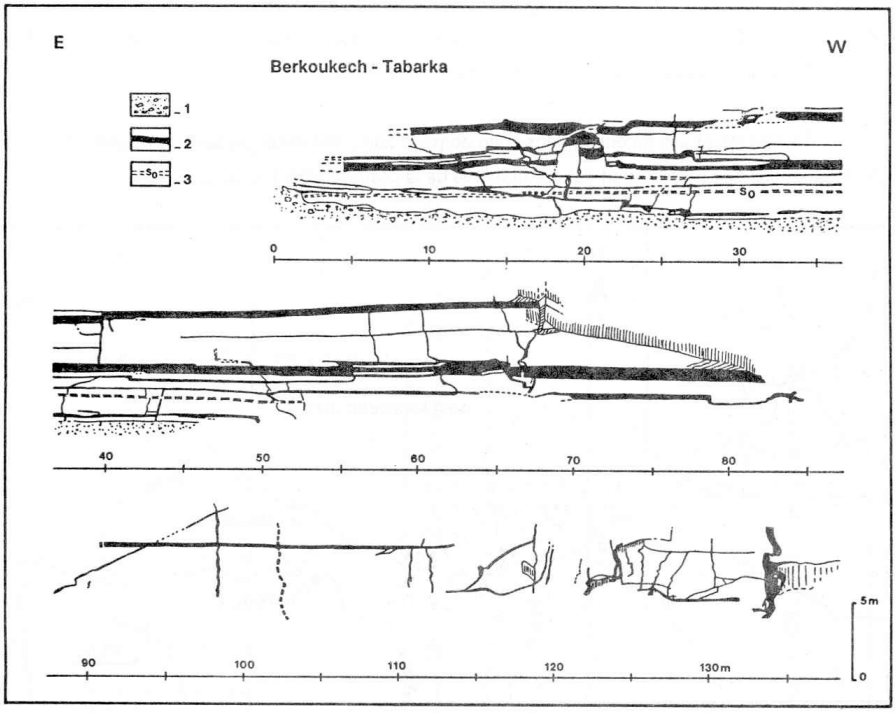


FIG. A.9 – L'affleurement de Berkoukech (région de Tabarka, Tunisie). La série affleure en position renversée ; 1 : grès *in situ*, 2 : grès injectés, 3 : argilites et trace du plan de stratification ; vue frontale (dans Parize, 1988 [120]).

A Tabarka, certains bancs gréseux, concordant avec le plan de stratification, présentent des marches d'escalier caractéristiques : ce sont des sills gréseux sédimentaires. Ils sont tous interconnectés par de très nombreux dykes gréseux sédimentaires, ces derniers pouvant se comporter comme de véritables piliers à toutes les échelles, soit décimétriques, soit plurimétriques (figure A.10a).

L'épaisseur de ces sills gréseux sédimentaires est comprise entre quelques centimètres et 3 m. L'épaisseur des dykes est comprise entre quelques centimètres et 50 cm. Rappelons qu'ils s'associent avec les sills pour former des piliers plurimétriques (figure A.10 a). L'analyse statistique des orientations des dykes montre une distribution soulignée par une famille majeure, qui regroupe plus de 50 % des 298 directions de dykes mesurés sur les 250 m de série.

Remarque : De nombreuses colonnettes gréseuses courent le long des épontes des dykes et traversent la caisse des sills. Ces traces d'organismes ont été reconnues dès 1927 par M. Solignac [146]. Il s'agit le plus souvent de la juxtaposition de deux colonnettes gréseuses dont le diamètre est compris entre 1,5 et 2 cm. Ces traces sinueuses sont verticales (perpendiculaires à la stratification), rarement obliques. Ces terriers sont alors bien évidemment postérieurs à l'injection du sable et soulignent ainsi l'existence d'une activité organique intense (peut-être brève) après (juste après et peut-être causée par) le remplissage des fissures par le matériel sableux. Enfin ils enregistrent les mêmes déformations que les filons qu'ils ornent, en relation avec la compaction différentielle entre sable-grès et argilites.

L'ubiquité et l'importance des filons gréseux sédimentaires dans le Numidien de Tunisie sont les premiers enseignements de cet inventaire. L'existence de sills associés aux dykes injectés dans cette série argileuse est montrée pour la première fois. Les sills et les dykes apparaissent dès le terme inférieur de la série Numidienne (Meloula). Ils sont directement associés aux horizons riches en turbidites gréseuses qui sont autant de niveaux nourriciers potentiels. Les corps gréseux nourriciers sont massifs et peu structurés ; ces dépôts sont associés latéralement et/ou verticalement à des épandages de type turbi-

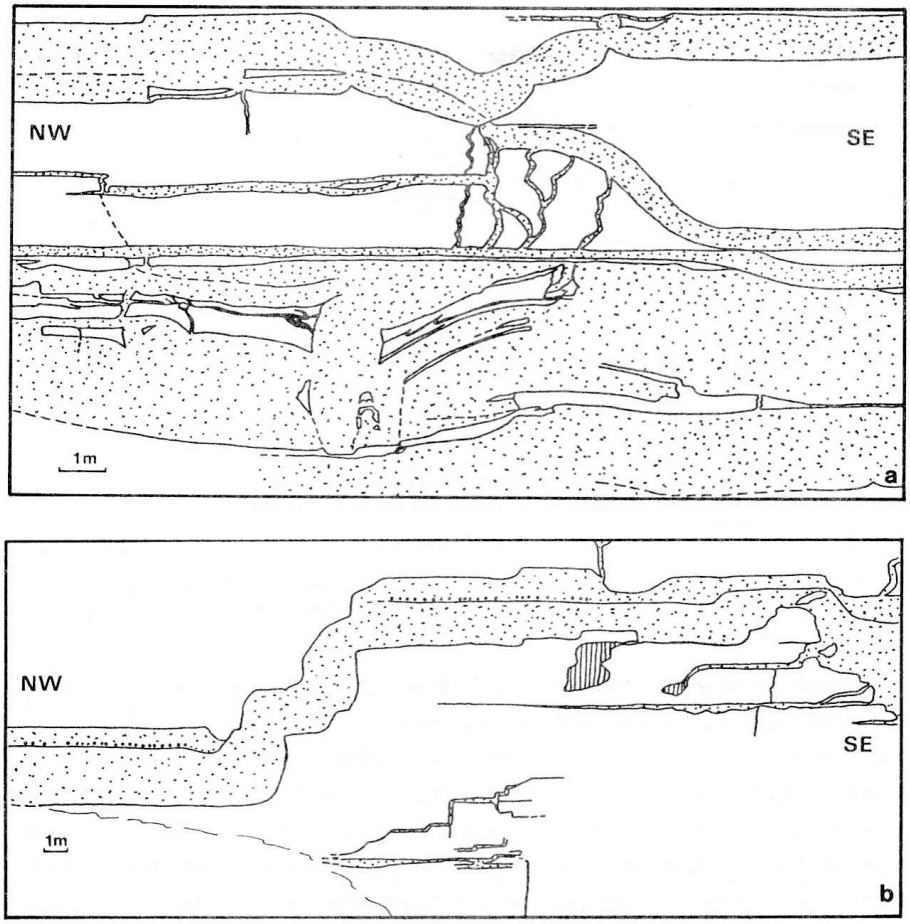


FIG. A.10 – Exemples de relations entre sills et dykes gréseux (Tabarka, Tunisie) - a : un pilier, b : le cas du gros sill inférieur, (Parize, 1988 [120])

ditique, caractérisés par des septa gréseux qui pourraient être confondus dans certains cas avec des sills et des dykes tels qu'il ont été définis jusqu'à présent.

Enfin, l'étude menée en Tunisie montre la précocité de l'injection sableuse par l'existence de terriers ornant les épontes des dykes et traversant les sills.

Les filons gréseux sédimentaires du Numidien de la région de Geraci-Siculo (Sicile)

La présence de dykes gréseux sédimentaires dans le flysch numidien de la région de Geraci Siculi a été reconnue dès 1959 par R. Colacicchi [32]. Deux secteurs d'affleurement principaux sont décrits : San Guiseppe et le Torrent de Grosso, ils ont été repris par Beaudoin *et al.* (1984) [18] puis par Parize (1988) [120] et ont permis d'établir un bilan sur l'organisation géométrique des injectites dans cette région.

De véritables sills gréseux sédimentaires existent dans la série Numidienne de Sicile. Les dykes gréseux ont des épaisseurs allant jusqu'à 1,70 m avec un maximum d'objets épais de 0,25 m à 0,60 m ; leur profondeur de pénétration et leur suivi cartographique sont plurihectométriques. Lorsque les filons gréseux sédimentaires sont en connexion avec les corps gréseux *in situ*, ils sont toujours sous-jacents : ils sont donc alimentés *per descensum*. Les dykes s'organisent en réseau observable à toute échelle. Les espacements entre deux objets de même orientation peuvent se regrouper dans des tranches de 0,3 à 0,5 m, 2

à 3 m, 10 m, 100 m et 500 m. L'analyse directionnelle montre deux familles privilégiées regroupant les filons les mieux exprimés.

Bilan sur le Numidien

Les dernières études (Parize, 1988) ont permis d'enrichir les précédentes par la mise en évidence des sills intercalés au sein du massif turbiditique faisant partie d'un réseau complexe d'injections.

Cette analyse peut être complétée par les filons gréseux sédimentaires des Marnes Bleues apto-albiennes du SE de la France, observables sur des affleurements de qualité.

A.2.3. Les filons gréseux sédimentaires dans les Marnes Bleues Apto-Albiennes du Sud Est de la France

Des réseaux d'injection *per descensum* affleurent particulièrement bien dans le SE de la France. Ces filons ont pris place dans les « Marnes Bleues » vocontiennes qui correspondent à des dépôts hémipélagiques à pélagiques de pente (Friès, 1987 [51], Friès et Parize, 2003 [52]) localisés sur la marge nord de l'Océan Tethys du Crétacé (Dercourt *et al.*, 2000 [38]).

La formation des « Marnes Bleues » est principalement composée par des marnes localement enrichies par des bancs-clés (« key-beds ») calcaires (Friès, 1987 [51]) et par plusieurs couches centimétriques de bentonite (Beaudoin *et al.*, 1997 [12] ; Dauphin, 2002 [35]). Ce domaine de haut de pente est entouré, sur ses parties nord, ouest et sud par des environnements de marge bien caractérisés (Leenhart, 1883 [95] ; Rubino, 1989 [139]). Ces bancs-clés servent de référentiel géométrique aux filons.

Les dykes recoupent la stratification et sont faciles à reconnaître. En revanche, les sills étant concordant avec la stratification, ils peuvent être confondus avec des corps *in situ* : ils peuvent être distingués par leurs caractères géométriques, en association avec les dykes (Strickland, 1840 [149] et de nombreux auteurs par la suite...) et par leur nature sableuse différente de l'encaissant marno-calcaire.

Un dyke clastique coupant la stratification apparaît fréquemment comme un mur de grès qui peut être suivi sur 100 m horizontalement et verticalement. Dans la zone vocontienne, l'épaisseur des dykes peut faire un mètre près du corps nourricier et quelques millimètres dans les parties basales distales. Des crénulations, le plissement ptygmatique et les faces supérieures et inférieures des bancs compétents dans la formation hôte affectent les parois des dykes. La mesure de l'extension verticale et horizontale des dykes est restreinte par les conditions d'affleurement : dans la zone de Bevons, les extensions verticales et horizontales sont respectivement de 300 m et 5 km.

Les sills clastiques sont parfois plus difficiles à reconnaître. Les parois d'un sill sont planes et régulières. L'épaisseur d'un sill seul peut atteindre 12 m et l'épaisseur verticale cumulée d'un ensemble de sills peut atteindre une douzaine de mètres. Cette épaisseur décroît brutalement à 500 m du corps nourricier. Sur les affleurements, les sills peuvent avoir une extension latérale de 2500 m à partir du corps nourricier.

Les données de terrains indiquent que les injectites et les corps nourriciers massifs chenalisés sont connectés géométriquement.

Le réseau d'injections de Bevons (injection *per descensum* verticale)

Localisée près de Sisteron, la zone de Bevons présente plusieurs affleurements exceptionnels autour de la colline du Puy (figure A.11). Dans ce secteur, la formation des « Marnes Bleues » a une épaisseur pouvant aller jusqu'à 300 m, du banc calcaire de l'Aptien Inférieur jusqu'aux grès de l'Albien supérieur. Ce dernier est constitué de deux chenaux turbiditiques pouvant faire jusqu'à 30 m d'épaisseur, situé en haut de la colline et préservant les marnes de l'érosion. Il est possible d'observer des sections de 150 m d'extension verticale sur plusieurs centaines de mètres de long et sur 1,5 km pour l'affleurement

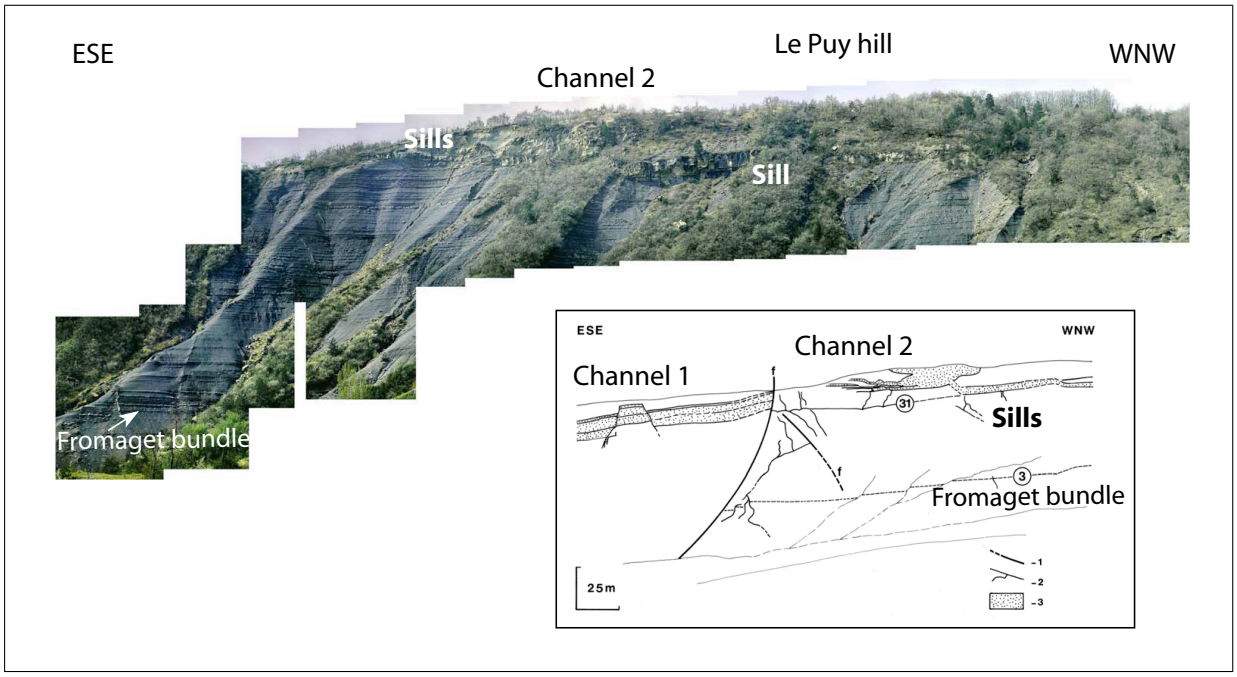


FIG. A.11 – Affleurement de la colline du Puy dans la région de Bevons (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). Détail de la partie centrale, 1 : principale faille synsédimentaire (inversée durant la tectonique alpine), 2 : dykes, 3 : sills et sables massifs nourriciers, banc repère 3 et alternance du Fromaget. Noter la densité élevée de dykes près de ces failles.

de la colline du Puy. L'intérêt spécifique de ce site est de pouvoir observer la continuité entre le corps nourricier et le réseau d'injection.

Les injections clastiques sont principalement connectées au chenal 2 (Beaudoin et Friès, 1982 [13] ; Parize, 1988 [120]) même si des sills et des dykes de petite taille sont associés au premier. Les sills et les dykes sont injectés, dans les « Marnes Bleues » latéralement et sous ces chenaux (figure A.12) : ils ne croisent pas le paléo-fond de la mer au moment du dépôt du corps nourricier. Le corps nourricier se situe au-dessus du réseau d'injections qui se développe jusqu'à 250 m plus bas : les observations de la colline du Puy démontrent une injection *per descensum*.

Les deux berges du chenal 2 sont bien exposées ; les injections peuvent être facilement observées et la connexion entre les deux faciès peut être analysée géométriquement. L'affleurement de la Baume permet de démontrer également le caractère syndépositionnel de l'injection sableuse (Beaudoin *et al.*, 1985 [15] ... Parize et Friès, 2003 [126]) par fracturation hydraulique de la berge et la propagation forcée du sable dans les fractures (figure A.13).

Les affleurements de Bevons présentent également des sills : ils se situent à proximité du corps nourricier et ne descendent pas plus de 30 m sous celui-ci. Latéralement au corps nourricier, les sills ont tendance à remonter en changeant de niveau brutalement, en formant des « marches d'escalier » (figure A.12) : le sable injecté « tente » d'atteindre le paléo-fond de mer en s'éloignant du corps nourricier (compensation d'équilibre en relation avec le principe d'Archimède...). Les dykes sont connectés à ces sills et se propagent vers le bas, le plus profond descend à 275 m sous le corps nourricier. Leur densité augmente près des failles synsédimentaires, et localement, un dyke peut s'injecter le long d'un plan de faille. Un

dyke ne coupe jamais un autre dyke : un segment commun joint deux dykes sécants ; les dichotomies sont cependant fréquentes.

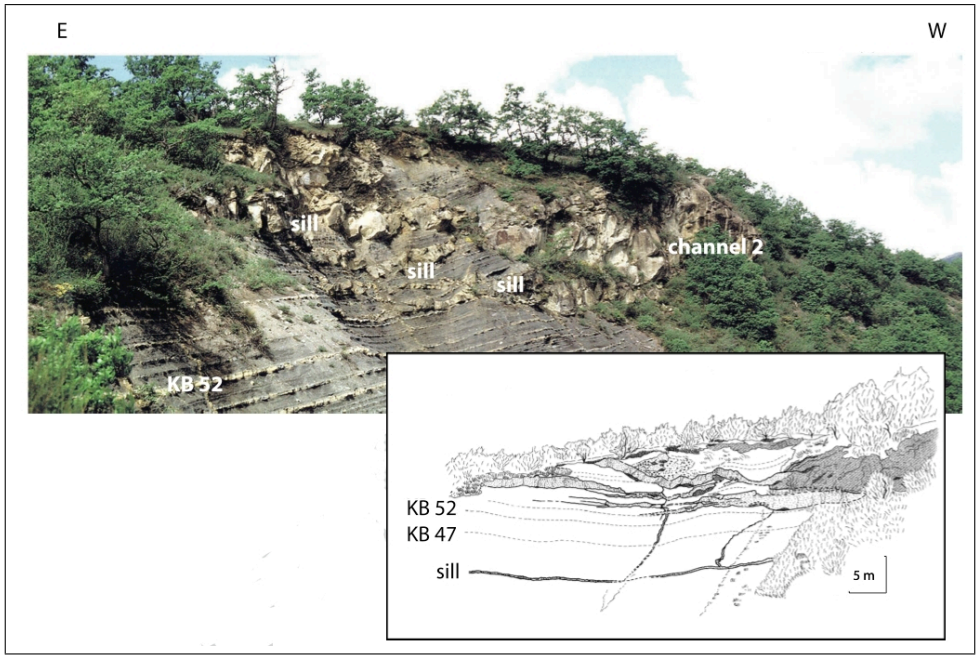


FIG. A.12 – Contact entre les injectites dans les berges du chenal et leur corps nourricier turbiditique *in situ*. Ce contact et les figures en marches d'escalier sont bien exposées (dans Parize *et al.*, 2006 [123])

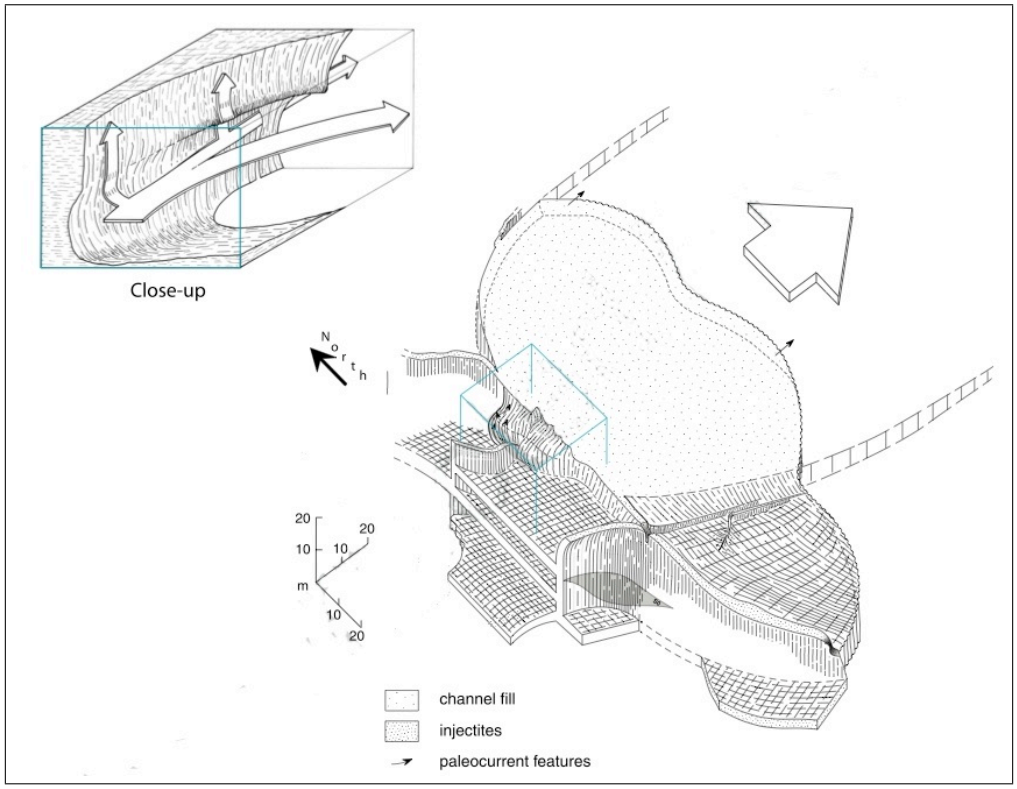


FIG. A.13 – Affleurement de La Baume (d'après Beaudoin *et al.*, 1985 [15] et Parize et Friès, 2003 [126] dans Parize *et al.*, 2006 [123]. Cet affleurement couronne la partie sud-est de la colline du Puy et a été cartographié en trois dimensions. Il constitue un des rares arguments de terrain montrant l'hydrofracturation développée pendant le dépôt massif chenalisé du corps nourricier.

L'analyse des azimuts des dykes indique une évolution verticale : elles sont aléatoires près du corps nourricier et deviennent parallèles à des discontinuités morphologiques à proximité du substratum de l'Aptien Inférieur.

Un inventaire détaillé des dykes a été entrepris dans la zone de Bevons ; longueurs, profondeurs, épaisseurs, espacements, localisations stratigraphiques (relations avec les bancs repères), orientations et relations entre dykes d'attitudes différentes ont été mesurés. Bien que les conditions d'observations soient exceptionnelles, les informations fournies par les affleurements sont discontinues et fragmentées. Les données ont donc été traitées statistiquement, et les résultats ont été utilisés comme base pour une approche géostatistique.

Les diverses études menées dans la zone de Bevons montrent que la répartition des dykes n'est pas aléatoire et présentent quelques directions préférentielles (Aboussouan, 1963 [1] ; Beaudoin et Friès, 1982 [13] ; Huang, 1988 [72] ; Parize, 1988 [120] ; Eckert, 2000 [48] ; Lalande, 2000 [91] ; Parize et Friès, 2003 [126] ; Parize *et al.*, 2006 [123]).

Quelques tendances, plus faciles à isoler sur des diagrammes locaux, effectués avec 80 à 300 mesures, peuvent apparaître (figure A.14).

Ces diagrammes locaux ont permis d'établir un diagramme global des fractures qui ont été injectées par le sable au cours de l'Albien supérieur (figure A.15) : la direction E-W est parallèle aux structures architecturales majeures de cette partie du bassin vocontien (Parize *et al.*, 2006 [123]), et la direction N-S est parallèle à certaines failles synsédimentaires et à des directions de pente ; les deux derniers pôles indiquent, au moins localement, des mouvements potentiels de cisaillement.

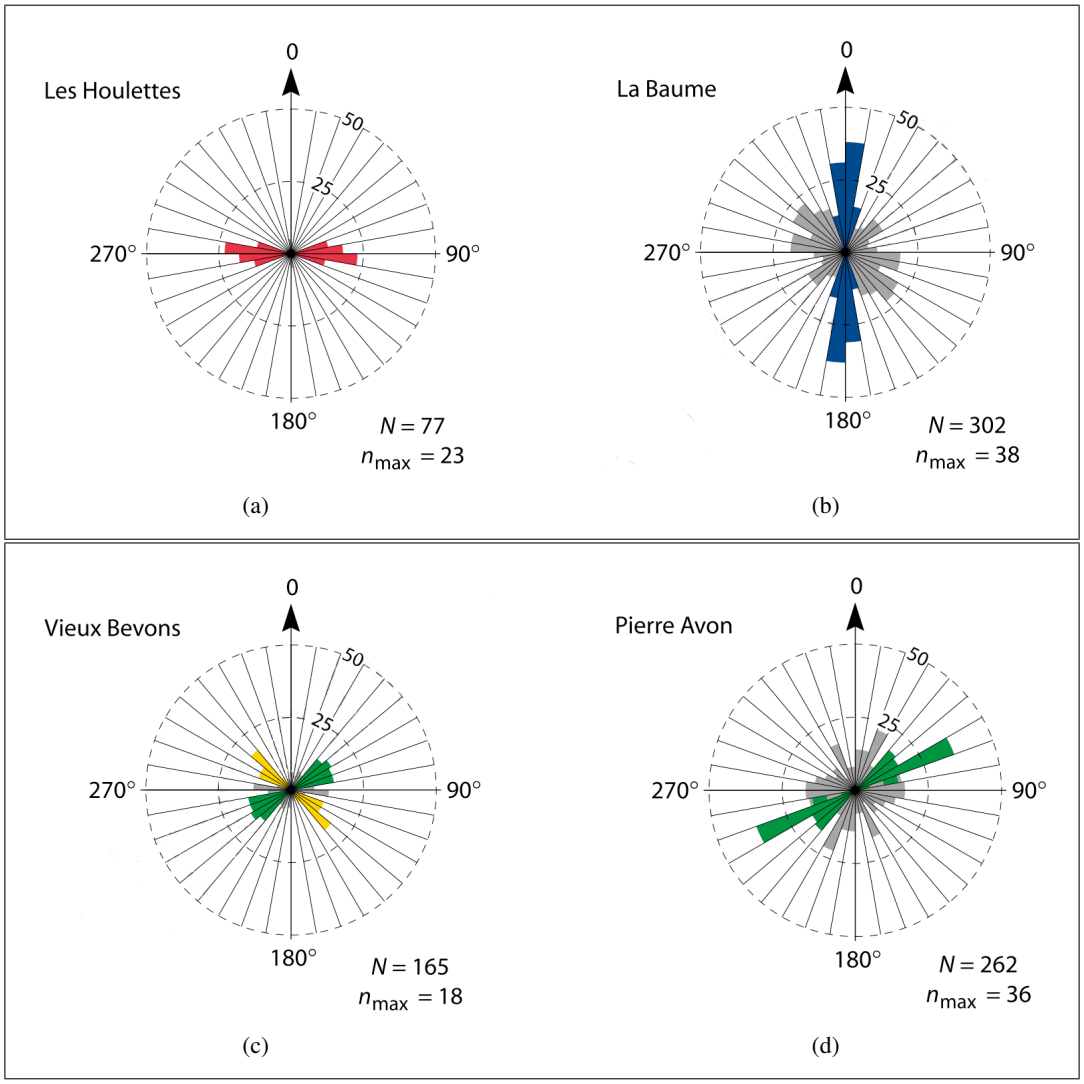


FIG. A.14 – Diagrammes en rosace locaux des dykes dans la zone de Bevons faisant ressortir quatre pôles différents d'orientation. (a) Les Houlettes, (b) La Beaume, (c) Vieux Bevons, (d) Pierre Avon (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

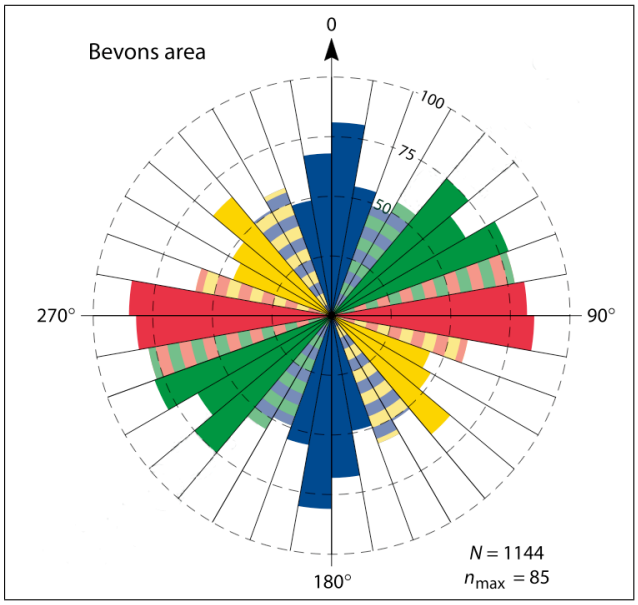


FIG. A.15 – Diagramme en rosace global interprété des dykes dans la zone de Bevons (dans Parize *et al.*, 2006 b [124]).

Le réseau d'injection de Rosans (injection *per descensum* horizontale)

Le secteur de Rosans se situe dans la partie centrale du domaine Vocontien et présente plusieurs affleurements exceptionnels. Un système de remplissage de chenaux turbiditiques, d'épaisseur pouvant atteindre 40 m, repose sur le sommet de ces collines et a préservé les marnes de l'érosion. L'intéressante section de la formation des « Marnes Bleues » peut faire jusqu'à 150 m d'épaisseur, du substratum calcaire de l'Aptien Inférieur jusqu'aux grès de l'Aptien supérieur (Friès, 1987 [51]). Cette succession est constituée de nombreux dépôts gravitaires (slumps et « debris flows »). Le slump le plus épais peut faire 90 m et se situe à la base des bancs « Fromaget » de l'Aptien supérieur.

L'affleurement principalement étudié se situe au-dessus de ce grand slump (Saint-André-de-Rosans Toulaye - Serre d'Autruy, figure A.17). La partie supérieure de la succession correspond à une falaise d'une douzaine de mètres de haut où affleurent les alternances de l'Aptien Supérieur et le grès massif. Les filons sont injectés dans ces 12 m d'alternances et sont dominés par les sills. Cet affleurement fait jusqu'à 5 km de long et certains sills peuvent être suivis sur 2,5 km.

Sur cet affleurement, des figures géométriques spécifiques des sables peuvent être déchiffrées grâce à la présence des bancs repères : des changements de niveau stratigraphique, des variations brutales d'épaisseur, voire même une disparition complète et des dichotomies. Comme dans la région de Bevons, les sills présentent des figures en « marches d'escalier » (figures A.17 et A.16).

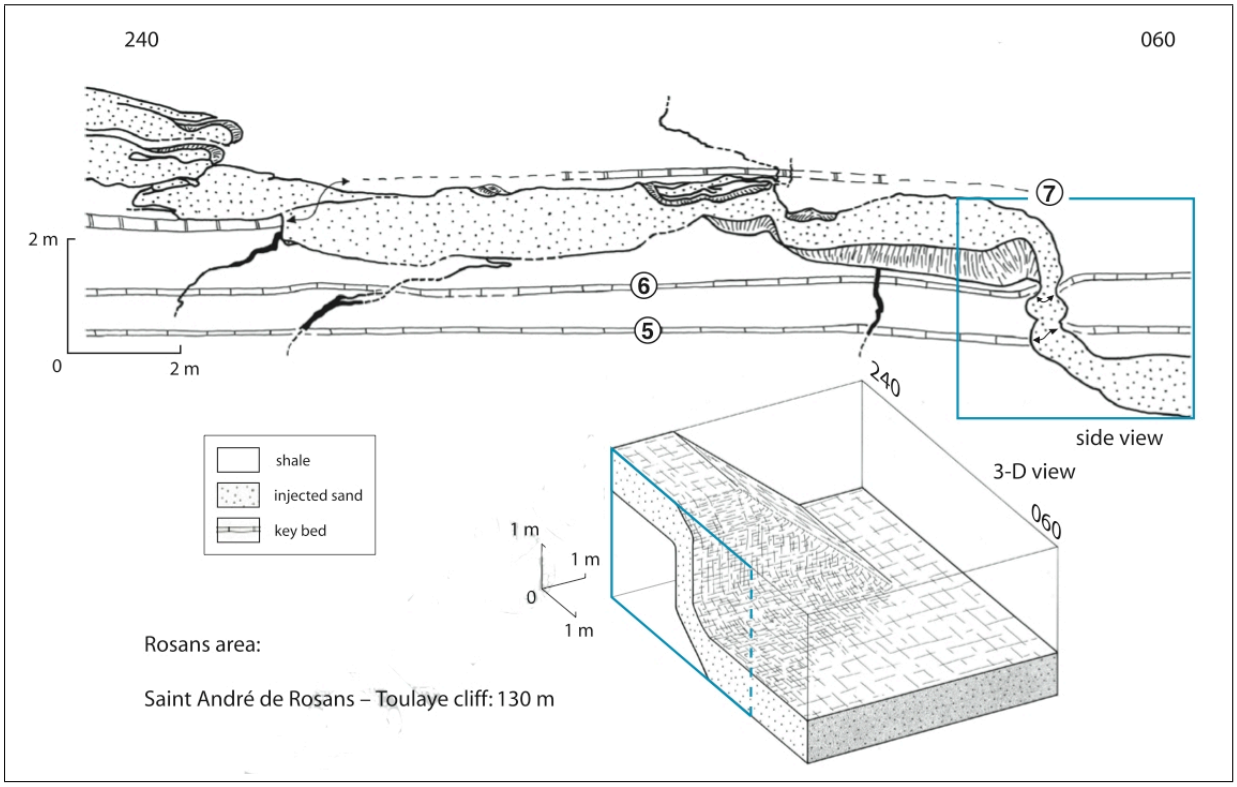


FIG. A.16 – Représentation de plusieurs figures en « marches d'escalier » successives. Ces figures peuvent être perpendiculaires ou parallèles au plan d'affleurement (dans Parize *et al.*, 2006 [123]).

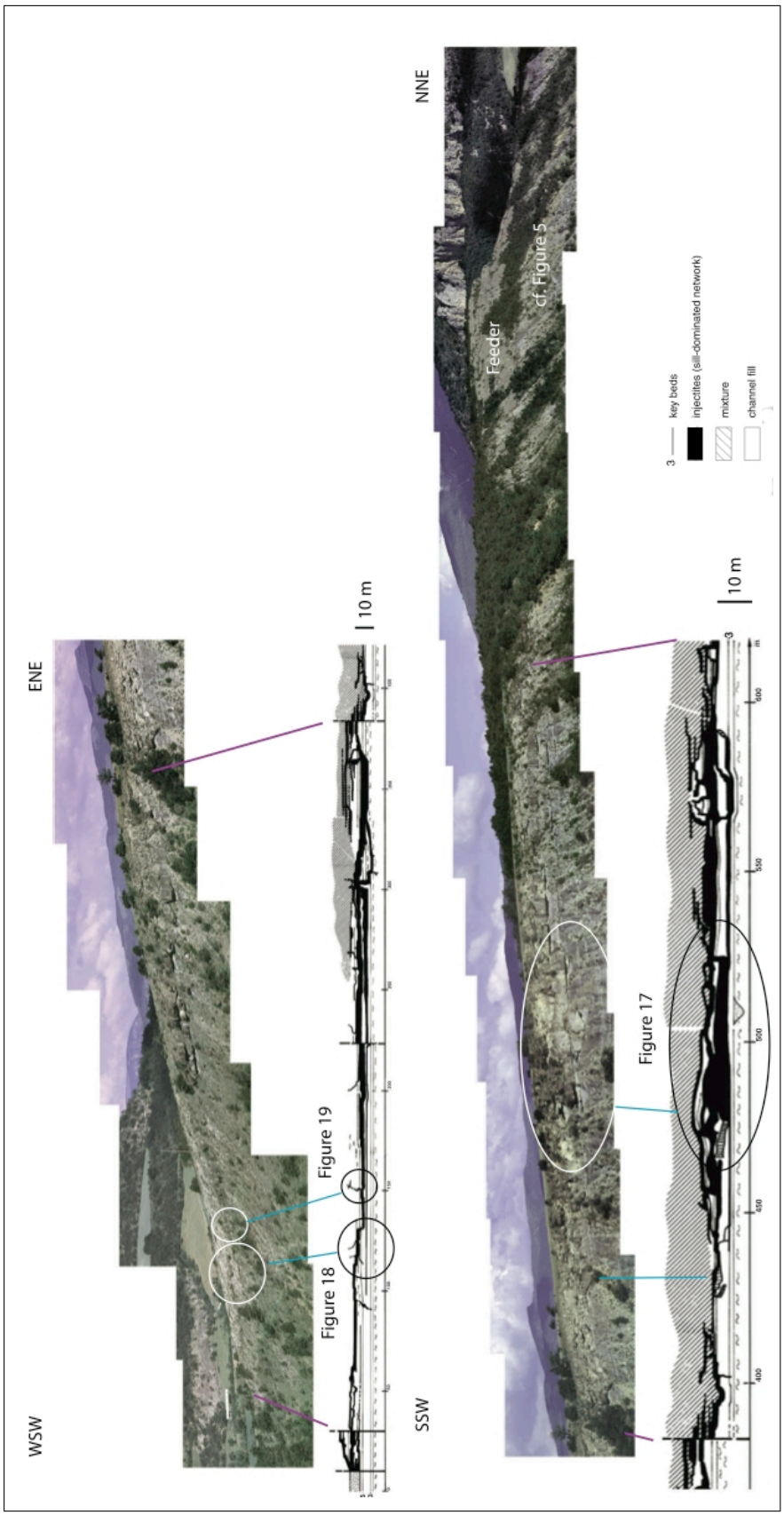


FIG. A.17 – Toulaye -Serre Autruy dans le secteur de Saint-André-de-Rosans (dans Parize *et al.*, 2006 [123]). Détail du réseau dominé par des sills et dykes associés et dessin de l'affleurement, 1 : sables injectés, 2 : mélange, 3 : grès *in situ*, 4 : « Grand Slump ».

ANNEXE B

Présentation du modèle analogique de compaction sur une marche

Pour réaliser un modèle analogique de compaction dur une marche, une alternance de couches d'argiles vertes (500 g d'argiles vertes par couche) et d'argiles rouges (150 g d'argiles rouges par couche) ont été déposées, à raison d'une couche par jour. Les argiles étaient réparties uniformément depuis le haut de l'aquarium. Des photos ont été prises après le dépôt de chaque couche pour voir l'évolution (figure B.1).

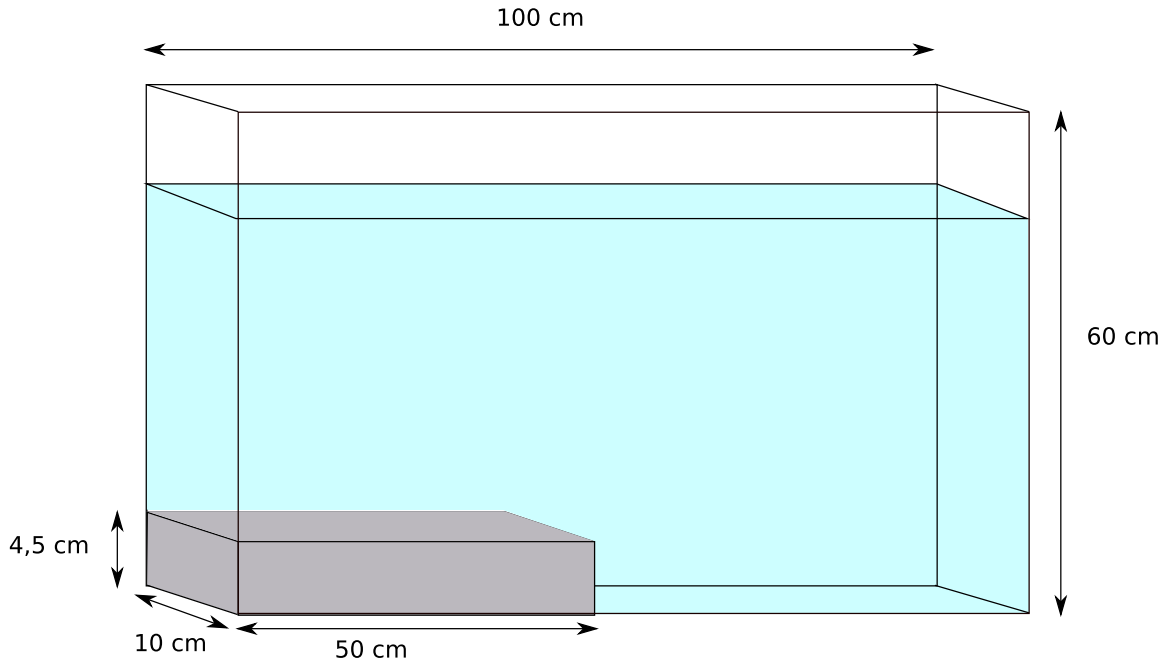


FIG. B.1 – Schéma du dispositif expérimental

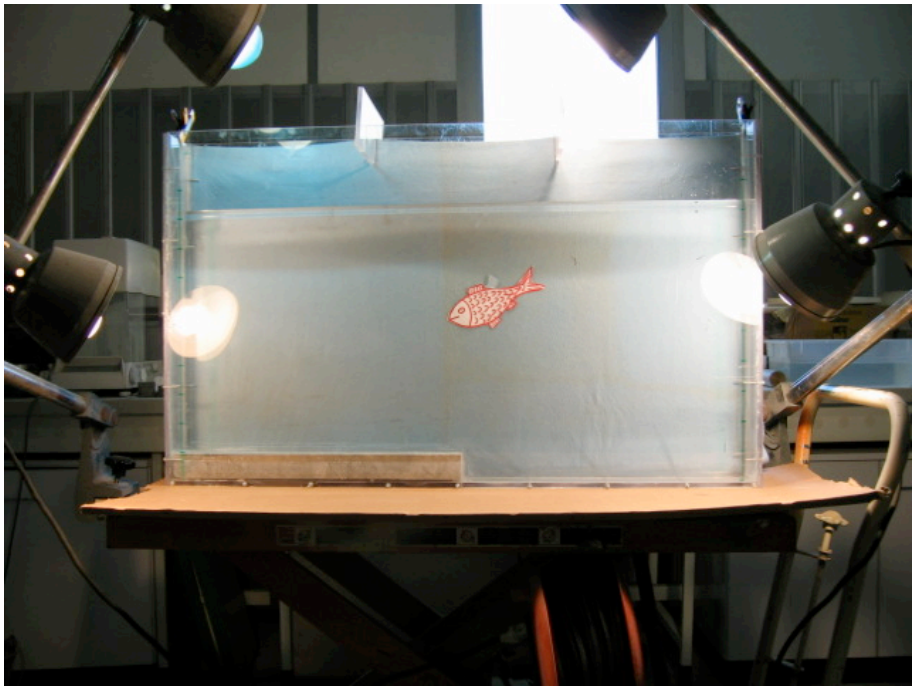
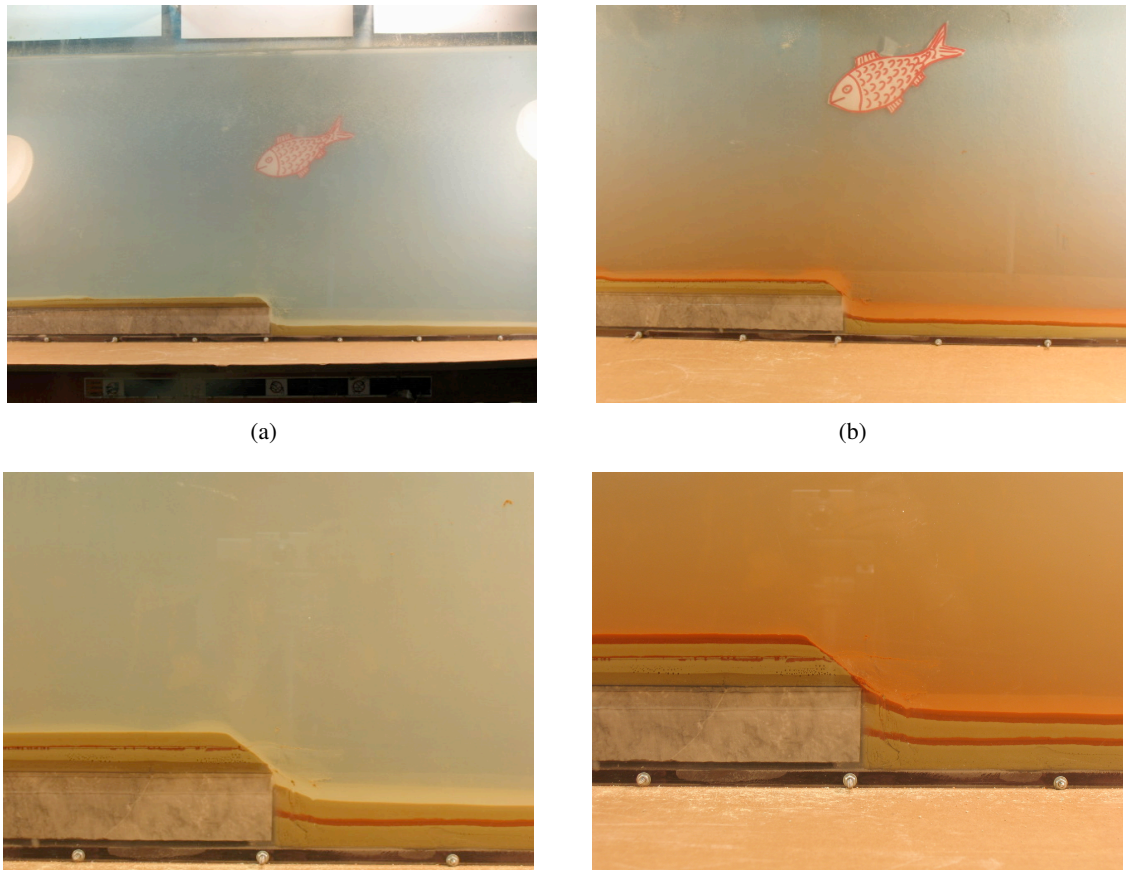


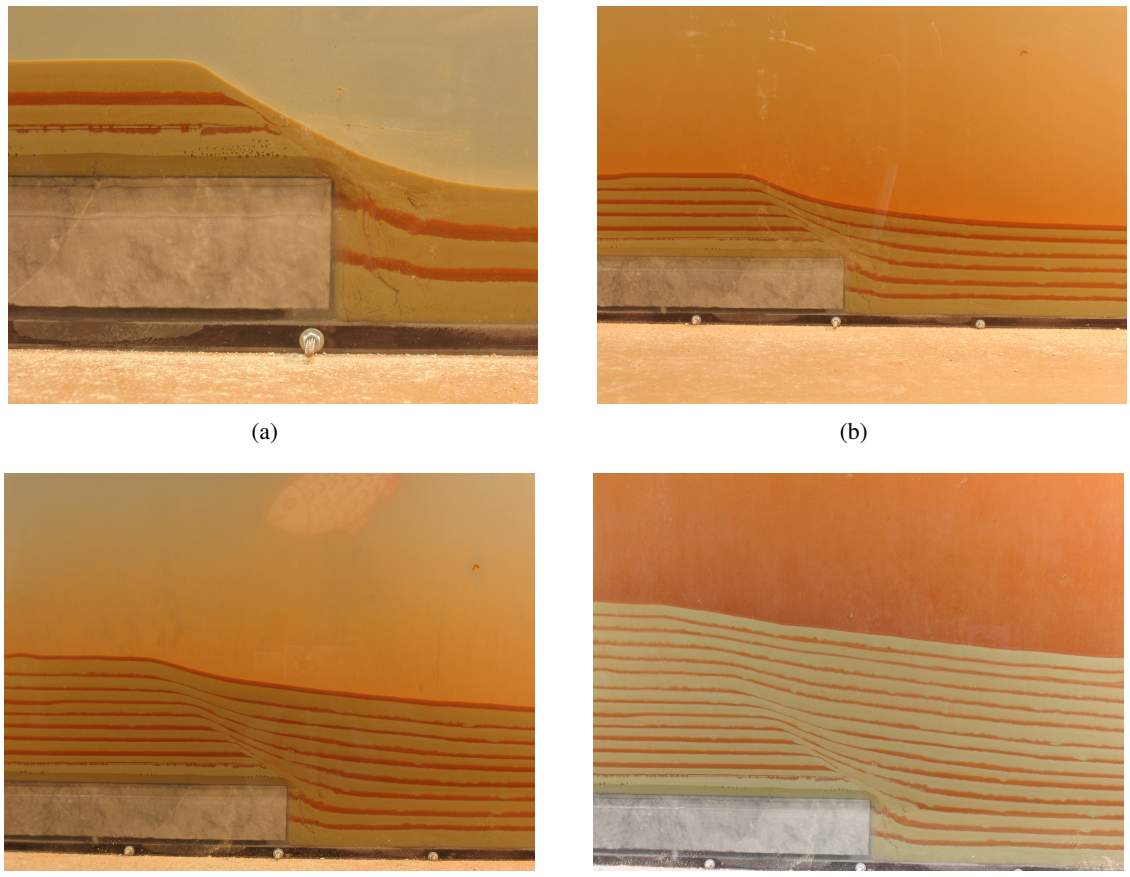
FIG. B.2 – Dispositif expérimental



(a) (b)

(c) (d)

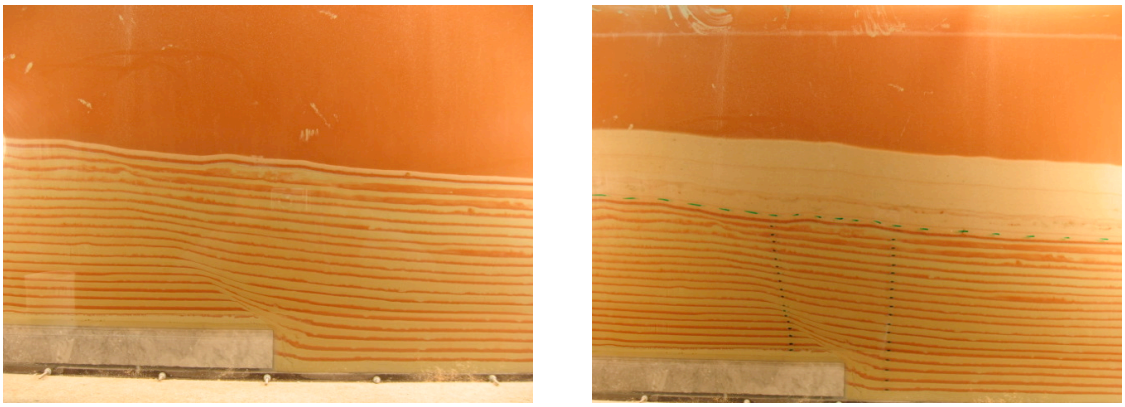
FIG. B.3 – Photographies après le dépôt de (a) 1 couche ; (b) 2 couches ; (c) 3 couches et (d) 4 couches



(a) (b)

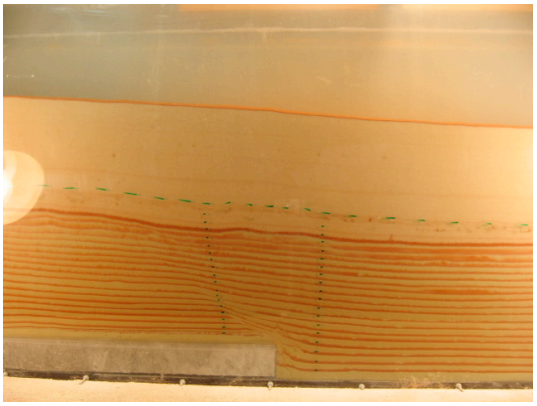
(c) (d)

FIG. B.4 – Photographies après le dépôt de (a) 5 couches ; (b) 12 couches ; (c) 18 couches et (d) 28 couches

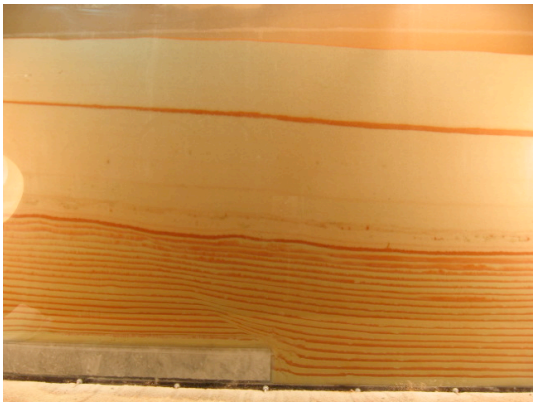


(a)

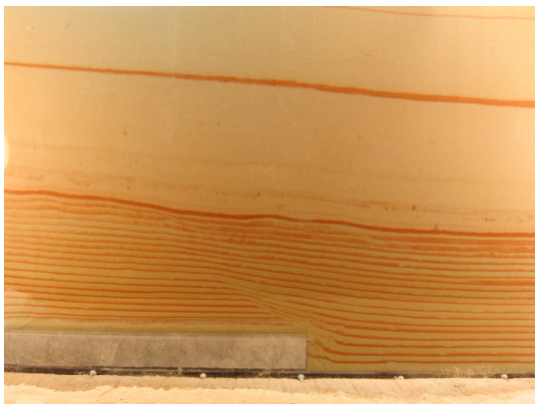
(b)



(c)



(d)



(e)

FIG. B.5 – Photographies après le dépôt de (a) 39 couches ; (b) (c) d'une grosse quantité de sable. La photo (d) montre la succession de couches d'argile compactées par la charge de sable quelques jours après.

ANNEXE C

Calcul de la déformée d'une poutre encastrée soumise à une charge triangulaire

La figure C schématise une poutre encastrée à une des ses extrémités et soumise à une charge triangulaire.

La poutre a une section $b \times h$ et une longueur L.

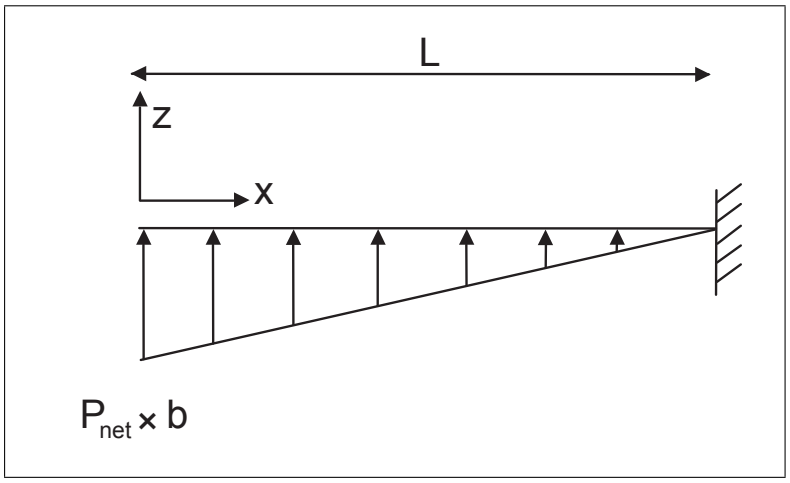


FIG. C.1 – Schématisation d'une poutre encastrée à une extrémité et soumise à une charge triangulaire.

C. Calcul de la déformée d'une poutre encastrée soumise à une charge triangulaire

$L >> h$ $L >> b$. Nous travaillons sur une largeur unitaire : $b = 1m$. Cette poutre est une poutre à plan moyen, c'est-à-dire un objet de grande longueur par rapport à sa section et doté d'un plan de symétrie (plan moyen). La pression appliquée à la poutre varie avec x, elle peut s'écrire sous la forme :

$$P(x) = P_{net}\left(1 - \frac{x}{L}\right) \tag{C.1}$$

On en déduit l'effort tranchant :

$$\begin{aligned} T(x) &= -\int_0^L P(x)\ dx = -\int_0^L P_{net}\left(1 - \frac{x}{L}\right)\ dx \\ &= -P_{net}\left(x - \frac{x^2}{2L}\right) + A \end{aligned} \tag{C.2}$$

L'effort tranchant étant nul en $x = 0$, $A = 0$, donc

$$T(x) = -P_{net}\left(x - \frac{x^2}{2L}\right) \tag{C.3}$$

Nous en déduisons l'expression du moment de flexion :

$$\begin{aligned} M(x) &= -\int_0^L T(x)\ dx = -\int_0^L P_{net}\left(\frac{x^2}{2L} - x\right)\ dx \\ &= -P_{net}\left(\frac{x^3}{6L} - \frac{x^2}{2}\right) + B \end{aligned} \tag{C.4}$$

Le moment fléchissant étant nul en $x = 0$, $B = 0$. Donc :

$$M(x) = P_{net}\left(\frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{6L}\right) \tag{C.5}$$

Grâce aux hypothèses utilisées, nous pouvons écrire :

$$EI_z\frac{d^2w(x)}{dx^2} = -M(x) \tag{C.6}$$

E est le module d'Young du matériau (MPa), I_z le moment d'inertie (moment quadratique) (m^4) et $M(x)$ est le moment fléchissant ($N.m$)

En intégrant cette équation, nous obtenons :

$$\frac{dw(x)}{dx} = \frac{P_{net}}{EI_z}\left(\frac{x^3}{6} - -\frac{x^4}{24L}\right) + C \tag{C.7}$$

Or $\frac{dw(x)}{dx}(L) = 0$ donc $C = -\frac{P_{net}L^3}{8EI_z}$. Donc :

$$\frac{dw(x)}{dx} = \frac{P_{net}}{EI_z}\left(\frac{x^3}{6} - \frac{x^4}{24L} - \frac{L^3}{8}\right) \tag{C.8}$$

Nous pouvons encore intégrer cette équation :

$$w(x) = \frac{P_{net}}{EI_z}\left(\frac{x^4}{24} - \frac{x^5}{120L} - \frac{L^3x}{8}\right) + D \tag{C.9}$$

Or $w(L) = 0$, donc $D = \frac{11P_{net}L^4}{120EI_z}$

Finalement :

$$w\left(x\right) = \frac{P_{net}b}{120EI_z}\left(-\frac{x^5}{L} + 5x^4 - 15L^3x + 11L^4\right) \tag{C.10}$$

ANNEXE D

Détermination de la limite d'application de la théorie des poutres

Des simulations numériques simples ont été effectuées par éléments finis. Une fracture horizontale de longueur variant entre 5 m et 100 m et située à la base d'un chenal profond de 30 m est soumise à une charge triangulaire. Celle-ci vaut 1 MPa à l'entrée de la fracture et 0 à son extrémité. Cette charge est volontairement exagérée pour accentuer les effets produits. Dans ces simulations le matériau utilisé est élastique, son module d'Young est de 1000 MPa (valeur pour un matériau assez souple) et son coefficient de Poisson est de 0,3.

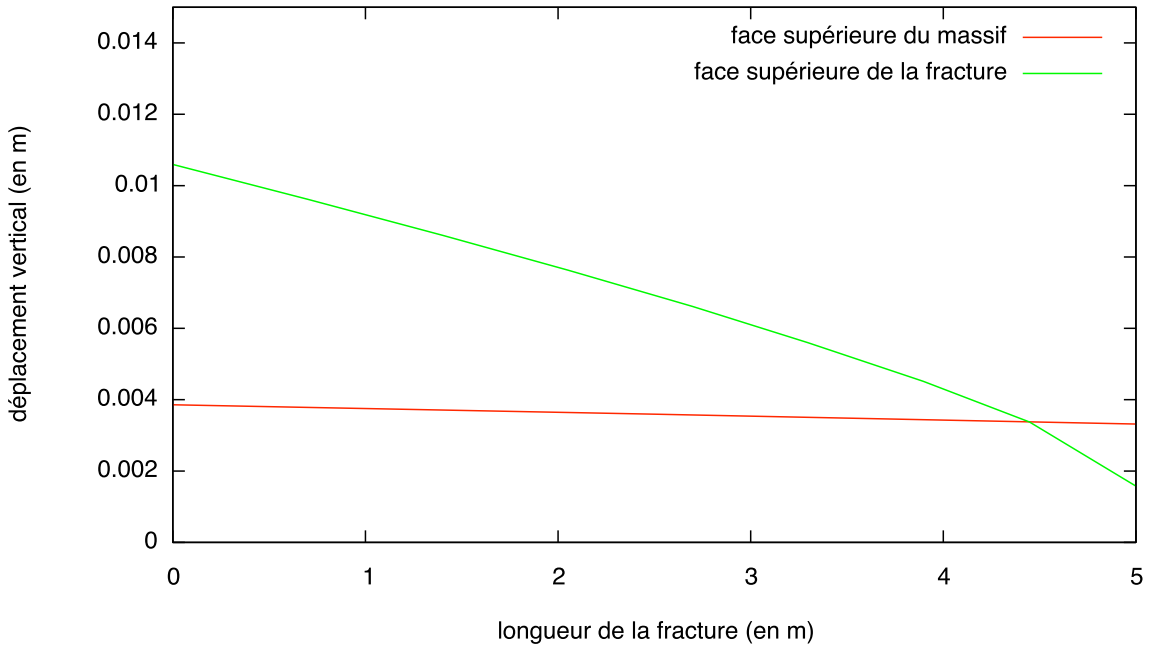


FIG. D.1 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 5 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture.

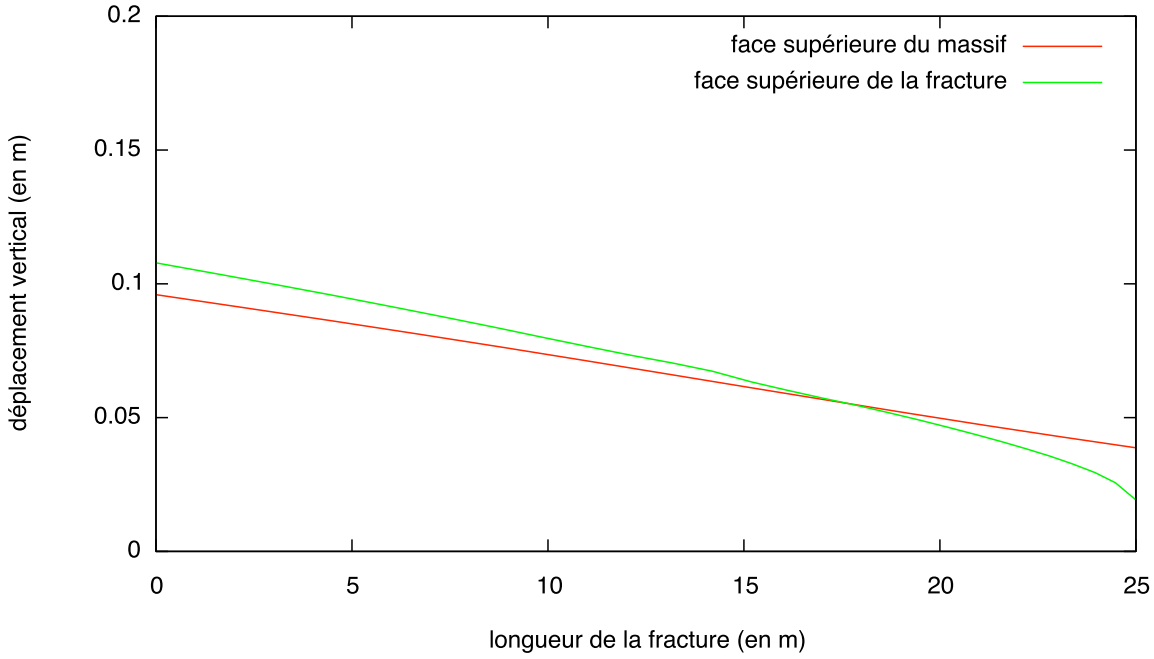


FIG. D.2 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 25 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture.

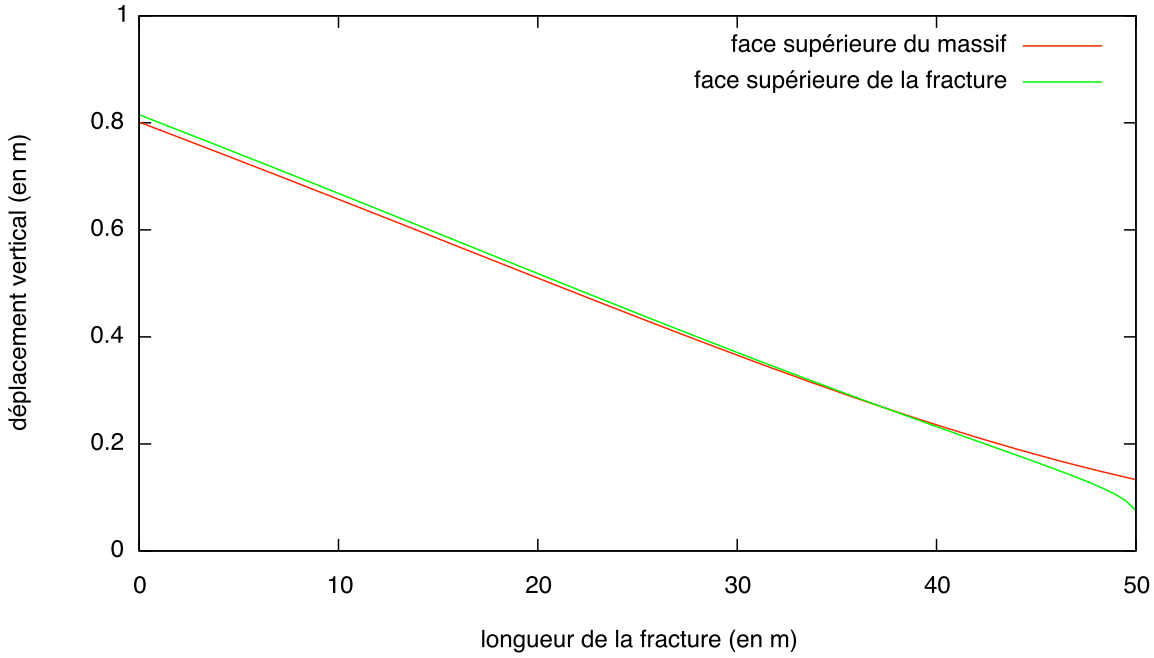


FIG. D.3 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 50 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture.

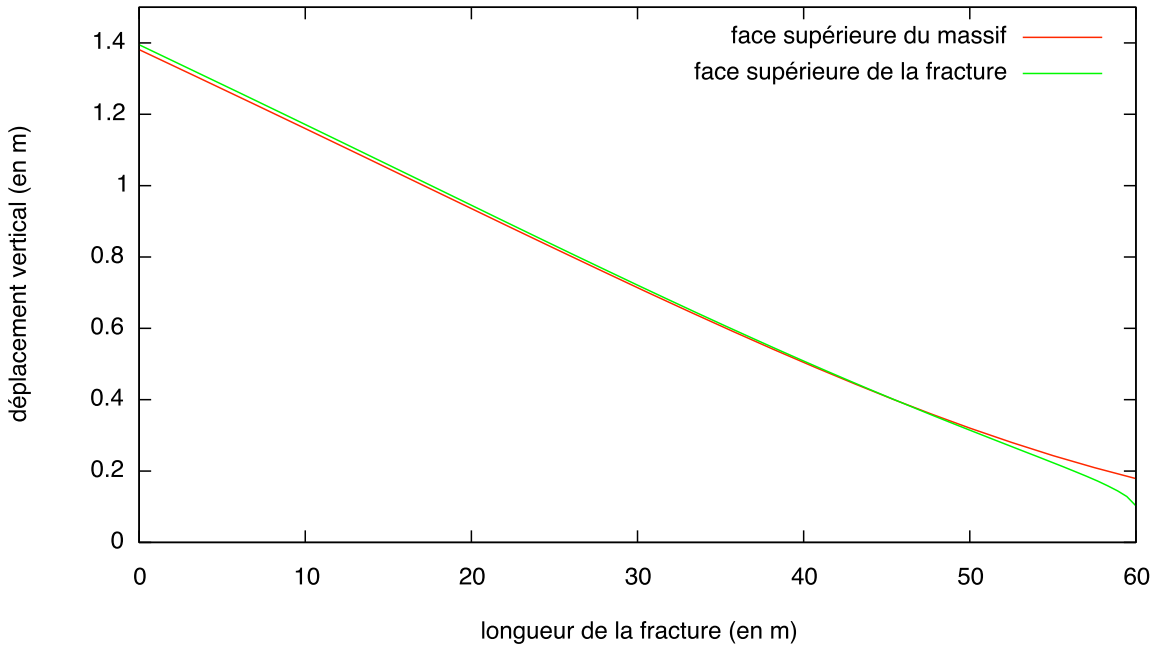


FIG. D.4 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 60 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture.

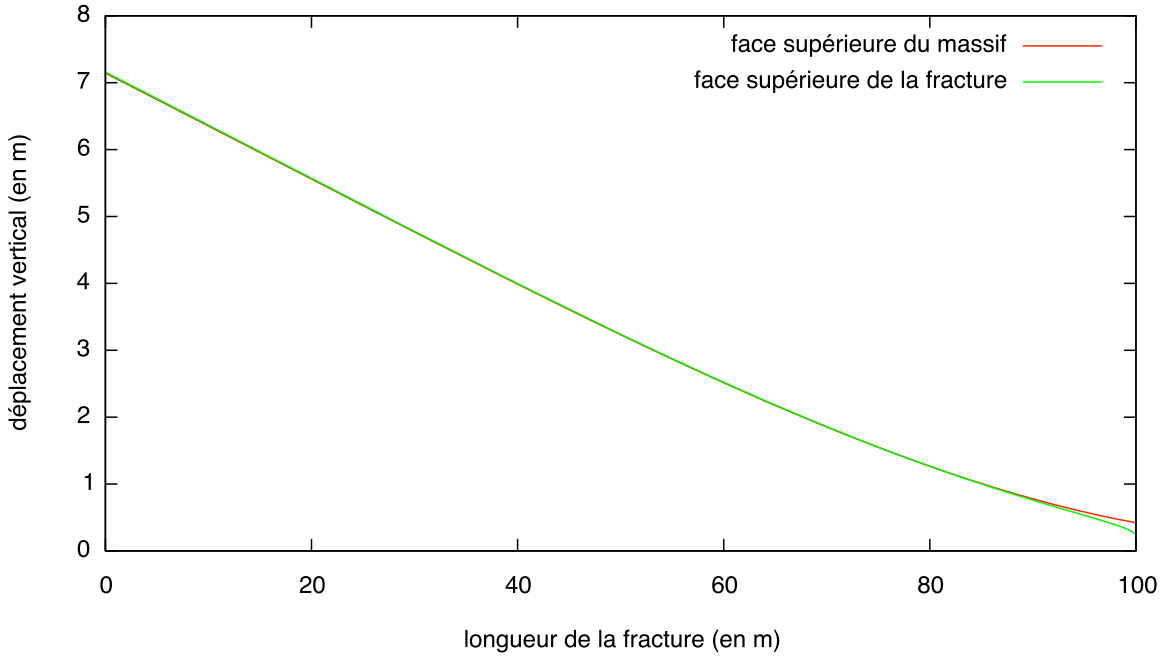


FIG. D.5 – Représentation des déplacements verticaux de la face supérieure d'une fracture horizontale de 100 m et du paléofond de mer au-dessus de cette fracture.

ANNEXE E

Méthode de résolution des 3 équations de la fracturation hydraulique horizontale

Dans cette partie, nous allons traiter du premier cas étudié sur une épaisseur unitaire (adaptation du modèle KGD, paragraphe 5.15).

Rappel des trois équations utilisées :

– Relation entre la pression d'injection et le débit dans la fracture :

$$P_{net} = \int_0^L \frac{12\mu q}{1w\,(x)^3}\,dx \tag{E.1}$$

– Expression de l'ouverture de la fracture

$$w\,(x) = \frac{P_{net}b}{120EI_z}\left(-\frac{x^5}{L} + 5x^4 - 15L^3x + 11L^4\right) \tag{E.2}$$

– Volume de fluide injecté :

$$V_f = \frac{50P_{net}bL^6}{5040EI_z} \tag{E.3}$$

Lorsque la longueur d'une fracture passe de L_n à L_{n+1} , nous pouvons calculer grâce à l'équation E.1, $q(L_n)$ et $q(L_n)$.

Ces deux valeurs permettent de définir un débit moyen q_{n+1}^{moy}, tel que $q_{n+1}^{moy} = \dfrac{q(L_n) + q(L_n)}{2}$.

A partir de L_n et L_{n+1}, nous pouvons également déterminer $V_f\,(L_n)$ et $V_f\,(L_{n+1})$.

Dans cet exemple et d'après l'équation E.2, nous obtenons :

$$V_f\,(L_n) = 50P_{net}bL_n^6 5040EI_z \tag{E.4}$$

Par la suite, nous calculons ΔV_{n+1}, tel que : $\Delta V_{n+1} = \dfrac{V_f\,(L_n) + V_f\,(L_{n+1})}{2}$.

Puis, nous obtenons Δt_{n+1} , intervalle de temps nécessaire pour passer de L_n à L_{n+1} :

$$\Delta t_{n+1} = \frac{q_{n+1}^{moy}}{\Delta V_{n+1}} \tag{E.5}$$

Ce qui permet d'en déduire le temps écoulé depuis le début de la fracturation hydraulique :

$$t_{n+1} = t_n + \Delta t_{n+1} \tag{E.6}$$

ANNEXE F

Ecoulement d'un fluide de Bingham entre deux plans parallèles

F.1. Distribution de la contrainte de cisaillement pour un fluide newtonien s'écoulant dans une fente

Considérons l'écoulement laminaire d'un fluide incompressible (de densité ρ) dans une fente plane et étroite de longueur L et de largeur W formée par deux plans parallèles distants de $2B$ (B est la demi-ouverture). Les effets de bord sont négligés car $B >> W >> L$ (figure F.1) . Le fluide s'écoule sous l'action d'une différence de pression Δp ou de la gravité ou des deux. L'axe z forme un angle β avec la direction de la gravité.

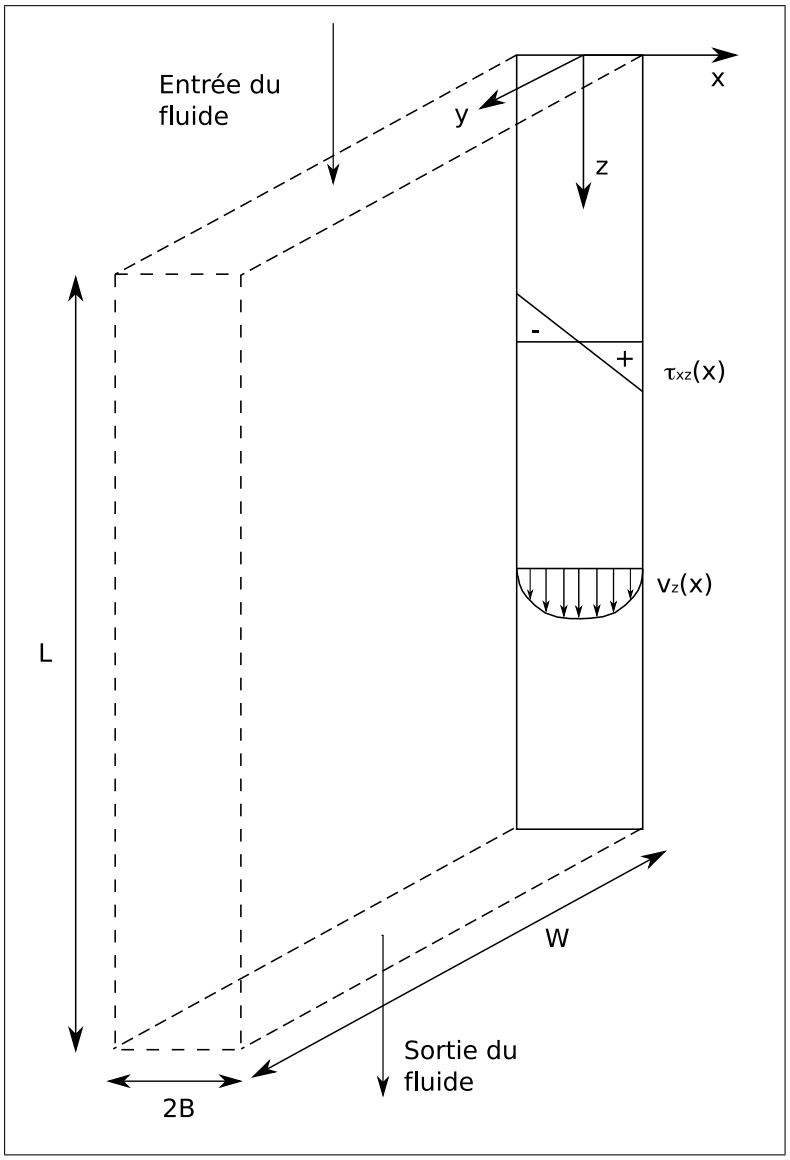


FIG. F.1 – Ecoulement d'un fluide dans une fente plane et étroite

F.1.1. Détermination de la distribution des vitesses en régime permanent pour un fluide non-Newtonien décrit grâce à un modèle de Bingham

Soit v la vitesse de l'écoulement et p la pression. L'écoulement est établi, il ne varie pas avec le temps. La fente étant plane il est naturel de choisir un système de coordonnées cartésien. L'écoulement s'effectue

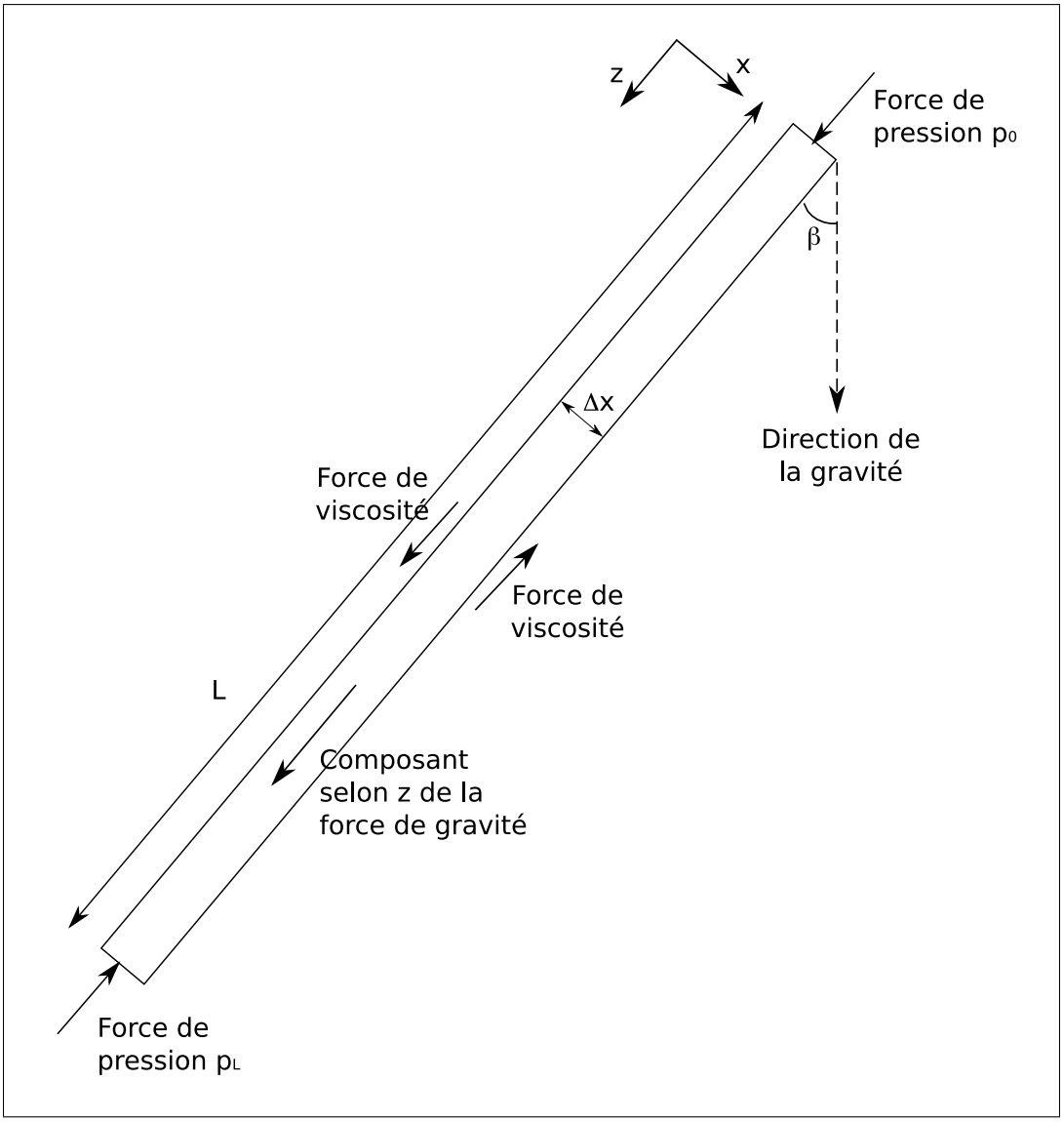


FIG. F.2 – Tranche de fluide d'épaisseur Δx utilisée pour la conservation de la quantité de mouvement de l'écoulement en coordonnées cartésiennes rectangulaires. L'axe y pointe vers l'extérieur du plan de représentation.

selon l'axe z. Donc $v_x = 0$ et $v_y = 0$. Seul v_z et non nul. De plus, v_z est indépendant de z et $v = v_z(x)$ et $p = p(z)$

Considérons un élément de volume A, de faible épaisseur Δx, de largeur W, dans la direction y et de longueur L dans la direction, z, c'est un parallélépipède très plat perpendiculaire à l'axe x. Une section suivant x de ce volume est représentée sur la figure F.2. Effectuons un bilan des forces extérieures à A ayant une projection sur l'axe z.

- Forces de pression
  - sur la surface $z = 0$: $p_0 W \Delta x$
  - sur la surface $z = L$: $-p_L W \Delta x$
- Forces de viscosité
  - sur la surface d'abscisse x : $(LW\tau_{xz})|_x$
  - sur la surface d'abscisse $x + \Delta x$: $-(LW\tau_{xz})|_{x+\Delta x}$

– Force volumique
  – force de gravité agissant sur l'élément de volume rectangulaire : $\rho g \cos\beta LW\Delta x$

En régime stationnaire, la somme de forces agissant sur ce volume est nulle, donc :

$$(LW\tau_{xz})|_x - (LW\tau_{xz})|_{x+\Delta x} + (p_0 - p_L)W\Delta x + \rho g \cos\beta W L\Delta x = 0 \tag{F.1}$$

En divisant l'équation ci-dessus par $LW\Delta x$, elle devient :

$$\frac{\tau_{xz}|_{x+\Delta x} - \tau_{xz}|_x}{\Delta x} = \frac{p_0 - p_L + \rho g \cos\beta L}{L} \tag{F.2}$$

En faisant tendre Δx vers 0, le premier terme de l'équation ci-dessus (équation F.2) devient l'expression d'une dérivée. Le deuxième terme (celui de droite) peut être écrit plus simplement en introduisant la pression modifiée P, qui est la somme d'un terme de pression et d'un terme de gravité. La définition générale de la pression modifiée est $P = p + \rho gh$, où h est une distance mesurée dans la direction opposée à la gravité à partir d'un plan de référence choisi. Utiliser la pression modifiée permet de ne pas calculer la composante selon le vecteur g et d'obtenir une même solution pour toutes les orientations. De plus, l'écoulement peut être causé soit par une différence de pression, soit par la gravité, soit par les deux.

L'axe z est orienté vers le bas dans ce problème donc $h = -z\cos\beta$ et ainsi, $P = p - \rho g z cos\beta$.

Si $P_0 = p_0$ à $z = 0$ et $P_L = p_L - \rho g L\cos\beta$ en $z = L$, alors $p_0 - p_L + \rho g L\cos\beta = P_0 - P_L = \Delta P$.

L'équation F.2 donne donc :

$$\frac{d\tau_{xz}}{dx} = \frac{\Delta P}{L} \tag{F.3}$$

En intégrant cette équation, on obtient :

$$\tau_{xz} = \frac{\Delta P}{L}x + C_1 \tag{F.4}$$

C_1 est une constante d'intégration qui va être déterminée en fonction des conditions aux limites [1].

En appliquant la loi de Newton pour la viscosité dynamique, l'équation F.4 devient :

$$-\mu\frac{dv_z}{dx} = \frac{\Delta P}{L}x + C_1 \tag{F.5}$$

[1] Les équations F.3 et F.4 sont utilisables pour des fluides newtoniens et non-newtoniens.

Cette équation différentielle du premier ordre s'intègre facilement :

$$v_z = -\frac{\Delta P}{2\mu L}x^2 - \frac{C_1}{\mu}x + C_2 \tag{F.6}$$

Les conditions de non glissement aux parois donnent :
– à $x = B$, $v_z = 0$
– à $x = -B$, $v_z = 0$
Grâce à ces deux conditions, les deux constantes d'intégration peuvent être calculées : $C_1 = 0$ et $C_2 = \Delta P B^2/(2\mu L)$. En remplaçant C_1 l'équation F.4 devient :

$$\tau_{xz} = \frac{\Delta P}{L}x \tag{F.7}$$

F.1.2. Modèle de Bingham

Pour les matériaux viscoplastiques (suspensions et pâtes), il n'y a pas d'écoulement tant qu'une contrainte critique (τ_0) n'est pas atteinte. Pour décrire de tels matériaux, le modèle le plus simple est le modèle de Bingham :

$$Si \quad |\tau_{xz}| \leq \tau_0 \qquad alors \qquad \eta \to \infty \quad ou \quad \frac{dv_z}{dx} = 0 \tag{F.8a}$$

$$Si \quad |\tau_{xz}| \geq \tau_0 \qquad alors \qquad \eta = \mu_b + \frac{\tau_0}{\pm dv_z/dx} \quad ou \quad \tau_{xz} = -\mu_b \frac{dv_z}{dx} \pm \tau_0 \tag{F.8b}$$

η est la viscosité non-newtonienne et μ_b est un paramètre du modèle de Bingham de la même unité qu'une viscosté. Dans l'équation F.8b, le signe positif est utilisé avec τ_0 et le signe négatif avec dv_z/dx quand τ_{xz} est positif et inversement lorsque τ_{xz} est négatif.

Supposons que $\tau_{xz} = \pm\tau_0$ à $x = \pm x_0$. Grâce à l'équation F.7, x_0 peut être obtenu avec $\tau_0 = (\Delta P/L)x_0$.

Dans la suite de notre étude, la région « interne » de l'écoulement ($-x_0 \leq x \leq x_0$), où la contrainte de cisaillement est inférieure à la contrainte critique ($-\tau_0 \leq \tau_{xz} \leq \tau_0$), va être distinguée par l'indice i. τ_{xz} est fini et $\tau_{xz} = -\eta(dv_z/dx)$.

D'après le modèle de Bingham (grâce à l'équation F.8a), $(dv_{zi}/dx) = 0$.

En intégrant, on obtient : $v_{zi} = C_1$ (vitesse constante), ce qui indique un écoulement de type « plug flow » dans la région interne (pas de cisaillement).

La région « externe » de l'écoulement ($x_0 \leq |x| \leq B$) où la contrainte de cisaillement est supérieure à la contrainte critique ($|\tau_{xz}| > \tau_0$) va être distinguée par l'indice o. Pour la zone $x_0 \leq x \leq B$, la vitesse diminue lorsque x augmente. Ainsi, $dv_z/dx \leq 0$.

Dans la zone $-B \leq x \leq -x_0$, la vitesse diminue lorsque x diminue. Ainsi, $dv_z/dx \geq 0$.

Grâce à l'équation F.8b, le modèle de Bingham donne :

$$\tau_{xz} = -\mu_b \frac{dv_{zo}}{dx} + \tau_0 \quad ou \quad \eta = \mu_b + \frac{\tau_0}{-dv_{zo}/dx} \qquad pour \quad x_0 \leq x \leq B \tag{F.9a}$$

$$\tau_{xz} = -\mu_b \frac{dv_{zo}}{dx} - \tau_0 \quad ou \quad \eta = \mu_b + \frac{\tau_0}{dv_{zo}/dx} \qquad pour \quad -B \leq x \leq -x_0 \tag{F.9b}$$

Pour obtenir le profil de vitesse pour $x_0 \leq x \leq B$, les deux équations F.9a et F.7 peuvent être utilisées pour éliminer τ_{xz} et obtenir :

$$\frac{dv_{zo}}{dx} = -\frac{\Delta P}{\mu_b L} x + \frac{\tau_0}{\mu_b} \qquad pour \quad x_0 \leq x \leq B \tag{F.10}$$

L'intégration de cette équation donne : $v_{z0} = -\Delta P/(2\mu_b L) + \tau_0 x \mu_b + C_2$. Grâce aux conditions aux limites, $v_{zo} = 0$ à $x = B$, C_2 peut être calculé : $C_2 = \Delta P B^2/(2\mu_b L) - \tau_0 B \mu_b$. La vitesse s'écrit donc sous la forme :

$$v_{zo} = \frac{\Delta P B^2}{2\mu_b L}\left(1 - \left(\frac{x}{B}\right)^2\right) - \frac{\tau_0 B}{\mu_b}\left(1 - \frac{x}{B}\right) \qquad pour \quad x_0 \leq x \leq B \tag{F.11}$$

F.1.3. Distribution de la vitesse

Il a été montré précédemment que la vitesse était constante dans la région « interne »de l'écoulement : $v_{zi} = C_1$. Pour des raisons de continuité, $v_{zi} = v_{zo}$ à $x = x_0$. En remplaçant τ_0 par $(\Delta P/L)x_0$, l'équation F.11 se simplifie et on obtient : $C_1 = \Delta P B^2/(2\mu_b L)(1 - x_0/B)^2$. Finalement le profil de vitesse d'un écoulement d'un fluide de Bingham dans une fente étroite s'écrit :

$$v_{zi} = \frac{\Delta P B^2}{2\mu_b L}\left(1 - \frac{x_0}{B}\right)^2 \qquad pour \quad |x| \leq x_0 \tag{F.12a}$$

$$v_{zo} = \frac{\Delta P B^2}{2\mu_b L}\left(1 - \left(\frac{x}{B}\right)^2\right) - \frac{\tau_0 B}{\mu_b}\left(1 - \frac{|x|}{B}\right) \qquad pour \quad x_0 \leq |x| \leq B \tag{F.12b}$$

Le profil de vitesse est plat au centre de l'écoulement (équation F.12a) et parabolique sur les côtés (équation F.12b) (figure F.3).

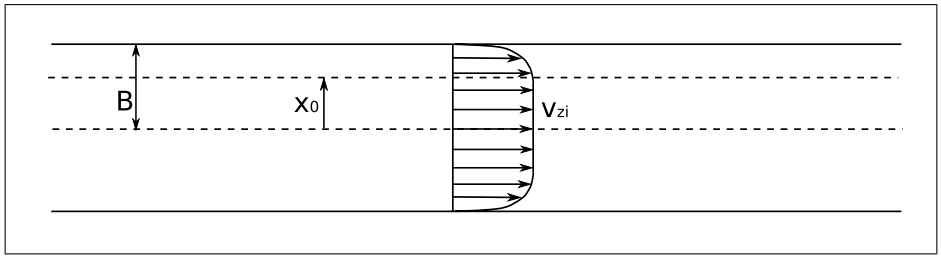


FIG. F.3 – Représentation du profil de vitesse d'un fluide de Bingham s'écoulant entre deux plaques.

F.2. Débit d'un fluide de Bingham s'écoulant dans une fente

Le profil de vitesse étant symétrique par rapport au plan $x = 0$, le débit massique peut être obtenu en intégrant l'expression de la vitesse sur la demi-épaisseur de la fente :

$$q = \int_{-B}^{B} \rho v_z W \, dx = 2 \int_{0}^{B} \rho v_z W \, dx \tag{F.13}$$

Plutôt que d'intégrer séparément les deux expressions des équations F.12a et F.12b, il est plus facile d'effectuer une intégration par parties :

$$q = 2W\rho \left([v_z x]_0^B - \int_0^B x \left(\frac{dv_z}{dx} \right) dx \right) = 2W\rho \int_0^B x \left(-\frac{dv_z}{dx} \right) dx \tag{F.14}$$

Le premier terme entre crochets est nul pour $x = 0$, il l'est également pour $x = B$ à cause de la condition de non glissement sur la paroi de la fente ($v_z = 0$ en $x = B$). Grâce à l'équation F.7, il est possible de déterminer la contrainte de cisaillement à la paroi (en $x = \pm B$) : $\tau_B = \Delta P / L$.

En utilisant cette expression ainsi que l'équation F.7, on obtient : $x/B = \tau_{xz}\tau_B$, qui nous permet d'effectuer un changement de variable. Ainsi le débit massique s'écrit :

$$q = \frac{2WB^2\rho}{\tau_B^2} \int_0^{\tau_B} \tau_{xz} \left(-\frac{dv_z}{dx} \right) d\tau_{xz} \tag{F.15}$$

Pour les matériaux ayant une contrainte seuil (ou critique), la borne inférieure d'intégration est τ_0. En effet d'après l'équation F.8a, si $|\tau_{xz}| \leq \tau_0$ alors $dv_z/dx = 0$. En utilisant l'équation F.9a et la contrainte seuil de cisaillement, on obtient :

$$q = \frac{2WB^2\rho}{\mu_b \tau_B^2} \int_{\tau_0}^{\tau_B} \tau_{xz} \left(\tau_{xz} - \tau_0 \right) d\tau_{xz} = \frac{2WB^2}{\mu_b \tau_B^2} \left(\frac{1}{3} \left(\tau_B^3 - \tau_0^3 \right) - \frac{1}{2} \left(\tau_0 \tau_B^2 - \tau_0^3 \right) \right) \tag{F.16}$$

Finalement, l'expression du débit massique s'écrit sous la forme :

$$\boxed{q = \frac{2\Delta P W B^3 \rho}{3\mu_b L}\left(1 - \frac{3}{2}\frac{\tau_0}{\tau_B} + \frac{1}{2}\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right)^3\right)} \tag{F.17}$$

Remarque : $\tau_B = \Delta P/L$ est la contrainte de cisaillement à la paroi et τ_0 la contrainte seuil. Aucun écoulement n'est possible en dessous de la contrainte seuil (c'est-à-dire lorsque $\tau_B \leq \tau_0$) et l'équation F.17 n'est valable que lorsque $\tau_B > \tau_0$ [2].

On peut en déduire le débit volumique par unité de largeur : $Q = \dfrac{q}{\rho W}$

$$\boxed{Q = \frac{2B^3\Delta P}{3\mu_b L}\left(1 - \frac{3}{2}\frac{\tau_0}{\tau_B} + \frac{1}{2}\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right)^3\right)} \tag{F.18}$$

F.3. Expression des pertes de charges pour un débit imposé

Si un débit Q suffisant pour rendre l'écoulement possible est imposé au fluide, il est possible de déterminer les pertes de charge par frottement pariétal grâce à l'équation précédente. Pour cela il faut résoudre l'équation suivante :

$$\boxed{\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right)^3 - 3\left(1 + \frac{\mu_b Q}{B^2\tau_0}\right)\left(\frac{\tau_0}{\tau_B}\right) = 0} \tag{F.19}$$

Ce polynôme de degré 3 a un discriminant négatif ($4 \times 27 \times \left(1 - \left(\dfrac{\mu_b Q}{B^2\tau_0}\right)^3\right) < 0$) donc 3 racines réelles. Comme le produit des racines vaut -2, il doit y avoir :

- 3 racines négatives (ce qui est physiquement impossible)
- 1 racine négative et 2 positives. Parmi ces deux racines positives l'une est supérieure à 1 et l'autre est inférieure à 1

Si l'écoulement est possible, $\tau_B > \tau_0$, donc la racine qui nous intéresse dans le cas d'un écoulement, est celle qui est inférieure à 1.

[2] pour $\tau_0 = 0$ et $\mu_b = \mu_0$, le modèle de Bingham et l'équation F.17 ont obtient les mêmes résultats que pour un fluide newtonien, *i.e.*, $q = 2\Delta P B^3 W\rho/(3\mu L)$.

ANNEXE G

Etablissement de la pression d'intrusion sous forme d'une force de traînée

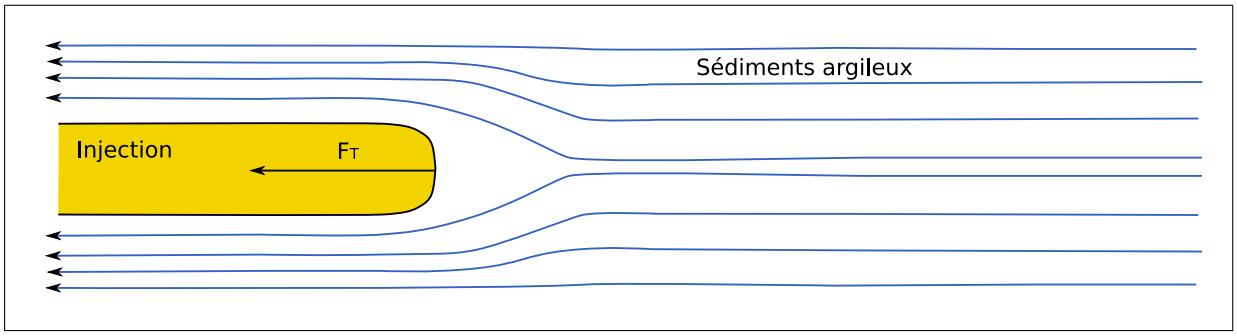


FIG. G.1 – Schématisation de la pénétration d'une injection dans un fluide. Pour avancer, l'injection doit fournir un effort supplémentaire pour écarter les sédiments en place. Les sédiments argileux seront d'autant plus difficiles à écarter qu'il seront enfouis (compactés). F_T est la force de traînée, elle s'oppose au mouvement.

La pression d'intrusion est comparable à une force de traînée. Pour effectuer cette comparaison, les sédiments argileux sont considérés comme un fluide et l'injection comme un solide (figure G.1). Cette approximation n'est pas complètement aberrante dans les profondeurs superficielles où la teneur en eau des sédiments argileux est de l'ordre de 10 % alors que le mélange d'eau et de sable est plutôt concentré.

La traînée est la force de résistance qu'exerce un fluide sur un objet lorsque le fluide ou l'objet sont en mouvement l'un par rapport à l'autre. Cette force est parallèle et opposée à la trajectoire du fluide.

Cette force s'écrit :

$$\vec{F_T} = \frac{1}{2} C \rho S |\vec{v}| \vec{v} \tag{G.1}$$

$\vec{F_T}$ est la force de traînée, C est le coefficient de traînée, ρ est la masse volumique du fluide pénétré, S est la section apparente de l'objet, $\vec{v}$ est le vecteur vitesse et $|\vec{v}|$ son module.

Le coefficient de traînée est fonction de la géométrie de l'objet immergé. Dans un souci de simplicité, le bout de l'injection est considéré comme un cylindre de longueur unitaire et de diamètre l'épaisseur du bout de l'injection. Pour un cylindre, le coefficient de traînée est connu : $C = 1$. Nous considérons une injection comme une "planche" de largeur unitaire avec une tranche arrondie.

Dans le cas d'un cylindre, il y a de la dissipation visqueuse devant le cylindre car le fluide doit s'écarter, et derrière le cylindre, car le fluide se remet en place. Dans le cas présent, la deuxième partie n'existe pas, le fluide n'a pas besoin de se repositionner derrière. La force de traînée agissant sur une injection est moins importante que celle agissant sur un cylindre. Dans la mesure où dans l'exemple traité, une seule moitié du cylindre est présente (l'avant), la force de traînée appliquée sur un cylindre est divisé par 2, elle est appelée pression d'intrusion, $P_{intrusion}$.

$$P_{intrusion} = \frac{F_T}{2} = \frac{1}{4} \rho_{massif} S v^2 \tag{G.2}$$

Dans cette équation, ρ_{massif} est la masse volumique des sédiments argileux (marnes).

En utilisant l'expression du débit ($Q = v/S$) et de la section ($S = 1 \times 2e$) :

$$P_{intrusion} = \frac{\rho_{massif} Q^2}{8e} \tag{G.3}$$

En posant $\beta = \frac{\rho_{massif}}{8e}$, cette expression devient :

$$P_{intrusion} = \beta Q^2 \tag{G.4}$$

Comme cela a été souligné précédemment, la succession sédimentaire est en cours de compaction au moment de l'injection. La masse volumique du sédiment argileux immergé est calculée avec une loi de porosité ($\phi(z)$) en exponentielle, utilisée dans le paragraphe 4.1. Plus la profondeur augmente et plus la masse volumique, $\rho_{massif}(z)$, de la succession sédimentaire est élevée :

$$\begin{aligned} \rho_{massif}(z) &= \phi(z)\,(\rho_w - \rho_m) + \rho_m \\ &= \left(\phi_r + \phi_a \,.\, e^{(-z/z_a)}\right)(\rho_w - \rho_m) + \rho_m \end{aligned} \tag{G.5}$$

G. Etablissement de la pression d'intrusion sous forme d'une force de traînée

ANNEXE H

Approximation de l'équation du troisième degré

L'équation à résoudre est :

$$Q = \frac{2e_i^3}{3\mu_0}\frac{\Delta P_i}{l_i}\left[1 - \frac{3}{2}\frac{\tau_0}{\tau_{Bi}} + \frac{1}{2}\left(\frac{\tau_0}{\tau_{Bi}}\right)^3\right] \tag{H.1}$$

Afin de simplifier les calculs, nous avons posé : $\zeta_i = \dfrac{\tau_{Bi}}{\tau_0}$ et $A_i = \dfrac{3\mu_0 Q}{e_i^2 \tau_0}$.

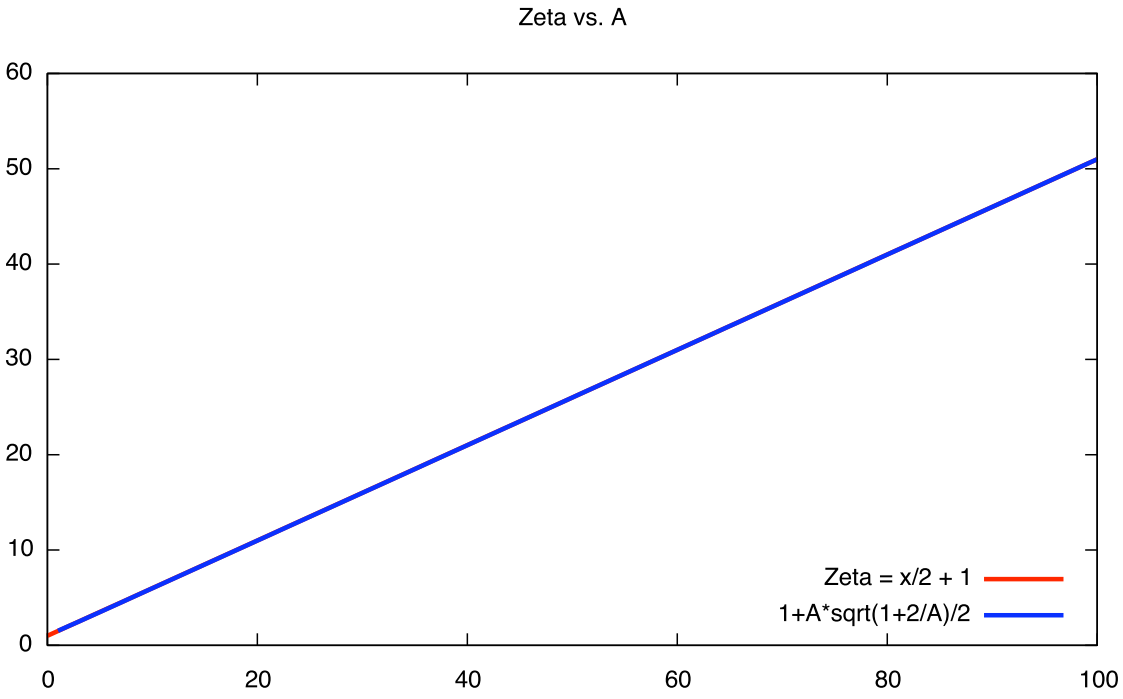
L'équation à résoudre équivaut donc à :

$$A_i = \frac{(\zeta_i - 1)^2 (2\zeta_i + 1)}{\zeta_i^2} \tag{H.2}$$

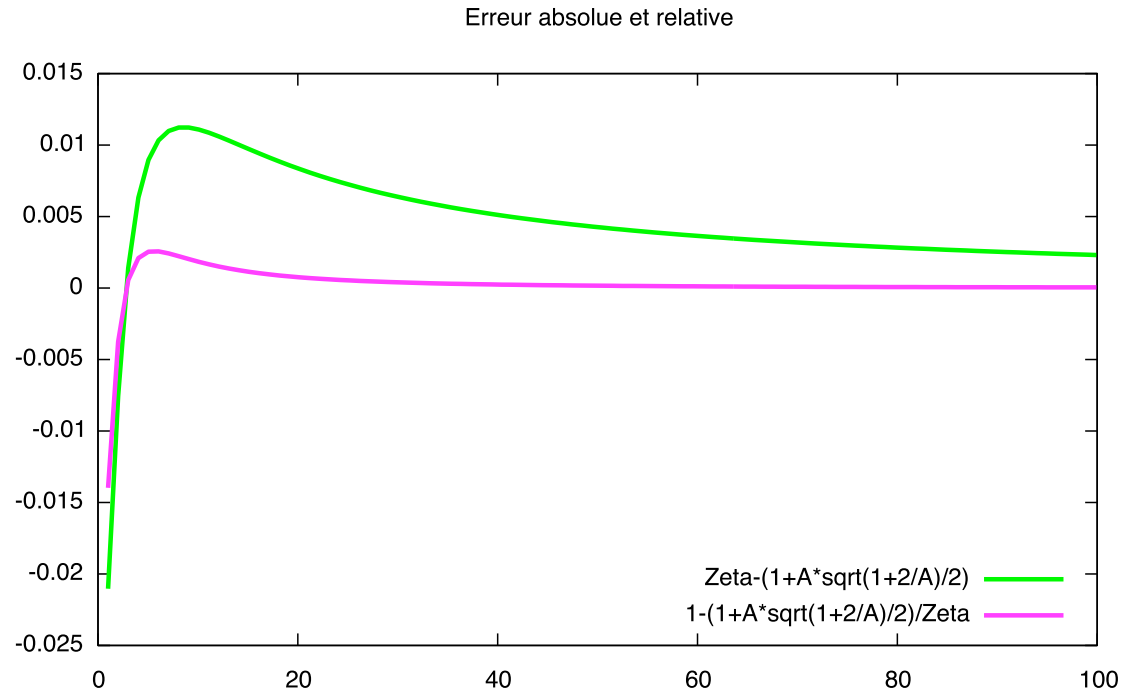
Une approximation de la solution peut s'écrire sous la forme :

$$\zeta_i = 1 + \frac{A_i}{2}\sqrt{1 + 2/A_i} \tag{H.3}$$

Les figures H.1 et H.1 présentent une comparaison entre 2 fonctions et cette approximation A ainsi que l'erreur absolue et relative. Ces représentations montrent que l'approximation est bonne pour ce type d'équation.

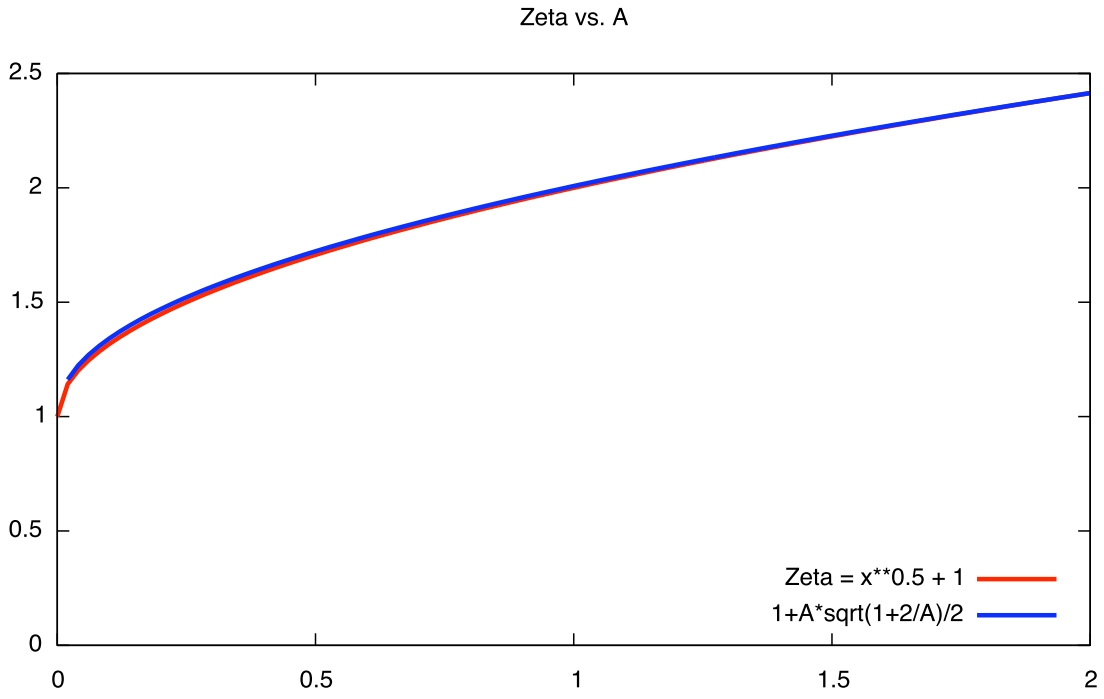


(a)

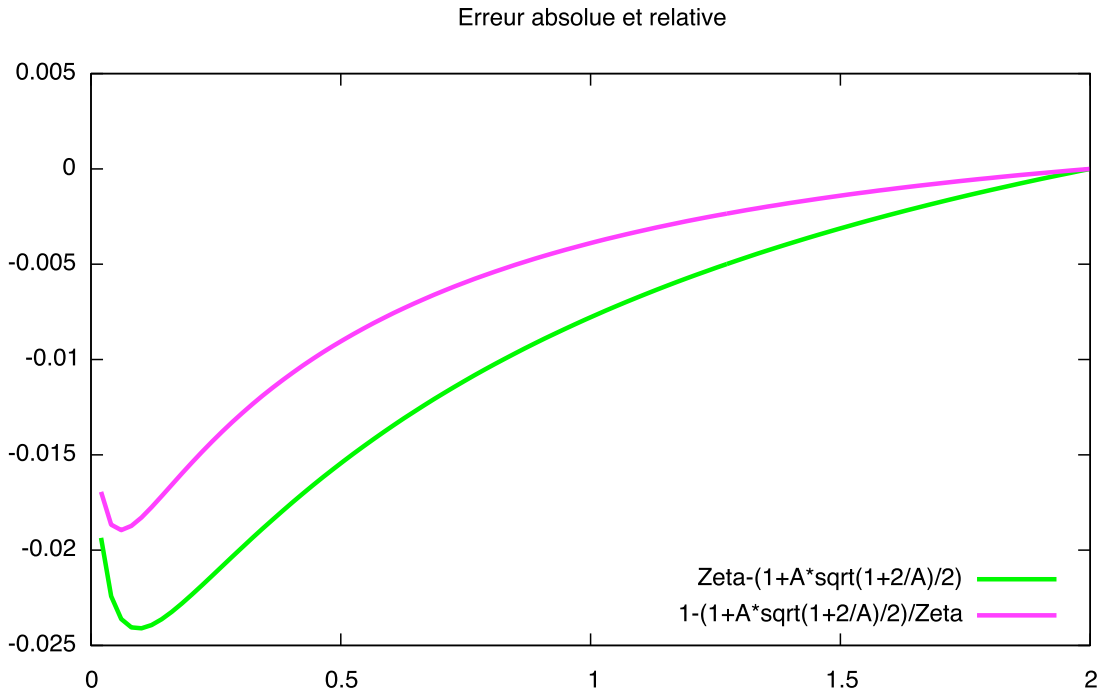


(b)

FIG. H.1 – (a) Représention d'un ζ et l'équivalent obtenu avec l'approximation A ; (b) Représention de l'erreur absolue (en vert) et de l'erreur relative (en rose).



(a)



(b)

FIG. H.2 – (a) Représention d'un autre ζ et l'équivalent obtenu avec l'approximation A ; (b) Représention de l'erreur absolue (en vert) et de l'erreur relative (en rose).

Bibliographie

[1] Aboussouan, M. T. (1963). *Contribution à l'étude sédimentologique et paléocéanographique des terrains aptiens - albiens de la Provence aux Baronnies*. Thèse de doctorat océanographie, Université de Marseille. Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume (Marseille), 30, p. 95-164. 31, 203

[2] Achour, R. and Vandromme, R. (2005). Identification des processus et caractérisation de la fracturation précoce (Site Meuse/Haute Marne). Tech. Rep., ANDRA - ENSMP. 86

[3] Alberty, M. (2000). Shallow water flows : a problem solved or a problem emerging, (Paper OTC 11971). In *OTC Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, TX*. 46

[4] Alberty, M., Halfe, M., Minge, J., and Bird, T. (1997). Mechanism of shallow waterflows and drilling practices for intervention (Paper OTC 8301). In *OTC Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, TX*. 46

[5] André-Jéhan, R. and Beaudoin, B. (1984). Journée sur les argiles, Paris. In *Livre des Résumés*. EMP, 1985, 219 pages. 20

[6] Archer, J. B. (1984). Clastic intrusion in deep-sea fan deposits of the Rosroe Formation, Lower Ordovician, Western Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54, 1197–1205. 29

[7] Aspler, L. B. and Donaldson, J. A. (1986). Penecontemporaneous sandstones dykes, Nonacho Basin (early Proterozoic, NW Territories) : horizontal injection in vertical, tabular fissure. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, 827–838. 29

[8] Athy, L. F. (1930). Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 14, 1–24. 49, 52, 53, 72, 73

[9] Baldwin, B. and Butler, C. O. (1985). Compaction curves. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 69, 622–626. 74

[10] Beaudoin, B., Cojan, I., Friès, G., Maillart, J., Parize, O., Pinault, M., Pinoteau, B., and Truyol, V. (1987). Mesures directes de la compaction dans les sédiments. *Notes et Mémoires TOTAL*, vol. 21, 235–247. 44, 49, 52, 53, 54

[11] Beaudoin, B., Cojan, I., Friès, G., and Pinoteau, B. (1985). Lois de décompaction et approche de l'évolution du taux de sédimentation dans les forages pétroliers du SE de la France. In *Programme Géologie Profonde de la France*. Doc. BRGM 95/11, thème 11, 133–148. 73

[12] Beaudoin, B., Dauphin, L., and Friès, G. (1997). Aptian bentonite key-beds (volcanic ashes) in the Subalpine basin (SE France). In *18th IAS Regional European Meeting, Heidelberg*. 68–69. 199

[13] Beaudoin, B. and Friès, G. (1982). Les filons gréseux sédimentaires *per descensum* dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevons (Alpes-de-Haute-Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol. 295, 385–387. 29, 31, 48, 49, 200, 203

[14] Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R., and Cabrol, C. (1986). Tectonique synsédimentaire crétacé à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 857–862. Ser. 2, t. 303, no 9. 49, 57, 84, 195

[15] Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., and Pinault, M. (1985). L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du ravin de la Baume, Bevons (Alpes de Haute-Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol. 301, 407–410. 17, 200, 202

[16] Beaudoin, B., Friès, G., and Paternoster, B. (1983). Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Hautes-Alpes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 387–392. Ser. 2, t. 296. 31

[17] Beaudoin, B., Godefroy, P., and Mouroux, B. (1995). Geoprospective 1994 : Time in Geology – From Past to Future. In *Mémoire des Sciences de la Terre*. Ecole des Mines de Paris, Special Publication, 458 p. 20

[18] Beaudoin, B., Parize, O., and Pinault, M. (1984). Fracturation précoce en Sicile nord-orientale : les sills et dykes sédimentaires numidiens (abstr.). In *5th Eur. Reg. Meet.* International Association of Sedimentologists, Marseille, 49–50. 32, 48, 194, 197

[19] Bergslien, D. (2002). Badler and Jotun - Two sides of the sale coin ? A comparison of two Tertiary oil fields in the Norwegian North Sea. *Petroleum Geoscience*, vol. 8, 349–363. 185

[20] Boehm, A. and Moore, J. C. (2002). Fluidized sandstone intrusions as an indicator of paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, vol. 2, no. 147-161. 36

[21] Borello, A. V. (1962). Sobre los Diques Clasticos de Tierra del Fuego. *Revista des Museo de La Plata (Nueva Serie) Seccion Geologia*, vol. 5, 155–191. 30

[22] Bouilleau, M., Sardella, E., and Simon, J. M. (1985). Caractérisations physique et mécanique d'argiles profondes à partir d'essais sur échantillons prélevés à 250 et 1000 m. In André-Jéhan, R. and Beaudoin, B., eds., *Journée sur les argiles, Livre des Résumés*. EMP, 177–196. 55

[23] Bouma, A. H., Coleman, J. M., and Meyer, A. W. (1986). Sites 623 and 624 : Initial Reports of the DSDP, 96. *Washington, U.S. Government Printing Office*, 181–232. 55

[24] Broquet, P. (1964). Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile). *Annales de la Société Géolologique du Nord, Lille*, vol. 84, 141–152. 195

[25] Broquet, P. (1968). *Etude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Thèse doctorat géologie, Lille. 797 p. 195

[26] Broquet, P. (1975). Etude qualitative de la fracturation dans les monts des Madonies (Sicile). In *Intérêt en néotectonique et en géologie appliquée : Annales Scientifiques*. Université de Besançon, vol. 23, 87–93. 30

[27] Brunn, V. V. and Talbot, C. J. (1986). Formation and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in th Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. *Journal of sedimentary Petrology*, vol. 56, 35–44. 36, 193

[28] Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A., and Kvalsyad, T. J. (2005). Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 22, 11–19. 15, 85, 86

[29] Brückmann, W. (1989). Typische Kompaktionsabläufe mariner Sedimente und ihre Modifikation in einem rezenten Akkretionskeil (Barbados Ridge). *Tübinger Geowiss Arbeiten, A 5, Geol Inst Univ Tübingen, 135 p.* 73

[30] Burollet, P. F. (1975). Livret-guide de l'excursion A-15 en Tunisie. In *9ème Congrés International de Sédimentologie, Nice, Guidebook*, International Association of Sedimentology, 112 pages. 195

[31] Caire, A. (1957). *Etude géologique de la région de Bibans (Algérie)*. Ph.D. thesis, Paris. Publication Série Carte Géologique d'Algérie, Alger, n.s., no 16, 2 t., 772 p. 195

[32] Colacicchi, R. (1959). Dicchi sedimentari del Flysch oligomioceno della Sicilia Nord-Orientale. In *Bassins détritiques : molasse, Flysch, Houiller et autres*. 5th International Congres of Sedimentology, International Association of Sedimentologists. Genève et Lausanne, Publ. Congr. no 54. Eclogae Geol. Helv., Bâle, vol. 51, no 3, 901–916. 30, 194, 195, 197

[33] Cosgrove, J. W. (1995). The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In Ameen, M. S., ed., *Fractography : fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. Geological Society Special Publication, vol. 92, 187–196. 7, 36, 39, 40, 41, 44, 62

[34] Cosgrove, J. W. (2001). Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin : a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 85, no. 4, 737–748. 39, 41, 53

[35] Dauphin, L. (2002). *Litho-, bio-, chrono-stratigraphie comparées dans le bassin Vocontien à l'Aptien*. Thèse doctorat géologie, Ecole des Mines de Paris. Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, no 46, 516 p. 199

[36] Delanay, P. T., Pollard, D. D., Ziony, J. I., and McKee, E. H. (1986). Field relations between dikes and joints : emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, 4920–4938. 62

[37] 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. *US Geological Survey Professional Paper*, vol. 1202. 62

[38] Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S., and Sandulescu, M. eds, Atlas Peri-Tethys of palaeoenvironmental maps. 24 maps. 199

[39] Diller, J. S. (1890). Sandstone dikes. *Geological Society of America Bulletin*, 411–442. 30, 36

[40] Dionne, J. C. (1976). Miniature mud volcanoes and other injection features in tidal flats, James Bay, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 13, 422–428. 29

[41] Dixon, R. J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A. D., Alexander, R. W. S., Williams, M. C., and Davis, K. G. (1995). Sandstone diapirism and clastic intrusion in the tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment. Quadrant 9, UKCCS. In *Hartley, A.J. and Prosser, D.J., (eds) Characterization of Deep Marine Clastic systems*, Geological Society Special Publication, vol. 94. 77–94. 29, 185

[42] Dresen, G., Gwildis, U., and Kluegel, T. (1991). Numerical and analogue modelling of normal fault geometry. In Robert, M., Yielding, G., and Freeman, B., eds., *The geometry of normal faults*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 56, 207–217. 55

[43] Driscoll, N. W., Weissel, J. K., and Golf, J. A. (2000). Potential for large-scale submarine slope failure and tsunami generation along the U.S. mid-Atlantic coast. *Geology*, vol. 28, no. 5, 407–410. 85

[44] Durand-Delga, M. (1973). L'Arc de Gibraltar. J.F. Raoult Ed. C.R. Réun. Ext. Ext. Soc. Géol. Fr., Paris. Ser. 7, t. 15, vol. 2, p. 129-159. 195

[45] Duranti, D. and Hurst, A. (2004). Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, vol. 51, no. 99-107. 38, 39, 43, 185

[46] Duranti, D., Hurst, A., Bell, C., S, G., and Hanson, R. (2002). Injected and remobilised sands of the Alba field (UKCS) : sedimentary facies characteristics and wireline log responses. *Petroleum geoscience*, vol. 8, 99–107. 13, 37, 38, 185, 189

[47] Dzulynski, S. and Radomski, A. (1956). Clastic dikes in the Carpathian Flysch. *Annales de la Société géologique de Pologne*, vol. 26, 225–264. 29, 30

[48] Eckert, S. (2000). Modélisation géométrique et mécanique de la fracturation d'un massif argilo-carbonaté. Étude des filons gréseux sédimentaires albiens de Bevons (Alpes-de-Haute-Provence). *Rapport Option Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, 151 p.* 14, 52, 53, 54, 180, 203

[49] Einsele, W. (1992). *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag. 14, 73, 74

[50] El Maherssi, C. (1992). *Dynamique de dépôt du flysch numidien de Tunisie (Oligo-Miocène)*. Thèse doctorat géologie. mémoire des sciences de la terre, École des mines de paris, no 15, 246 p., ENS des Mines de Paris – Université Lille I. 30

[51] Friès, G. (1987). *Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien*. Ph.D. thesis, Ecole des Mines de Paris. Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, no 4, 370 p. 49, 199, 205

[52] Friès, G. and Parize, O. (2003). Anatomy of ancient passive margin slope systems : Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian paleomargin, Western Alps, South-East France. *Sedimentology*, vol. 50, 1231–1270. 31, 199

[53] Fung, R. L., Vilajakumar, S., and Cormack, D. E. (1987). Calculation of Vertical Fracture Containment in Layered Formations. *paper of the Society of Petroleum Engineers, 14707, SPE Formation Evaluation*, vol. 2, no. 4, 518–523. 16, 119, 121

[54] Gallo, F. and Woods, A. W. (2004). On steady homogeneous sand-water flows in a vertical conduit. *Sedimentology*, vol. 51, 195–210. 7, 14, 44, 45, 46, 63

[55] Geertsma, J. and Klerk, F. (1969). A Rapid method of Predicting Width and Extent of Hydraulically Induced Fractures. *Journal of Petroleum Technology*, 1571–1581. 104

[56] Gill, W. D. and Kuenen, P. H. (1958). Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of Couty Clare, Ireland. *Quaterly Journal of the Geological Society, London*, vol. 113, 441–460. 29

[57] Gottis, C. (1953). Les filons clastiques "intraformationnels" du "Flysch" numidien tunisien. *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 26, 775–783. Ser. 6, t. 3. 30, 32, 86, 194, 195

[58] Gottis, C. (1953). *Stratigraphie et tectonique du flysch numidien en Tunisie septentrionale*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. 1059–1061. T.236, no10. 30, 194

[59] Gottis, C. (1962). Stratigraphie, structure et évolution structurale de la Kroumirie et de ses bordures. In *Livre à la mémoire du Professeur Pau Fallot , M. Durand-Delga ed.*, Memoires hors série de la Société Geologique de France, Paris, 1. 645–656. 195

[60] Gottis, C. and Sainefeld, P. Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/50 000, feuille no 31, Ghardimaou. Publication de la Direction Genérale de Travaux Publics, Tunis. 27p. 195

[61] Gottis, C. and Sainefeld, P. (1956). Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/50 000, feuille no 17, Zaouiet Madjen. Publ. Serv. Min. Indust. Energ., Tunis. 31 p. 195

[62] Gottis, C. and Sainefeld, P. (1956). Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/50 000, feuille no 24, Fernana. Publ. Serv. Min. Indust. Energ., Tunis. 56 p. 195

[63] Gottis, C. and Strohl, R. (1952). Ben-Metir : barrage sur l'Oued El Lili. In *Les grands barrages de Tunisie*. 19ème Congrés Intertnational de Geologie, Alger, Publ. Cong., Monographie régionale, Tunisie, vol. 4 of *2*, 11–27. 194

[64] Guazzelli, E. (2001). *Rhéologie des fluides complexes*. Cours en ligne. 147

[65] Hardie, J. K. (1999). Clastic Dikes Intruding Cretaceous Coals of Western Colorado. *Bulletin of the Colorado Geological Survey*, vol. 53. 29

[66] Hedberg, H. D. (1936). Gravitational compaction of clays and shales. *American Journal Sciences*, vol. 31, 241–287. 49, 53

[67] Heitz, J. F. (1999). Géomécanique des argilites du Callovo-Oxfordien : traits caractéristiques. In *Etude de l'Est du bassin parisien : Les Ulis, France*. ANDRA, EDP Sciences, 91–107. 55

[68] Heron, D. P. L. and Etienne, J. L. (2005). A complex subglacial clastic dyke swarm, Sólheimajökull, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, vol. 181, 25–37. 32, 192

[69] Hillier, R. D. and Cosgrove, J. W. (2002). Core and seismic observations of overpressure-related deformation with Eocene sediments of the Outer Moray Firth, UKCS. *Petroleum Geoscience*, vol. 8, 141–149. 39, 44

[70] Hiscott, R. N. (1979). Clastic sills and dikes associated with deepwater sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 49, 1–10. 29, 30, 44, 191

[71] Hoyez, B. (1975). Dispersion du matériel quartzeux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. *Bulletin de la Société géologique de France, Paris*, vol. 6, 1147–1156. Ser. 7, t. 17. 195

[72] Huang, Q. (1988). Geometry and tectonic significance of Albian sedimentary dykes in the Sisteron Area, SE France. *Journal of Structural Geology*, vol. 10, 453–462. 36, 203

[73] Hurst, A., Cartwright, J., and Duranti, D. (2003). Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology. In Van Rensbergen, P., Hillis, R. R., Maltman, A. J., and Morley, C. K., eds., *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 216, 123–137. 30

[74] Huuse, M., Duranti, D., Groves, S., Guargena, C. G., Prat, P., Holm, K., Steinsland, N., Cronin, B. T., Hurst, A., and Cartwright, J. (2003). Sand injectites : detection and significances for exploration and production. *First Break*, vol. 21. 21

[75] Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guargena, C. G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J. A., and Hurst, A. (2004). Seismic characteritics of large-scale sandstone intrusions in the Paleogene of the South Viking Graben, UK and Norwegian North Sea. In Davies, R. J., Cartwright, J. A., Stewart, S. A., Underhill, J. R., and Lappin, L., eds., *3D seismic data : Application ti the exploration of sedimentary basins*. Geological Society (London), Memoir, vol. 29, 257–271. 185

[76] Huuse, M. D. (2002). Cenozoic uplift and denudation of southern Norway : insights from the North Sea Basin. In Dore, A. G., Cartwright, J. A., Stoker, M. S., Turner, J. P., and White, N., eds., *Exhumation of the North Atlantic margin : Timing, mechanisms and implications for petroleum exploration*. Geological Society (London) Special Publications, vol. 196, 209–233. 190

[77] Imbert, P., Mouëzy, A., and Parize, O. (1998). Post-burial deformation of clastic series, mechanisms and impact on reservoir geometry. In *Developing and managing turbidite reservoirs, EAGE/AAPG IIIrd research symposium*. Paper A024. 21

[78] International Review Team of Nuclear Energy Agency (2003). The French 'R and D' Programme on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste. An International Peer Review of the 'Dossier 2001 Argile'. In *Rapport of Nuclear Energy Agency, Organisation for Economic Co-operation and Development, NEA04432, 80 p.* 20, 55

[79] Iverson, R. M. (1997). Physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, vol. 35, 245–296. 78

[80] Jackson, C. A. L. (2006). The geometry, distribution and development of clastic injections in slope systems : seismic examples from the Upper Cretaceous Kyrre Formation, Måløy Slope, Norwegian Margin. In press in AAPG Memoir on sand injection. 17, 185, 189

[81] Jenssen, A. I., Bergslien, D., Rye-Larsen, M., and Lindholm, R. M. (1993). Origin of complex mound geometry of Paleocene submarine-fan sandstone reservoirs, Balder fields, Norway. In Parker, J. R., ed., *Petroleum geology of northwest Europe, proceedings of the 4th Conference*. 135–143. 185

[82] Johnson, A. M. (1970). *Physical Processes in Geology*. Freeman Cooper, San Francisco. 127

[83] Johnson, H. D. (1977). Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finmark, North Norway. *Sedimentology*, vol. 24, 389–411. 29

[84] Johnston, J. D. (1993). Ice wedge casts in the Dalradian of South Donegal ; evidence of subaerial exposure of the Boulder Bed. *Irish Journal of Earth Sciences*, vol. 12, 13–26. 29

[85] Jolly, R. J. H., Cosgrove, J. W., and Dewhurst, D. N. (1998). Thickness and spatial distributions of clastic dykes, northwest Sacramento Valley, California. *Journal of Structural Geology*, vol. 20, 1663–1672. 30

[86] Jolly, R. J. H. and Lonergan, L. (2002). Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 159, 605–617. 13, 17, 32, 36, 39, 41, 42, 53, 62, 187, 188

[87] Jonk, R. D., Duranti, D., Parnell, J., Hurst, A., and Fallick, A. E. (2003). The structural and diagenetic evolution of injected sandstones : examples from the Kimmeridgian of NE Scotland. *Journal of Geological Society, London*, vol. 160, 881–894. 29, 36, 190

[88] Joseph, P., Beaudoin, B., Friès, G., and Parize, O. (1989). Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du Domaine vocontien. *Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences*, vol. 309, 1031–1038. 49, 57, 84

[89] Kneller, B. C. and Branney, M. J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology*, vol. 42, 607–616. 78

[90] Kuenen, P. H. (1966). Matrix of turbidites : experimental approach. *Sedimentology*, vol. 7, 267–297. 78

[91] Lalande, S. (2002). Transferts de carbonates en relation avec la fracturation. *Rapport Option Sc. Terre, ENS Mines Paris, 74 p.* 203

[92] Lastras, G., Canals, M., Hughesa-Clarke, J. E., Moreno, A., Batist, M. D., Masson, D. G., and Cochonat, P. (2002). Seafloor imagery from BIG'95 debris flow, western Mediterranean. *Geology*, vol. 30, no. 10, 871–874. 85

[93] Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Batist, M. D., Calafat, A. M., and Casamor, J. L. (2004). Characterization of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology*, vol. 213, 235–255. 85

[94] Laurent, K. (2005). Fissuration des argiles par compaction au-dessus d'un substrat structuré. *Rapport Option Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, 106 p.* 20, 57, 85, 86

[95] Leenhart, F. (1983). *Etude géologique de la région du Mont-Ventoux*. Ph.D. thesis, Université de Montpellier - Paris. Masson, 273 p. 199

[96] Lonergan, L. and Cartwright, J. A. (1999). Polygonal faults and their influence on deep-water sandstone reservoir geometrie, Alba field, United Kingdom central North Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 83, 410–432. 37, 185, 189

[97] Lonergan, L., Lee, L., Johnson, H. D., Jolly, R. J. H., and Cartwright, J. A. (2000). Remobilization and injection in deepwater depositional systems : implications for reservoirs architecture and prediction. In Wiemer, P., Slatt, R. M., Coleman, J., *et al.*, eds., *Deep-water Reservoirs of the World*. GCSSEPM Foundation 20th Annual Bob. F. Perkins Research Conference, 512–532. 17, 21, 37, 39, 185, 186

[98] Lorenz, J. C., Teufel, L. W., and Warpinski, N. R. (1991). Regional fractures 1 : a mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 75, 1714–1737. 36, 41

[99] Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal Sedimentary Petrology*, vol. 52, 280–297. 78

[100] Maillart, J. (1991). *Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle*. Thèse doctorat géologie, ENS des Mines de Paris – Université Lille I, Mémoire des Sciences de la Terre, École des Mines de Paris, no 12, 191 p. 49, 57, 73, 74, 84

[101] Major, J. J. and Iverson, R. M. (1999). Debris-flow deposition : Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 111, 1424–1434. 78

[102] Maltman, A. (1994). The geological deformation of sediments : Introduction and overview. In London, C. and Hall, eds., *The geological deformation of sediments*. 1–35. 55

[103] Marschalko, R. (1965). Clastic dykes and their relations to synsedimentary movements (Flysch of Central Carpathians). *Geologica Práce Bratislava*, vol. 36, 139–148. 30

[104] Martel, A. T. and Gibling, M. R. (1993). Clastic dykes of the Devono-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia ; storm-related structures in shallow lakes. *Sedimentary Geology*, vol. 87, 103–119. 29

[105] Mattauer, M. (1958). *Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie)*. Ph.D. thesis, Paris. Publ. Serv. Carte Geol. Algérie, Alger, n.s., vol. 17, 534 p. 195

[106] Mattauer, M. (1976). *Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie)*. Ph.D. thesis, Paris. 152 p. 195

[107] Mazurek, M., Pearson, F. J., Volckaert, G., and Bock, H. (2003). Features, Events and Processes Evaluation Catalogue for Argillaceous Media. In *Rapport of Nuclear Energy Agency, Organisation for Economic Co-operation and Development, NEA04437, 380 p.* http ://www.nea.fr/html/rwm/reports/2003/nea4437-FEP.pdf. 20, 55

[108] McLeod, M. K., Hanson, R. A., Bell, C. R., and McHugo, S. (1999). The Alba Field Ocean Bottom cable seismic survey : Impact on developpement. In *Proceedings of the 1999 Offshore Europe Conference, Leading Edge*. vol. 18, 1306–1312. 31, 189

[109] Middleton, G. V. and Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition. In Middleton, G. V. and Bouma, A. H., eds., *Turbidity and Deep Water Sedimentation*. SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, 1–38. 78

[110] Molyneux, S., Cartwright, J., and Lonergan, L. (2002). Conical sandstone injection structures imaged by 3D seismic in the central North Sea, UK. *First Break*, vol. 20, no. 383-393. 37

[111] Mulder, T. and Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, vol. 48, 269–299. 14, 77, 78, 175

[112] Murchinson, R. I. (1827). Suplementary remarks on the oolitic serie in the counties of Sutherland and Ross, and the Hebrides. *Transaction of the Geological Society*, vol. 2, no. ii, p.353. 36

[113] Nakata, J. K., Meyyer, C. E., Tinsley, H. G., Updegrove, W. S., Peterson, D. M., an R A Hauugerud, S. D. E., McLaughlin, R. J., Fisher, G. R., and Diggles, M. F. (1989). Loma Prieta, California, earthquake - selected photographs. Digital Data S DDS-29. *US Department of the Interior, US Geological Survey. Online publication : http ://wrgis.wr.usgs.gov/dds/dds-29/.* 186

[114] Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., and Edwards, B. D. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-ofslope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In Doyle, L. J. and Polkey, O. H., eds., *Geology of Continental Slopes*. SEPM Spec. Publ., vol. 27, 61–73. 78

[115] Newsome, J. F. (1903). Clastic dikes. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 14, 227–268. 30, 36

[116] Nordgren, R. P. (1972). A Propagation of a vertical Hydraulic Fracture. *Society of Petroleum Engineers Journal, Trans. AIME*, vol. 253, 306–314. 104

[117] Obermeier, S. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional response distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquake. *Engineering Geology*, vol. 44, 1–76. 39

[118] Oomkens, E. (1966). Environmental significance of sand dikes. *Sedimentology*, vol. 7, 145–148. 29

[119] Osborne, M. J. and Swarbrick, R. E. (1997). Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins : A re-evaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 81, 1023–1041. 39

[120] Parize, O. (1988). *Sills et dykes gréseux sédimentaires : paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction*. Thèse doctorat géologie, Ecole des Mines de Paris - Université Lille I, Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, no 7, 333 p. 8, 17, 29, 30, 32, 48, 49, 51, 53, 57, 78, 84, 116, 180, 194, 195, 196, 197, 200, 203

[121] Parize, O. and Beaudoin, B. (1986). Les filons gréseux sédimentaires du flysch numidien des régions de Tabarka (Tunisie) et de Geraci Siculo (Sicile) : fracturation précoce et paléomorphologie. *Memori della Societa Geologica Italiana*, vol. 36, 243–253. 29, 30

[122] Parize, O. and Beaudoin, B. (1987). *Les filons gréseux du Numidien dans leur cadre paléomorphologique (Sicile et Tunisie)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris. 129–134. T. 304, Série II, no 3. 29

[123] Parize, O., Beaudoin, B., Champanhet, J. M., Friès, G., Imbert, P., Labourdette, R., Paternoster, B., Rubino, J. L., and Schneider, F. (2006). A methodological approach of clastic injectites : from field analysis to seismic modelling. Examples of the Vocontian Aptian and Albian injectites (Southeast France). In press in AAPG Memoir on sand injection, 87. 13, 14, 16, 17, 21, 33, 34, 48, 79, 128, 130, 187, 200, 202, 203, 205, 206

[124] Parize, O., Beaudoin, B., Eckert, S., Friès, G., Hadj-Hassen, F., Schneider, F., Su, K., Tijani, M., Trouiller, A., de Fouquet, C., and Vandromme, R. (2006). The Vocontian Aptian and Albian Syndepositional Clastic Sills and Dikes : A Field-based Mechanical Approach to Predict and Model the Early Fracturing of Marly-limy Sediments. In press in AAPG Memoir on sand injection, 87. 8, 14, 17, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 84, 85, 180, 204

[125] Parize, O., Beaudoin, B., and Friès, G. (1999). Deep-water massive sands : facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily – comment. *Sedimentary Geology*, vol. 127, 111–118. 30, 78, 182

[126] Parize, O. and Friès, G. (2003). The Vocontian clastic dykes and sills : a geometric model. *The Geological Society of London*, vol. 216, 51–71. 13, 14, 16, 17, 31, 33, 34, 36, 69, 70, 71, 74, 128, 130, 186, 188, 200, 202, 203

[127] Parize, O., Friès, G., Pinault, M., and Pinoteau, B. (1988). Les filons gréseux sédimentaires. In *Notes et Mémoires*, Total Compagnie Française des Pétroles, vol. 21. 211–233. 29

[128] Perkin, T. K. and Kern, L. R. (1961). Width of Hydraulic Fractures. *Journal of Petroleum Technology, Trans. AIME*, vol. 222, 937–949. 104

[129] Peterson, G. L. (1966). Structural interpretation of sandstones dikes, Northwest Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 77, 833–842. 29

[130] Pinoteau, B. (1986). *Nouvelles méthodes d'analyse de données diagraphiques. Etude sédimentologique d'un champ pétrolier*. Thèse doctorat géologie, ENS des Mines de Paris – Université Lille I, Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, no 1, 306 p. 49, 52, 53

[131] Plint, A. G. (1985). Possible earthquake-induced soft-sediment faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, southern New Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 22, 907–912. 29

[132] Pollard, D. D. (1987). Theorical displacements and stresses near fractures in rock : with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In Atkinson, B. K., ed., *Fracture Mechanics of Rocks*, Academic Press, London. 277–346. 62

[133] Purvis, K., Kao, J., Flanagan, K., Henderson, J., and Duranti, D. (2002). Complex reservoir geometries in a deep water clastic sequence, Gryphon field, UKCS : Injection structures, geological modelling and reservoir simulation. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 19, 161–179. 185

[134] Raymond, D. (1974). *Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin*. Thèse doctorat sciences, Paris. Memoires de la Société Geologique de France, Paris, n.s., t. 53, no 121, 123 p. 195

[135] Reimnitz, E. and Marshall, N. F. (1965). Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaïc sediments. *Journal of Geophysical Research*, vol. 70, 2363–2376. 29

[136] Rouvier, H. (1977). *Géologie de l'extrême Nord Tunisien : tectonique et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrebine*. Ph.D. thesis, Paris. 703 p. 195

[137] Roux, J. P. L., Gómez, C., Fenner, J., and Middleton, H. (2004). Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology*, vol. 165, 67–92. 32, 193

[138] Roux, J. P. L. and Vargas, G. (2005). Hydraulic behavior of tsunami backflows : insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology*, vol. 49, 65–75. 193

[139] Rubino, J. L. (1989). Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In *S. Ferry, and J.-L. Rubino, eds, Mesozoic Eustacy on Western Tethyan Margins. Post-meeting field trip in the "Vocontian Trough"*, Association des Sédimentologistes Français, vol. 12. 28–45. 199

[140] Rutten, M. G. and Schönberger, H. J. M. (1957). Syn-sedimentary sandstone dyke in the Aptian of Serre-Chaitieu, Southern France. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 19, 214–220. 31

[141] Schneider, F. and Parize, O. (1989). Détermination d'une loi de compaction pour la tranche superficielle des sédiments (0 – 400 m) par l'utilisation des filons gréseux sédimentaires : approche théorique. *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 5, 869–873. 44, 49, 52

[142] Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents : are they sandy debris flows ? *Journal of Sedimentary Research*, vol. 66, 2–10. 78

[143] Simonson, E. R., Abou-Sayed, A. S., and Clifton, R. J. (1978). Containment of Massive Hydraulic Fractures. *paper SPE 6089, Society of Petroleum Engineers Journal*, vol. 18, no. 1, 27–32. 119

[144] Smyers, N. B. and Peterson, G. L. (1971). Sandstones dikes and sills in the Moreno Shales, Panoche Hills, California. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, 3201–3208. 29, 30

[145] Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C. F., and Bryn, P. (2005). The Storegga Slide complex : repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 22, 97–107. 85

[146] Solignac, M. (1927). *Etude géologique de la Tunisie septentrionale*. Thèse doctorat géologie, Lyon. Publics, Ser. Mines Tunisie, Tunis, 756 p. 196

[147] Stocker, M. S., Evans, D., and Cramp, A. (1998). Geological processes on continental margins : sedimentation, mass-wasting and stability. *Geological Society, London, Special Publication*, vol. 129, 355p. 55

[148] Stow, D. A. V. (1986). Deep clastic seas. Dans : Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell Scientific Publications, Oxford. H G Reading*, 398–444. 14, 76, 175

[149] Strickland, H. E. (1840). On some remarkable dikes of calcareous grit, at Ethie in Ross-shire. *Transactions of the Geological Society of London*, vol. 5, no. 2, 599–60. 29, 199

[150] Surlyk, F. (1987). Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, East Greenland. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 71, 464–475. 29, 30, 32

[151] Surlyk, F., Callomon, J. H., Bromley, R. G., and Birkelund, T. (1973). Stratigraphy of the Lower Cretaceous sediments of Jameson Land and Scoresby Land, East Greenland. *Grønlands Geologiske Undersø gelse Bulletin*, vol. 105, 76 p. 29

[152] Surlyk, F. and Noe-Nygaard, N. (2001). Sand remobilization and intrusion in the Upper Jurassic Harleev Formation East Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, vol. 48, 169–188. 17, 31, 32, 190, 191, 192

[153] Terzhagi, K. (1925). *Erdbaumechanik and bodenphysikalischer Grundlage*. Deuticke, Leipzig. 72

[154] Thompson, B. J., Garrison, R. E., and Moore, C. J. (1999). A late Cenozoic sandstone intrusion west of Santa Cruz, California : fluidized flow of water and hydrocarbon-saturated sediments. In Garrison, R. E., Aiello, I. W., and Moore, J. C., eds., *Late Cenozoic Fluid Seeps and Tectonics along the San Gregorio Fault zone in the Monterey Bay Region, California.* American Association of Petroleum Geologists, Pacific section, Volume and Guide Book, vol. 76, 53–74. 29

[155] Tijani, M. (1978). *Résolution numérique des problèmes d'élasto-visco-plasticité. Application aux cavités de stockage du gaz en couches salines profondes*. Thèse docteur-ingénieur, ENS des Mines de Paris - Université Paris VI, 139 p. 55

[156] Timoshenko, S. P. (1981). *Résistance des matériaux*, vol. Tome 1. Dunod technique. 106

[157] Truswell, J. F. (1972). Sandtones sheets and related intrusions from Coffee Bay, Transkei, South Africa. *Journal of sedimentary Petrology*, vol. 42, 578–583. 29

[158] Truyol, V. (1991). *La compaction : appréciation et quantification directes et indirectes. Implications diagénétiques*. Thèse doctorat géologie, ENS des Mines de Paris – Université Lille I, Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, no 13, 190 p. 49

[159] Valkó, P. and Economides, M. J. (2001). *Hydraulic Fracture Mechanics*. Wiley edition. 104

[160] Velde, B. (1996). Compaction trends of clay-rich deep sea sediments. *Marine Geology*, vol. 133, 193–201. 14, 44

[161] Waterson, C. D. (1950). Note on sandstone injections of Eathie Haven, Cromarty. *Geological magazine*, vol. 87, 133–139. 36

[162] Wezel, F. C. (1969). Osservaziono sui sedimenti dell' Oligocene-Miocene inferiore delle Tunisia settentrionale. *Memoires de la Société Geologique d'Italie*, vol. 7, 417–439. 195

[163] Wezel, F. C. (1970). Geologia del Flysch Numidio delle Sicilia nord-orientale. *Memoires de la Société Geologique d'Italie*, vol. 9, 225–230. 195

[164] Wezel, F. C. (1970). Numidian Flysch : an Oligocene-early Miocene Continental Rise Deposit of the African Platform. *Nature, Londres*, vol. 228, 275–276. 195

[165] Winslow, M. A. (1983). Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Journal of sedimentary Petrology*, vol. 94, 1073–1080. 29