

**THESE**

présentée par

**Nicolas Sellier**

**MODELISATION EXPERIMENTALE DES  
INTERACTIONS ENTRE DEFORMATIONS  
SALIFERES ET SEDIMENTATION TURBIDITIQUE :  
UNE NOUVELLE APPROCHE EXPERIMENTALE  
APPLIQUEE AUX DEFORMATIONS DES CORPS  
SALIFERES ALLOCHTONES**

En vue de l'obtention du grade de :

**DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITE LILLE 1**

Soutenue publiquement le 23 septembre 2011, devant la commission d'examen :

Nicolas TRIBOVILLARD — Université de Lille — Président

Virginie GAULLIER — Université de Perpignan — Rapporteur

Jean-Yves REYNAUD — Muséum National d'Histoire Naturelle—Rapporteur

Lies LONCKE — Université de Perpignan — Examineur

Jean MASCLE — Géosciences-Azur — Examineur

Frank CHANIER — Université de Lille — Membre invité

Bruno VENDEVILLE — Université de Lille — Directeur de thèse



“ Τα Πάντα ρεῖ ”

*“ta panta rhei”*

*Héraclite d’Ephèse*



## Remerciements

*Et voici le temps tant attendu des remerciements ; c'est en quelque sorte le point final de cette thèse et de ces tendres années d'apprenti enseignant-chercheur qui, irrémédiablement, se sont tendues à mesure que l'échéance arrivait...Enfin...nous y voilà. Je peux pousser mon « ouf ! » de soulagement et exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui, de près, de loin voire de très loin, ont participé à la réussite de ce projet un peu foufou.*

*Commençons par le « très loin »...Cette thèse est un peu l'aboutissement d'un rêve de gosse nourrit au départ par les films du Commandant Cousteau, les reportages rougeoyants et fumants des Krafft ou autre Tazieff. Alors merci à FR3 et aux après-midi pluvieuses d'avoir titillé ma curiosité « scientifique »...De ces interludes cathodiques, je me souviens particulièrement d'un reportage sur les constructions para-sismiques au cours duquel, un « géophysicien », selon le sous-titre, "jouait" à démolir un bâtiment miniature en ce qui me semblait être des Lego ® , érigés sur une table vibrante. A partir de ce moment, du haut de mes 7, 8 ou 9 ans, j'ai abandonné l'idée de devenir un clown-pompier sur un porte-avion pour éventuellement embrasser une carrière de « géophysicien démolisseur de modèles réduits en petites briques multicolores ».*

*J'avoue qu'avec le temps et en grandissant, j'ai un peu oublié cette idée (comme celle du clown). Cependant, me voici à cet instant, une bonne vingtaine d'années plus tard, Docteur en Géologie. Certes, je n'ai pas utilisé de table vibrante, ni même de Lego ® (la brique plastique n'étant pas un matériau granulaire reconnu pour rendre compte des déformations tectoniques) , en revanche, une part du rêve de gosse est accompli car au cours de cette thèse je me suis évertué non sans mal à reproduire en laboratoire, des « modèles réduits » d'avalanches turbiditiques et de déformations gravitaires.*

*Il faut croire que mon subconscient et ma destinée m'ont progressivement conduit à une version améliorée du « Géophysicien démolisseur aux petites briques danoises ». Et dans cette destinée, il y a un impact non négligeable des rencontres qui ont ponctué mon cursus à l'Université. Il est évident que sans certaines personnes clefs, je n'en serais pas là.*

*Tout d'abord, et en suivant le fil chronologique de mon cursus, Merci à Noel Beun qui a su communiquer avec exaltation et dans un style « old school » sa passion pour le caillou et ses déformations, et ce aussi bien sur les bancs de la fac que sur les terrains ardennais. Merci, aux profs de physiologie animale et de botanique d'alors, de m'avoir fait disséquer des animaux vivants et décrire des parenchymes ; sans le savoir vous m'avez poussé vers la « cailloulogie », discipline où la roche ne crie pas lorsque qu'on l'étudie. Merci à Geoffroy Mahieux et Christophe Buret de m'avoir rencardé sur ces filières universitaires purement géologiques. Ma réorientation vers la fac de Lille fut déterminante dans mon parcours scientifique. Dans ces contrées chtimis, Frank Chanier aura encadré mon premier projet bibliographique sur les bassins avant-arc en Licence. Je tiens à le remercier pour son initiation au travail de recherche bibliographique, de m'avoir inculquer de précieuses règles pour une bibliographie bien faite et une rigueur dans la ponctuation de mon mémoire : « ) . » et non « ) . ». Je le remercie également d'avoir glissé dans les 3-4 articles de base, un papier sur la modélisation analogique des prismes d'accrétion...Grâce à cela, je me suis décidé à prendre le rail de la modélisation analogique en géologie structurale.*

*Me voici maintenant en Licence, et là c'est le coup de bol, doublé du coup du destin. Bruno Vendeville, fraîchement arrivé d'Austin, dispense des cours de géodynamique et de*

*mécanisme de la déformation. Je ne connais rien de ses travaux, mais au fur et à mesure de l'année, je fréquente assidument les manips au labo de modélisation en cours de montage. C'est alors que je fais un premier stage de recherche à manipuler ce qui sera mes « Légos »: le sable et la silicone...*

*Il y a beaucoup de choses pour lesquelles je remercie Bruno. Tout d'abord, merci de m'avoir mis le pied à l'étrier dans son nouveau labo de modélisation. Merci de m'avoir refilet la passion du sel, de ses farces structurales naturelles et expérimentales. Merci également pour le soutien logistico-financier sans faille qui a fait que quasi rien n'a entravé le bon déroulement de cette thèse...C'était pas gagné ! De la monnaie sensée financer mon projet s'étant quelque peu volatisée. Merci de m'avoir permis de vendre ma science aux nombreux congrès auxquelles j'ai participé...Les semaines passées à Vienne, Florence, Lisbonne, Londres et Denver ont été un luxe par les temps qui courent. Merci pour cet encadrement humain de qualité et sans pression ponctué d'anecdotes et de bonnes blagues en français ou anglais pas toujours racontables.*

*En y participant indirectement, Lies Loncke est l'autre personne qui a beaucoup compté pour ce projet. En Master 2, Lies a chapeauté brillamment mon travail de recherche, ce qui m'a permis d'obtenir (sur le fil et avec photo finish) une bourse pour financer ma thèse. En bossant sur ces données de la Ride de Floflo, j'ai eu encore plus le gout du sel, à tel point de commencer à voir de la tecto gravitaire dans le gratiné des endives au jambon (Lies m'a avoué en voir dans le plissement du goudron au niveau des bateaux de trottoir). Je remercie également Lies pour son incommensurable patience et soutien pour la finalisation des papers, je lui dois au moins trois barrique de bière.*

*Je suis également reconnaissant à Virginie Gaullier, qui na pas toujours reconnu ma physionomie (mojitos aidant) mais qui m'a permis d'embarqué sur le Téthys II pour un leg en Mer Tyrrhénienne...ça a été une grande expérience scientifique et humaine. Merci également pour tes conseils aguerris pour vendre la tectonique salifère en congrès.*

*Je ne peux écrire ces lignes sans exprimer ma gratitude aux membres du labo qui ne font pas forcément de Science. Un grand Merci à Monique (la reine de la paperasserie qui facilite toute les démarches administratives et le remboursement des frais de mission). Merci à Mercedes de s'être tant souciée de l'hygiène de mon bureau pas toujours facile d'accès à épousseter. Et merci Deny pour avoir pris soin de l'hygiène de mes voies respiratoires (« mets ton masque ! ») mais également pour tes conseils Castorama.*

*L'ambiance de cette thèse n'aurait pas été la même sans les joyeux drilles du SN5. Tout d'abord mes voisins de burlingues du 229...Aurel, ce fervant supporter Lavallois (kop des Tango Fever) aux cheveux plus épais qu'un tuyau de 12...On aura bien rit pendant ce début de quinquennat, entre l'épluchage méthodique du 20Minutes à l'affut du bon jeu de mot, les « derbys » Sedan-Le Mans sur PES et les bon gags organisés chez le Rooki (pas toujours de bon gout), on est en droit de se demander: « comment en est-on arrivé là ? »...En tout cas, sans ton soutien à distance sur la dernière ligne droite, j'aurais peut-être fait un BEP chaussure en alternance chez Dunlop...heureusement j'ai pas « laché la patate ». J'en profite pour claquer une bise à Mamie Vio aka Qui êtes vous pique assiette...aka je bouffe les mots comme des cookies. Vio j'attends toujours mon T-Shirt en laine...Yannick (autre voisin du 229), toujours euch'mot pour raler...et jamais feignasse pour filer un coup de main et éventuellement fumer une clope. Ch'Rooki le rouge, si la moquette est abimée en 229 c'est de ta faute...En tout cas merci de n'avoir jamais balancé les affichages sauvages (sur le principe on était grillé mais ça montre que t'es un dur), malgré*

tes chorégraphies endiablées et « acritarchiques » à la dirty dancing. Il ne faut surtout pas que j'oublie la flèche d'Uttaradit (อุตรดิตถ์ลูกศร) Mister Pitaksit Ditbanjong...Je te l'ai toujours dit « on est du même monde mec » alors lâche pas la patate, rédige ton guide des bars de Lille et bientôt on se voit en Thaïlande vieille branche. Et puis, il y a eu le tcho'biniou indépendantiste brestois a qui je dois un orteil...bien fait p'tit con (nan, en vrai je suis vraiment confus)...J'espère que t'as gardé le genre Gabinops quand même. Chris, toujours le bon son dans ta maison, ce fut un plaisir. Le SN5 ce fut international ! J'ai une pensée pour le gang des Latinos : Dr Melessio (c'est vrai, il sait tout faire), Dr Jean-Carlos, Brenda et José. Les Cariocas Rodrigo et Erika ; Oriol le Catalan (La polla et ses manips à 30 sacs de sable ou l'ours de Yellowstone) ; Dr Ousmane Wane (« ce qui compte c'est la rigidité » proverbe de Bamako) ; Dr Li (le meilleur interprète de Renaud chinois Tintintin...) et Dr Tang (certainement l'homme le plus rapide à manipuler de l'Est). Et il y a les locaux de l'étape Dr Charlotte (mission Chaterton), Gael eul'Goth, Lauren, Léa, Hélène, Bruno M., Vincent ; Dr JiFi eul'toulousaingue orpailleurs ; Thomas et Benoix (le plus beau duo de head banging qu'il m'ait été donné de voir) ; JiBoulet, le compteur. Je remercie également mes compagnons d'avant-thèse du SN5 : Mawy, Teddaille le Purlupupuiche, Cawo, Jouliane...Bientôt on monte une équipe de basket...promis.

Ces années à Lille ont été régulièrement ponctuées de retour à ma capitale (Ômiens)...j'en profite pour claquer une grosses bise au clan de là-bas : Reuj, Blondin, Sabinator, Marco, Raftide, Jimmy, Charly, Christelle, Cedric, Chpududuc...

Enfin, la famiglia, Merci à 'Pa et 'Man, vous y êtes pour beaucoup, sans votre soutien infaillible et indéfectible, ces longues études n'auraient pas été possibles. Je vous en suis infiniment reconnaissant...Ca me fait penser que chez les Sellier, on est deux à avoir pondu notre livre...Bravo Papa...comme tu dis « la Vie Continue... » et Bravo Maman, parce que sans toi...Merci également aux frangin-frangine et affiliés : Steph, Olivier, Karim, Sonia, Nawel et Elies, a votre manière vous m'avez porté et soutenu jusque-là...Je n'oublie pas non plus Christian et Annie (beau-papa et belle-maman).

Enfin, à toi Claire, tu as fait beaucoup dans toute cette histoire, tu es peut-être même la seule qui aura lu l'intégralité du texte. En ayant toujours cru en moi, tu m'as permis de mener à bien ce travail en me redonnant des bouffées de confiance. On aura eu deux bébés en route dans cette dernière ligne droite...un qui bave et l'autre qui m'en aura fait bavé. Ca n'a pas toujours été tranquille de tenir la baraque et de préparer le déménagement enceinte jusqu'aux côtes et de pouponner dans les cartons, mais tu y es arrivée avec brio...et nos deux bébés sont réussis...Surtout notre tendre Gabin qui grandit comme le bambou et à qui je suis bien tenté de dédier ce travail.

Merci.

## Résumé

Le long d'une marge passive, la présence d'un niveau de sel mobile, ainsi que des apports sédimentaires détritiques importants peuvent déclencher une tectonique gravitaire déformant la couverture sédimentaire et le sel sous-jacent. Ces déformations sont contrôlées au niveau du glacis continental par la surcharge différentielle engendrée par le dépôt d'éventails turbiditiques (étalement gravitaire). Localement, lorsque la marge est mature, l'extrusion des évaporites forme des nappes de sel allochtone de quelques dizaines de kilomètres de longueur, pouvant être remobilisés et déformés par le dépôt de lobes/éventails turbiditiques. Deux styles structuraux se distinguent : Le premier (*stepped counterregional*) est dominé par la subsidence de la couverture sédimentaire et l'extrusion du sel en aval du système. Le second (roho) est dominé par des mouvements de translation horizontaux accommodés par de nombreuses structures extensives.

Nous avons développé un nouveau type de dispositif expérimental permettant d'étudier les interactions entre sédimentation et tectonique salifère au sein des marges passives. Notre dispositif combine deux approches traditionnellement distinctes : l'approche stratigraphique, s'intéressant au transport et au dépôt sédimentaire, et l'approche tectonique, se focalisant sur les déformations salifères. Le bassin tectono-stratigraphique conçu au cours de cette thèse permet donc de simuler les processus de transport et de dépôt turbiditique ainsi que les déformations gravitaires induites par une surcharge sédimentaire différentielle sur un niveau mobile salifère à l'échelle régionale (étalement gravitaire) ou locale (remobilisation de nappe de sel allochtone).

**Mots clefs :** *Géologie structurale ; Sédimentation turbiditique, Modélisation tectonique ; Modélisation stratigraphique ; Tectonique salifère ; Etalement gravitaire ; Sel allochtone.*



## Abstract

Salt-bearing passive margin with large clastic sediment supply are characterized by gravity-driven tectonics that deforms the sedimentary overburden and the underlying salt. These deformations are controlled along the continental rise by the differential loading generated by the deposition of turbidite fan (gravity spreading). Locally, along mature margin, extrusion of evaporites form allochthonous salt nappes (tens kilometres long) that are remobilized and deformed by the deposition of turbiditic lobes. Two end-members are recognized: the stepped counterregional structural style, which is dominated by subsidence of the sedimentary cover and distal salt extrusion. The roho structural style is dominated by lateral translation accommodated by several extensional structures.

We designed a completely new kind of experimental apparatus for studying the interaction between sedimentation and salt tectonics along passive margin. Our device combines two approaches that are traditionally distinct: (1) the stratigraphic approach aiming to simulate sediment transport and deposition, and (2) the tectonic approach focusing on the deformation of the salt and its sedimentary cover. Thus, the tectono-stratigraphic basin built during this PhD work allows the modelling of turbiditic transport and deposition processes, as well as, salt-related deformations induced by differential loading of a mobile salt substratum at regional (gravity spreading) or local (allochthonous salt bodies remobilization).

**Keywords:** *Structural geology; Turbiditic sedimentation; Tectonic modeling; Stratigraphic modeling; Salt tectonics; Gravity spreading; Allochthonous salt.*

Laboratoire Géosystèmes (FRE 3298 CNRS)

UFR des Sciences de la Terre - bâtiment SN5

59655 Villeneuve d'Ascq cedex

France



# TABLE DES MATIERES

<b>Introduction générale</b> .....	<b>16</b>
<b>I Modélisation expérimentale en géologie : état de l'art &amp; synthèse bibliographique sur les corps salifères allochtones</b> .....	<b>23</b>
<b>I.1 La Modélisation tectonique</b> .....	<b>24</b>
I.1.1 Historique.....	24
I.1.2 Le dimensionnement.....	29
I.1.3 Modélisation analogique des déformations salifères.....	34
I.1.3.1 Historique.....	34
I.1.3.2 Dimensionnement des modèles expérimentaux salifères .....	38
I.1.3.3 Les modèles analogiques sable-silicone (ère cassante).....	42
I.1.3.3.1 Le diapirisme et les déformations de la couverture associées .....	48
Conditions aux limites.....	48
Résultats.....	53
I.1.3.3.2 Interactions entre déformations actives du socle et de la couverture .....	61
Conditions aux limites.....	61
Résultats.....	64
I.1.3.3.3 Le glissement gravitaire .....	70
Conditions aux limites.....	70
Résultats.....	74
I.1.3.3.4 L'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire.....	85
Conditions aux limites.....	85
Résultats.....	92
<b>Annexe 1 : Article</b> .....	<b>104</b>
<b>I.2 La Modélisation sédimentaire et stratigraphique : Flume Experiments</b> .....	<b>114</b>
I.2.1 Quelques modèles alluviaux et stratigraphiques .....	114
I.2.2 Les modèles turbiditiques.....	120
I.2.2.1 Dimensionnement des écoulements.....	121
I.2.2.2 Ecoulements confinés : Approche bidimensionnelle (I-Tank) .....	125
I.2.2.2.1 Approche hydrodynamique : Etudes récentes.....	125
I.2.2.2.2 Approche dépositionnelle.....	133
I.2.2.3 Ecoulements non confinés : Approche tridimensionnelle (T-Tank).....	148
I.2.2.3.1 Premières expériences d'écoulements et de dépôts turbiditiques tridimensionnels .....	149
I.2.2.3.2 Expériences récentes d'écoulements et de dépôts turbiditiques tridimensionnels.....	156
Modèles expérimentaux étudiant la géométrie et la structure interne des turbidites.....	156

<b>I.3 Corps salifères allochtones .....</b>	<b>172</b>
I.3.1 Définition .....	172
I.3.2 Mise en place.....	174
I.3.3 Evolution.....	175
I.3.4 Remobilisation des niveaux de sel allochtone.....	178
I.3.4.1 <i>Système de nappe allochtone de type roho</i> .....	182
I.3.4.2 <i>Système de nappe allochtone de type contre-régional (stepped counterregional)</i> .....	185
I.3.5 Synthèse .....	187
<b>II Modélisation tectono-stratigraphique : une nouvelle approche expérimentale .....</b>	<b>193</b>
<b>II.1 Objectifs et travaux précédents .....</b>	<b>193</b>
II.1.1 Modélisation des déformations salifères .....	193
II.1.2 Modélisation stratigraphique.....	194
II.1.3 Modélisation tectono-stratigraphique .....	195
<b>II.2 Méthode et appareillage expérimental.....</b>	<b>196</b>
II.2.1 Description du dispositif et procédure expérimentale .....	196
II.2.2 Matériaux utilisés .....	198
II.2.2.1 <i>Choix des matériaux du point de vue tectonique</i> .....	198
II.2.2.1.1 La couverture sédimentaire cassante .....	199
Angle et coefficient de friction interne des matériaux saturés en eau : .....	200
Cohésion des matériaux saturés en eau .....	200
II.2.2.1.2 Le sel ductile.....	202
II.2.2.2 <i>Choix des matériaux du point de vue stratigraphique</i> .....	206
<b>II.3 Modèles tectono-stratigraphiques.....</b>	<b>208</b>
II.3.1 Modélisation du transport et du dépôt des lobes sédimentaires .....	208
II.3.1.1 <i>A propos des effets de bord (déflexion des écoulements)</i> .....	208
II.3.1.2 <i>Genèse et dépôt des courants de densité expérimentaux</i> .....	209
II.3.1.2.1 Détermination du volume de matériel granulaire pour chaque évènement de dépôt ....	209
II.3.1.2.2 Concentration de la suspension.....	211
II.3.1.3 <i>Dimensionnement des écoulements</i> .....	213
Analyse du nombre de Reynolds (Re).....	215
Analyse du nombre de Froude (Fr).....	218
II.3.1.4 <i>Résultats : géométrie des éventails expérimentaux</i> .....	224
II.3.1.4.1 Configuration mono-source.....	224
Morphologie des éventails .....	226
Structure interne .....	228
Comparaison avec les travaux antérieurs et discussion .....	229

II.3.1.4.2	Configuration tri-sources .....	230
II.3.2	Modélisation des déformations d'un éventail détritique sur un substratum mobile .....	236
II.3.2.1	<i>Procédure expérimentale</i> .....	236
II.3.2.2	<i>Résultats</i> .....	237
II.3.2.3	<i>Evolution structurale du modèle</i> .....	243
<b>Annexe 2 : Article</b> .....		<b>246</b>
<b>II.4 Discussion, applications aux systèmes naturels</b> .....		<b>257</b>
II.4.1	A propos du facteur d'échelle entre modèle et système naturel .....	266
II.4.2	Remplissage sédimentaire des mini-bassins du Golfe du Mexique .....	267
II.4.3	Modélisation des déformations d'un éventail sédimentaire .....	271
<b>III Application aux corps salifères allochtones</b> .....		<b>279</b>
<b>III.1 Modèles expérimentaux de remobilisation de corps salifères allochtones par surcharge sédimentaires d'un lobe turbiditique.</b> .....		<b>279</b>
III.1.1	Hypothèse .....	279
III.1.2	Procédures expérimentales.....	281
III.1.2.1	<i>Configurations de la boîte de déformation</i> .....	281
III.1.2.2	<i>Paramètres sédimentaires : source et type d'apports</i> .....	286
III.1.2.3	<i>Dimensionnement des expériences</i> .....	295
III.1.3	Résultats .....	300
III.1.3.1	<i>Systèmes de langue de sel allochtone allongée (Expérience 1 et 2)</i> .....	300
Expérience 1 :	.....	300
Expérience 2 :	.....	303
III.1.3.2	<i>Systèmes de langue de sel allochtone étroite ou mur de sel (expériences 3 et 4)</i> .....	307
Expérience 3 :	.....	307
Expérience 4 :	.....	310
III.1.3.3	<i>Système de langue de sel allochtone hybride (expérience 5)</i> .....	314
III.1.3.4	<i>Systèmes de langues de sel étroites (substratum actif)</i> .....	318
<b>III.2 Discussion et comparaison avec les systèmes salifères allochtones naturels</b> .....		<b>323</b>
III.2.1	Comparaison des expériences.....	323
III.2.2	Comparaison avec les systèmes allochtones naturels.....	328
Systèmes allochtones en roho :	.....	328
Systèmes allochtones contre-régionaux :	.....	330
<b>IV Conclusion générale</b> .....		<b>337</b>
<b>IV.1 Synthèse et Discussion</b> .....		<b>337</b>
IV.1.1	Résultats principaux.....	337

A propos du transport turbiditique : .....	337
A propos des dépôts expérimentaux : .....	338
A propos des déformations des édifices sédimentaires en condition subaquatique : .....	341
A propos du facteur d'échelle entre modèles et systèmes naturel : .....	344
IV.1.2 Limites de l'approche expérimentale .....	345
A propos de la densité de la silicone : .....	345
A propos de la taille du dispositif : .....	347
<b>IV.2 Perspectives .....</b>	<b>348</b>
<b>Références Bibliographiques : .....</b>	<b>352</b>
<b>Liste des illustrations : .....</b>	<b>370</b>



## INTRODUCTION GENERALE

Les déformations gravitaires le long des marges passives sont rendues possibles grâce à la présence d'un niveau de décollement à la base de la série sédimentaire déformée. Ces niveaux de moindre résistance mécanique au cisaillement peuvent être différenciés en deux types distincts. Il peut s'agir (1) d'un niveau d'argiles à forte surpression de fluides réduisant les frictions à la base du système déformé, ou (2) d'un niveau d'évaporites caractérisées par un comportement ductile offrant une résistance aux déformations quasiment nulle. Dans un contexte de marge continentale passive, les évaporites précipitent en couche plus ou moins épaisse par l'évaporation d'eaux marines ayant transgressées au cours du rifting entre deux continents (*e.g.*, Marges Atlantiques, Mer Rouge), ou à l'occasion d'une chute brutale du niveau marin de base (*e.g.*, crise de salinité Messinienne en Méditerranée). Ce travail de thèse s'intéresse essentiellement aux déformations gravitaires induites par ce second type de niveau de décollement (sel mobile).

Deux types de mécanismes induisant des déformations gravitaires du sel mobile et de sa couverture sédimentaire ont été décrits (Vendeville et Cobbold, 1987 ; Demercian *et al.*, 1993 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005): le glissement et l'étalement gravitaire.

Le glissement gravitaire requiert la présence d'une pente basale le long de laquelle le sel mobile et sa couverture sédimentaire vont glisser vers le bassin profond. Cette pente est générée par la subsidence tectonique puis thermique de la marge. Par conséquent, ce mécanisme ne peut être actif que lorsque la marge est relativement jeune et soumise à une subsidence thermique (*e.g.*, Marge Brésilienne, Demercian *et al.*, 1993).

Contrairement à précédemment, l'étalement gravitaire n'est pas contrôlé par la présence d'une pente basale, mais par l'instabilité gravitaire induite par la pente de surface (bathymétrique), générée par le dépôt différentiel d'éventails sédimentaires sur le sel mobile. Ainsi, ce mécanisme permet d'observer une tectonique salifère bien exprimée au niveau de marges passives matures, ne subissant plus de subsidence thermique ; la condition nécessaire pour ce type de mécanisme de déformation gravitaire étant des apports sédimentaires importants. Par conséquent, les provinces salifères réunissant les conditions favorables au déclenchement de l'étalement gravitaire (*e.g.*, Golfe du Mexique, Diegel *et al.*, 1995 ; éventail profond du Nil, Gaullier *et*



*al.*, 2000 ; Loncke *et al.*, 2006) constituent un terrain privilégié pour l'étude des interactions entre tectonique salifère et dépôt sédimentaire de biseaux/éventail détritiques.

Depuis une vingtaine d'années, l'utilisation de modèles analogiques pour simuler les systèmes salifères a largement contribué à l'essor de nombreux concepts et à une meilleure compréhension des mécanismes de déformations du sel et de sa couverture mobile (*e.g.*, Cobbold et Szatmari, 1991 ; Vendeville et Jackson, 1992b, a ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005). En revanche, ce type de modélisation se focalise essentiellement sur la modélisation des déformations, les processus de transport et de dépôts des sédiments n'étant pas pris en compte.

Par ailleurs, la modélisation expérimentale sédimentologique a également contribué à une meilleure connaissance des processus sédimentaires agissant le long des marges passives. On distingue deux catégories d'expériences :

(1) les modèles géomorphologiques et stratigraphiques simulant le transport, l'érosion et le dépôt sédimentaire de la plaine alluviale jusqu'au talus continental (*e.g.*, Koss *et al.*, 1994 ; Endo *et al.*, 1996 ; Paola *et al.*, 2001).

(2) les modèles sédimentologiques et stratigraphiques reproduisant le transport **et/ou** le dépôt turbiditique en environnement profond, des canyons entaillant le talus continental jusqu'à la plaine abyssale (*e.g.*, Kuenen, 1951 ; Middleton, 1966c, b ; Lüthi, 1981 ; Garcia et Parker, 1989 ; Middleton et Neal, 1989 ; Baas *et al.*, 2004).

A l'instar de la démarche expérimentale tectonique qui se focalise principalement sur les déformations, l'approche sédimentaire ne reproduit pas de déformations synsédimentaires, exceptés quelques modèles stratigraphiques alluviaux récents (*e.g.*, Van Heijst *et al.*, 2002 ; Violet *et al.*, 2005).

L'objectif de cette thèse est de développer une nouvelle approche expérimentale combinant la modélisation analogique tectonique et stratigraphique. Nous avons donc conçu un nouveau dispositif expérimental permettant de modéliser (1) le transport et le dépôt d'éventail turbiditique et (2) les déformations salifères (étalement gravitaire) induites par les apports sédimentaires détritiques.

Ce mémoire de thèse s'articule en trois chapitres :

1. Le premier chapitre constitue la base bibliographique de ce travail de thèse. Dans un premier temps nous établissons un état de l'art de la modélisation expérimentale en géologie structurale et plus spécifiquement en tectonique salifère. Nous y présentons un historique ainsi qu'une synthèse bibliographique des modèles analogiques simulant (1) les déformations salifères et (2) le transport et/ou le dépôt de turbidites (confinées ou non-confinées). Nous y introduisons également les règles générales du dimensionnement et plus spécifiquement leurs applications aux déformations salifères et à l'hydrodynamique des écoulements turbiditiques. Enfin, dans une troisième partie, nous introduisons et définissons la notion de corps salifères allochtones. Cette partie inclue une synthèse bibliographique définissant les différents types de sel allochtone, les modalités de mise en place (extrusion salifère), l'évolution de ces systèmes ainsi que les conséquences structurales d'une remobilisation de langues de sel par surcharge sédimentaire.
2. Le second chapitre présente la nouvelle approche tectono-stratigraphique développée pour cette étude. Nous y détaillons la méthode et l'appareillage expérimental conçus et utilisés au cours de ce travail de thèse ainsi que les matériaux choisis en fonction des différentes contraintes techniques imposées par notre approche. Puis nous exposons une série d'expériences de transport et de dépôt de lobes sédimentaires visant à calibrer nos écoulements turbiditiques et les dépôts qu'ils occasionnent dans notre bassin tectono-stratigraphique (détermination des volumes et de la concentration, dimensionnement des écoulements et géométries des éventails turbiditiques expérimentaux). Ensuite nous présentons un premier modèle de déformation d'un éventail détritique déposé sur un substratum mobile (analogue au sel). Enfin, nous discutons des résultats obtenus, de leurs applications aux systèmes naturels et du facteur d'échelle entre le modèle et le système naturel.
3. Le troisième chapitre présente une application de notre approche tectono-stratigraphique à l'étude des déformations de corps salifères allochtones. Nous proposons une série de 6 expériences simulant la remobilisation de corps salifères de géométries variables par dépôt successif de lobes turbiditiques. Nos résultats sont ensuite comparés avec des exemples naturels de langue de sel allochtone.

Enfin, la synthèse de nos résultats, la conclusion et les perspectives de cette étude sont développées en conclusion de ce mémoire.



**Chapitre I :**

**Modélisation expérimentale en**

**géologie :**

**Etat de l'art**

**&**

**Synthèse bibliographique sur les**

**corps salifères allochtones**



# I MODELISATION EXPERIMENTALE EN GEOLOGIE : ETAT DE L'ART & SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LES CORPS SALIFERES ALLOCHTONES

Les morphologies actuelles des marges passives autour du globe sont façonnées par divers processus géologiques tels que :

- la tectonique à l'échelle de la croûte lithosphérique (dite *thick-skinned*) intervenant au moment du rifting
- les processus sédimentaires (érosion, transport et dépôt sédimentaire) qui nourrissent ces marges et agissent depuis les plaines alluviales jusqu'aux domaines océaniques profonds
- la tectonique superficielle (dite *thin-skinned*) qui intervient, lorsqu'il existe dans la pile sédimentaire un niveau de moindre résistance mécanique (*e.g.*, argiles sous pression ou sel mobile).

Les observations effectuées lors de campagnes océanographiques ou sur le terrain et leurs interprétations peuvent être étayées par des modèles conceptuels, numériques ou encore expérimentaux

Ce chapitre présente une synthèse bibliographique des différentes techniques utilisées en géologie expérimentale. Il est possible de définir les modèles expérimentaux selon deux thématiques (1) l'approche géomorphologique et/ou stratigraphique (*Flume experiments*) qui permet d'analyser les processus d'érosion, de transport et/ou de dépôt en domaine sédimentaire détritique, (2) l'approche structurale (« *sandbox experiments* ») est focalisée sur les déformations à l'échelle de la croûte lithosphérique (*thick-skinned*) ou à l'échelle de la couverture sédimentaire (*thin-skinned*).

## I.1 La Modélisation tectonique

### I.1.1 Historique

Ce bref historique, en plus d'une revue bibliographique, reprend en partie les informations du site GeoManips du CNRS (<http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html>) ainsi que celles contenues sur la page internet dédiée aux travaux expérimentaux de l'écossais Henry Cadell (<http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/cadell/index.htm>).

Les premières simulations de déformation des roches ont été élaborées au début du XIX<sup>ème</sup> par le géologue écossais James Hall (1815). Outre ses expériences venant appuyer les théories vulcanistes de l'époque, il élaborait une série d'expériences visant à comprendre la formation des plis observés dans les schistes des falaises de St-Abb's Head (Berwickshire, Angleterre) (Figure I.1-1 A).

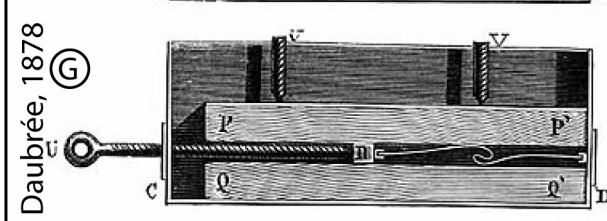
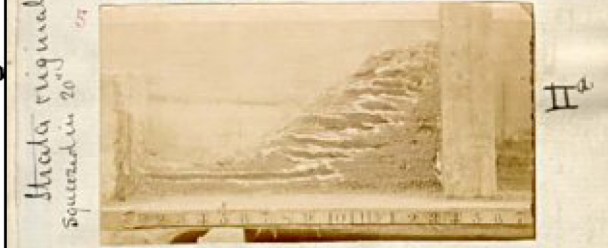
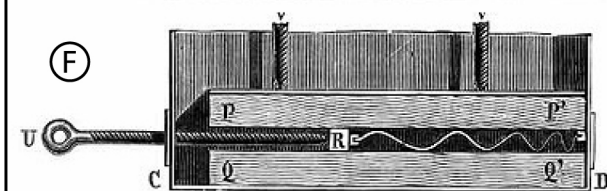
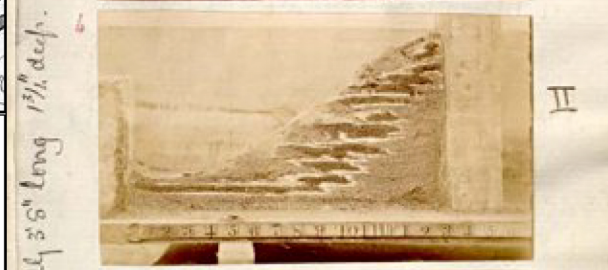
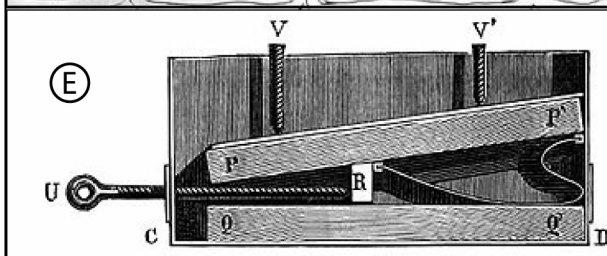
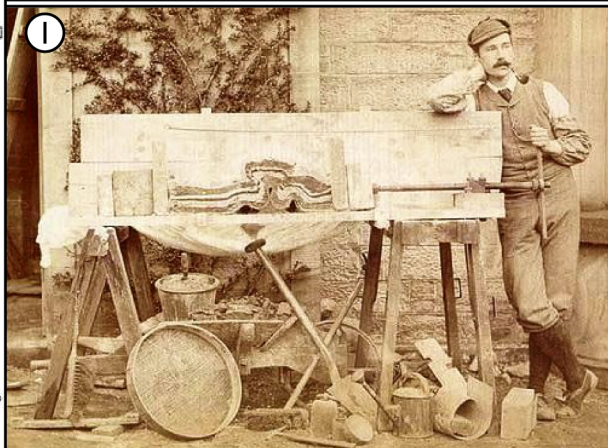
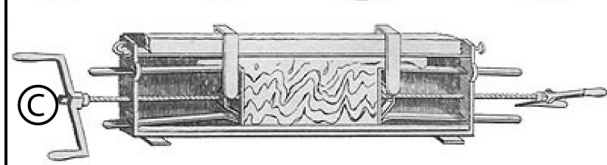
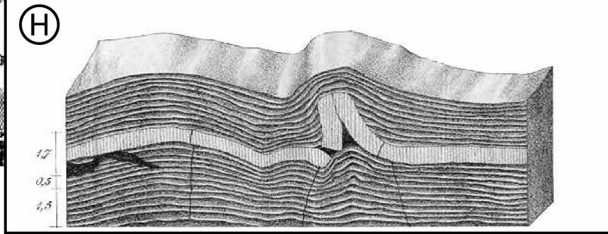
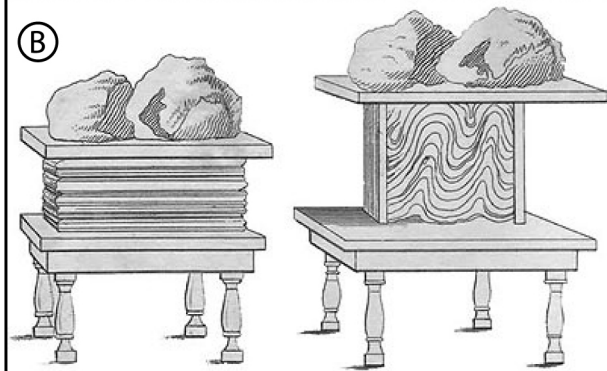
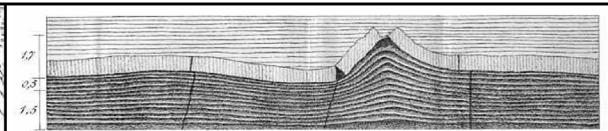
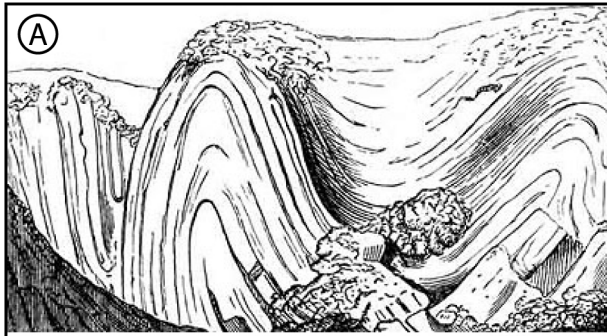
Hall (1815) imagina dans un premier temps un dispositif expérimental permettant de raccourcir un empilement de tissus variés (laine, toile et coton), confinés entre une planche horizontale lestée et deux panneaux verticaux qu'il forçait à se rapprocher à coups de marteau (Figure I.1-1 B). Les résultats préliminaires montrant des structures plissées étant satisfaisants, Hall développa un dispositif mécanisé plus élaboré permettant de déformer des lits d'argiles en serrant un piston (Figure I.1-1 C et D). Il interpréta les plissements observés à l'affleurement comme le résultat d'une pression exercée par des forces horizontales liées à la mise en place de granites adjacents. Ces travaux expérimentaux préliminaires ne suscitèrent pas vraiment un vif intérêt de la part des géologues contemporains ; en effet il fallut attendre le dernier quart du XIX<sup>ème</sup> siècle, pour qu'un autre écossais, Lyell (1867) reprenne les travaux de Hall (1815).

D'autres géologues développèrent leurs propres dispositifs afin de simuler à une échelle réduite la formation de plis (Daubrée, 1878a, b, c ; Favre, 1878 ; Daubrée, 1879 ; Schardt, 1884 ; Cadell, 1888 ; Willis, 1893 ; Meunier, 1904) ou de plis associés à des failles inverses (Daubrée, 1878a ; Cadell, 1888). Daubrée (1878 a, b, 1879) développa un dispositif permettant de tester les effets (1) d'une pression verticale inégale, (2) d'un amincissement général ou (3) d'un amincissement local sur le plissement d'une couche soumise à des contraintes horizontales (Figure I.1-1 E, F et G).

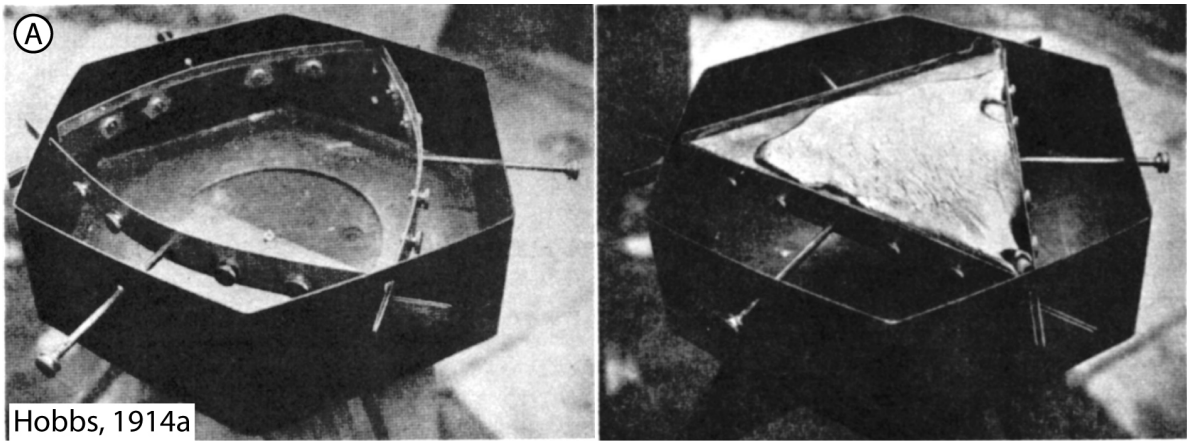


Schardt (1884) et Willis (1893) s'intéressèrent aux variations de comportements mécaniques liées à la nature des roches impliquées dans les déformations qu'ils observaient sur le terrain. Dans cette optique, Schardt (1884) comprimait des argiles de consistances variées déposées sur une couche de caoutchouc pré-étiré (Figure I.1-1 H) avec le souci de reproduire les hétérogénéités mécaniques qu'il observait sur les terrains alpins. Willis (1893) utilisait des mélanges de proportions variées de cire, plâtre et essence de térébenthine afin d'obtenir des matériaux simulant des comportements allant du cassant au plastique, Cadell (1888) cherchait à simuler la fracturation en soumettant au raccourcissement (Figure I.1-1 I) des alternances de plâtre, de sable humide, d'argiles et de résidus de fonderie. Les expériences de ce dernier furent un succès car il réussit à former des structures faillées telles que les structures de chevauchements imbriquées de la Figure I.1-1 J. Ces résultats démontrèrent alors qu'il était possible de développer des chevauchements sans plissement.

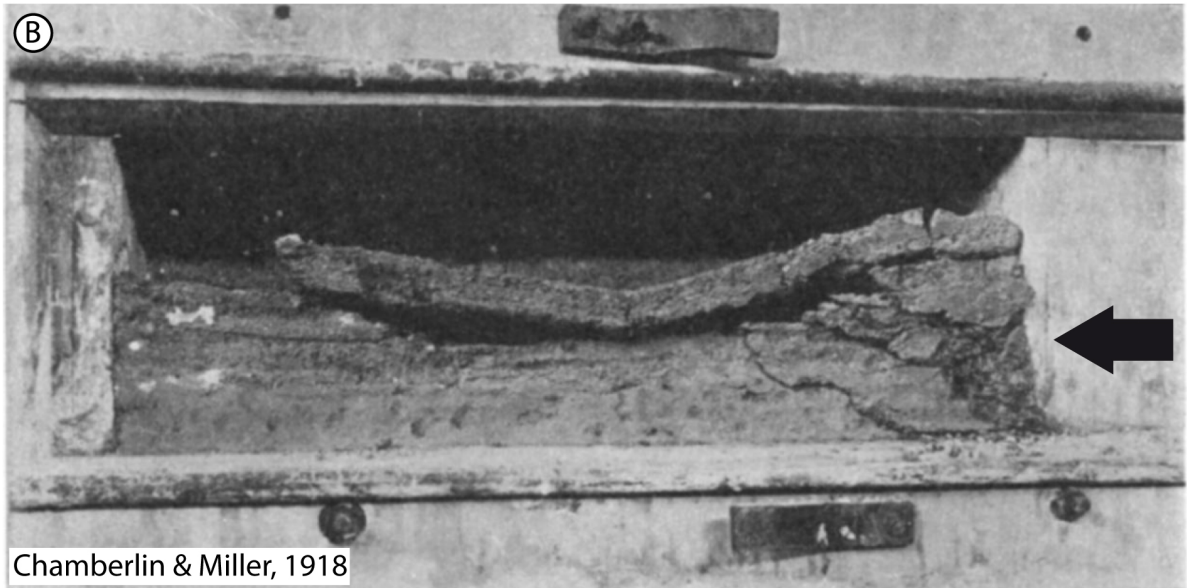
Figure I.1-1 (ci-contre) : Dispositifs expérimentaux historiques développés pour simuler le plissement et la fracturation sous l'effet d'un raccourcissement tectonique. (A) Plissements observés par Hall (1815) dans la falaise de St-Abb's Head. (B) Premier dispositif de Hall (1815) pour l'étude de la formation de plis : les sédiments sont représentés par des étoffes superposées et confinées entre des planches verticales et horizontales. (C) Second dispositif de Hall (1815) : un vérin permet de déformer des lits d'argiles. (D) Détail des déformations obtenues dans le second dispositif de Hall (1815). (E) (F) et (G) Dispositif de Daubrée (1879). (E) Expérience avec des pressions de confinement inégales (Daubrée, 1879). (F) Expérience sur une couche avec un changement d'épaisseur général (Daubrée, 1879). (G) Expérience avec une variation d'épaisseur locale (Daubrée, 1879). (H) Résultats expérimentaux de Schardt (1884) montrant l'impact de l'utilisation de couches d'argiles de natures différentes sur le plissement. (I) Cadell et son dispositif expérimental pendant une expérience de déformation de couche de sable et de plâtre. (J) Extrait du carnet de laboratoire de Cadell (1888) montrant les résultats d'une expérience de formation de chevauchements imbriqués. (Source des illustrations : site Internet du CNRS Geomanips : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html> et page web dédiée à H. Cadell : <http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/cadell/index.htm>).



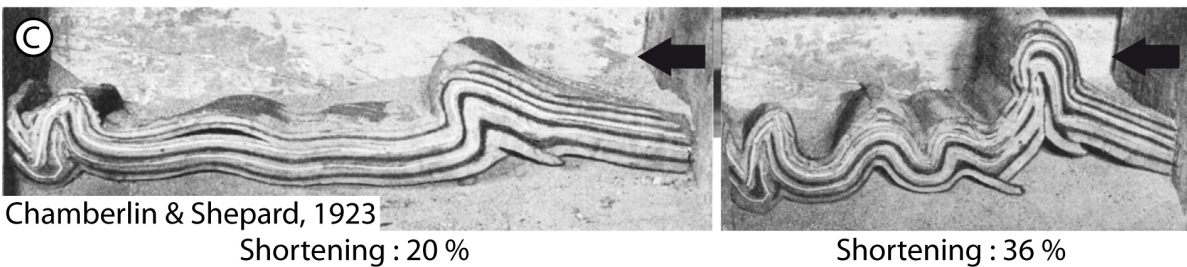
Cadell, 1889



Hobbs, 1914a



Chamberlin & Miller, 1918



Chamberlin & Shepard, 1923

Shortening : 20 %

Shortening : 36 %

Figure 1.1-2 : (A) Dispositif expérimental de Hobbs (1914a) (à gauche) : simulation d'arcs orogéniques par contraction d'un film de matériel plastique (Baume du Canada) déposé sur du caoutchouc préalablement étiré puis relâché pendant la contraction (à droite) (Hobbs, 1914a). (B) Résultat expérimental de Chamberlin & Miller (1918) visant à étudier la formation de failles à faible pendage. Le niveau inférieur est composé d'argiles pures ; celui du dessus d'un mélange de sable et d'argiles ; le troisième niveau est une fine couche de sable, et la couche compétente surmontant le tout est faite de plâtre, d'argile et de sable. La couche supérieure s'est courbée et fracturée lors de la mise en place de la première écaïlle. Les écaïlles successives se mettent en place au front et sous l'écaïlle précédemment formée. (C) Différents stades d'une expérience de plissement de couches de paraffine mélangées à de la vaseline avec des interstratifications plus compétentes enrichies en plâtre (Chamberlin et Shepard, 1923).

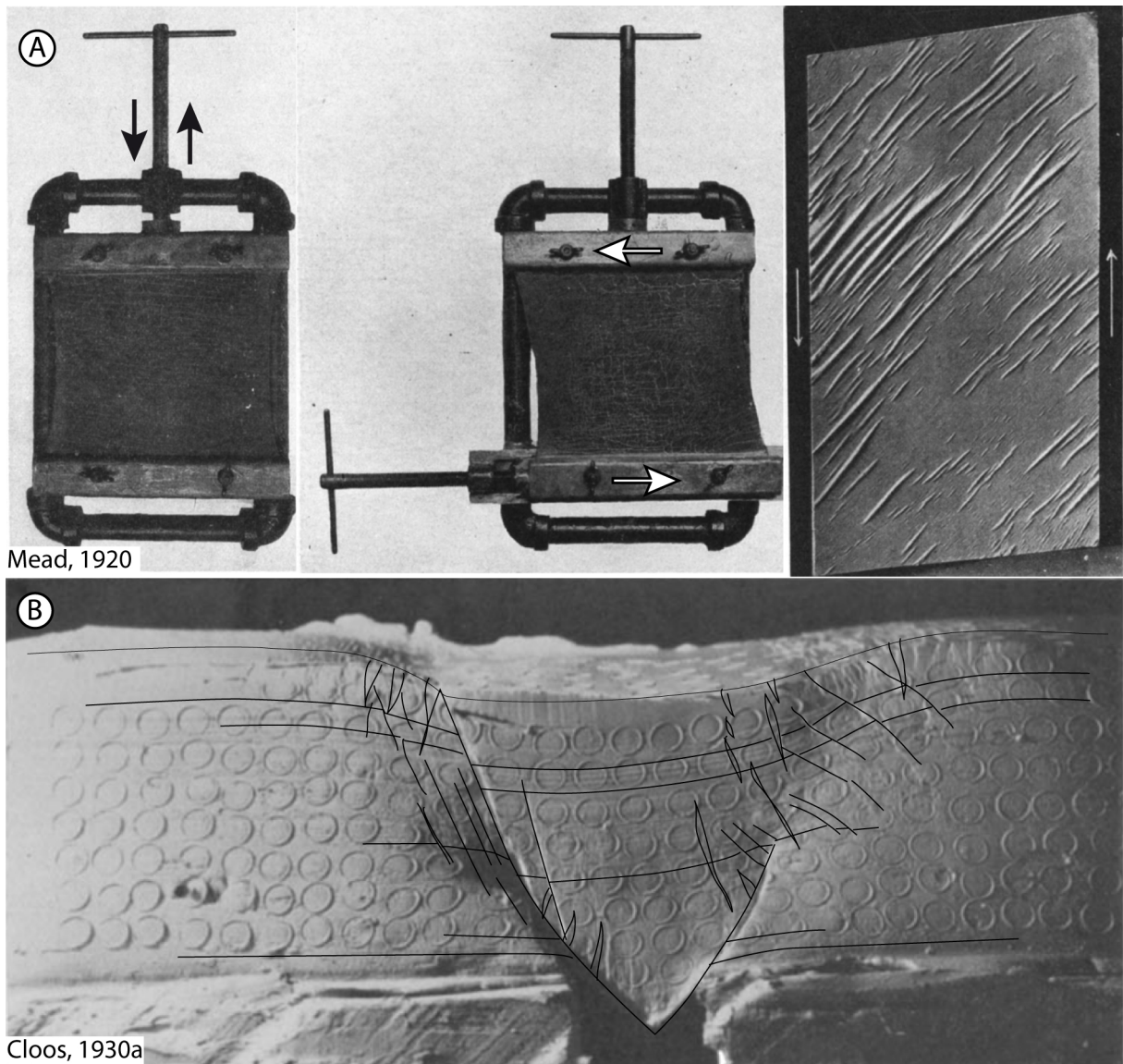


Figure I.1-3 : (A) Dispositif de Mead (1920) permettant d'étudier le mécanisme de formation de failles ou de plis dans une couche de paraffine déposée sur une épaisse feuille de caoutchouc. Le dispositif de gauche permet de simuler des forces compressives ou extensives ; celui du centre permet de simuler des contraintes cisaillantes. A droite, moulage de plâtre des plis formés dans de la paraffine soumise à du décrochement senestre (sens de déplacement indiqué par les flèches) (Mead, 1920). (B) Vue latérale d'un graben formé expérimentalement dans l'argile (Cloos, 1930b) (les ellipses montrent les déformations internes de l'argile ; notez le pendage fort des failles normales proche de la réalité) (modifié d'après Cloos, 1930a)

Par la suite, Hobbs (1914c, b, a), Chamberlin et Miller (1918) et Chamberlin et Shepard (1923) ont continué à tester divers matériaux pour reproduire des structures tectoniques compressives (Figure I.1-2). Mead (1920) et Cloos (1930a, b, 1931, 1939) ont aussi étudié la mécanique des déformations et leur évolution sous différents régimes de contraintes (*e.g.*, extensif et décrochant ; Figure I.1-3 A et B).

### I.1.2 Le dimensionnement

Malgré leurs efforts pour imiter le plus fidèlement possible les déformations qu'ils observaient sur le terrain, ces pionniers étaient conscients de la nécessité de

réduire les forces impliquées dans les phénomènes tectoniques étudiés à « l'échelle de leur moyen d'action » (Daubrée, 1879) afin de rendre quantifiable la comparaison entre le prototype naturel et le modèle expérimental. Schardt (1884) qui s'interrogeait sur les dissimilarités entre le temps d'expérimentation (quelques minutes) et le temps naturel, estimait empiriquement à « quelques centaines de siècles (...) » voire « (...) dizaines de milliers d'années » le temps nécessaire à la formation des Alpes.

Cloos (1930b, a, 1931, 1939) fut un des premiers expérimentateurs à proposer des modèles à l'échelle en quantifiant la résistance des matériaux qu'il déformait. En faisant le postulat que les roches naturelles sont suffisamment résistantes pour supporter une colonne lithostatique de 10 à 20 km, il détermina qu'un modèle réduit au 1/50000<sup>ème</sup> devait être construit en utilisant des matériaux capables de supporter une colonne 1/50000 fois moins épaisse que dans la nature, soit de 20 à 40 cm. Il choisit alors d'utiliser des argiles humides à semi-liquides qui, disait-il, avaient la consistance d'une crème épaisse.

Hubbert (1937), puis Ramberg (1967), en adaptant les théories du dimensionnement bien connue en physique aux problèmes géologiques, proposèrent les règles mathématiques nécessaires pour qu'un modèle, à échelle donnée, soit représentatif et comparable aux déformations observées à une autre échelle. D'après leurs travaux, pour qu'un modèle soit idéalement dimensionné, il doit être similaire selon trois aspects : (1) la similitude géométrique ; (2) la similitude cinématique ; et (3) la similitude dynamique.

### **La similitude géométrique :**

La similitude géométrique est respectée quand toutes les longueurs sont réduites proportionnellement (homothétie des longueurs), et que les angles restent égaux entre le système naturel et le modèle. Le rapport de longueur ( $L^*$ ) entre le modèle ( $L_{\text{Modèle}}$ ) et son prototype naturel ( $L_{\text{Nature}}$ ) :  $L^* = \frac{L_{\text{Modèle}}}{L_{\text{Nature}}}$  doit demeurer constant et ce rapport doit être appliqué à toutes les unités de longueur modélisées. Par conséquent, les rapports pour une surface ( $S^*$ ) et un volume deviendront respectivement :  $L^*{}^2 = \frac{S_{\text{Modèle}}}{S_{\text{Nature}}}$  et

$$L^*{}^3 = \frac{V_{\text{Modèle}}}{V_{\text{Nature}}}$$

## La similitude cinématique et dynamique :

Un modèle expérimental est similaire du point de vue cinématique s'il reste géométriquement similaire au prototype naturel lorsque l'on compare les structures à des échelles de temps équivalentes. Le temps nécessaire pour la déformation dans le modèle doit donc être proportionnel à celui requis pour le même changement dans le prototype naturel (homothétie des vitesses et des accélérations). on introduit le rapport de temps ( $t^*$ ) :

$$t^* = \frac{t_{Modèle}}{t_{Nature}}$$

; où  $t_{Nature}$  correspond au temps nécessaire pour un mouvement donné, et  $t_{Modèle}$  le temps nécessaire pour le même mouvement dans le modèle. Si ce rapport de temps n'est pas constant, une distorsion empêcherait de conserver la similarité géométrique et le modèle n'est plus dimensionné (Ramberg, 1967).

La similitude dynamique est satisfaite si le rapport des forces ( $F^*$ ) agissant sur le modèle et sur le prototype naturel est constant (Ramberg, 1967). Ainsi on a :

$$F^* = \frac{Fg_{Modèle}}{Fg_{Nature}} = \frac{Fv_{Modèle}}{Fv_{Nature}} = \frac{Ff_{Modèle}}{Ff_{Nature}} \dots$$

; avec  $Fg$ , la force gravitaire,  $Fv$ , la force visqueuse et  $Ff$  la force frictionnelle.

En d'autres termes, pour qu'un modèle soit similaire dynamiquement, il faut réduire par le même facteur les différentes forces, contraintes et résistances de l'homologue naturel (Hubbert, 1937). Ainsi, comme l'avait simplement avancé Cloos (1930a, b, 1931, 1939), si la pression lithostatique d'une colonne de roche est réduite 1000 fois, il faut également réduire les forces tectoniques appliquées au modèle et la résistance des matériaux analogues d'un facteur 1000. Ces travaux confirment la pertinence du choix de Cloos (1930a, b, 1931, 1939) d'utiliser des argiles pour modéliser de larges segments de la croûte terrestre à l'échelle du laboratoire (Figure I.1-3 B). En effet, ce matériau répond aux exigences de similitudes édictées par les théories du dimensionnement des modèles expérimentaux en géologie structurale (Hubbert, 1937 ; Oertel, 1965 ; Ramberg, 1967).

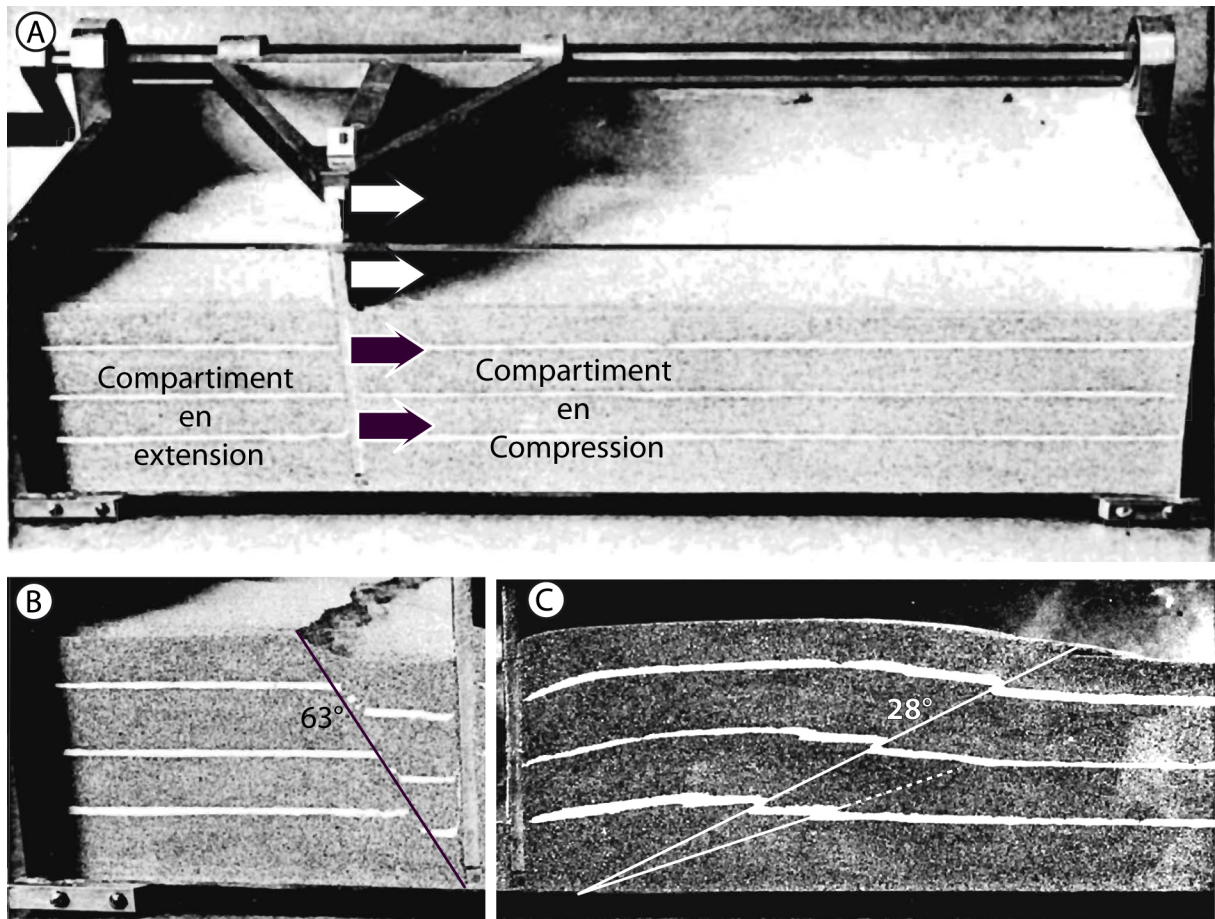


Figure I.1-4 : (A) Dispositif expérimental de Hubbert (1951). La boîte est segmentée un mur mobile se déplaçant vers la droite. Elle est remplie par environ 6cm de sable et un marqueur de la déformation est ajouté le long des vitres latérales (strate de plâtre blanc) ; (B) Détail du compartiment en extension montrant une faille normale (notez le pendage de 63° proche de la réalité) ; (C) Détail du compartiment en compression montrant une faille inverse (noter le pendage de 28° proche de la réalité). (modifié d'après Hubbert, 1951)

Dans le but de quantifier d'autres matériaux susceptibles de respecter les règles de similitude et en se basant sur les observations de Chamberlin et Shepard (1923) qui notaient dans leurs expériences la formation de plans de failles inverses dans le sable sec avec un pendage proche de la réalité (20° à 35°), Hubbert (1951) proposa un dispositif expérimental (Figure I.1-4) permettant de vérifier si ce matériau était adapté pour mettre en œuvre des modèles dimensionnés. Le dispositif qu'il développa était capable de former de manière synchrone des failles normales et des failles inverses. Cette étude expérimentale (Figure I.1-4) accompagnée d'un comparatif statistique des valeurs de pendage des plans de failles naturels (respect de la similitude géométrique), ainsi que d'une analyse des contraintes dans le modèle et dans un système naturel (respect de la similitude cinématique et dynamique), permit de démontrer que le sable sec obéit au critère de fracturation de Mohr-Coulomb. Par conséquent, ce matériel granulaire est approprié pour simuler les déformations tectoniques cassantes de plus grande échelle (Hubbert, 1951). La théorie du dimensionnement et du changement



d'échelle en géologie structurale (Hubbert, 1937) fut largement utilisée et adaptée par d'autres expérimentateurs selon l'objet géologique à modéliser ou les matériaux utilisés (Horsfield, 1977 ; Ramberg, 1981 ; Shemenda, 1984 ; Weijermars et Schmeling, 1986 ; Davy et Cobbold, 1991 ; Cobbold et Jackson, 1992 ; Weijermars *et al.*, 1993b ; Eisenstadt *et al.*, 1997 ; Schellart, 2000).

Différentes approches ont été depuis développées en modélisation analogique structurale. On distingue les expériences menées dans un champ de gravité artificiel de celles conduites en champ de pesanteur naturel. Dans le premier cas, les expériences se déroulent dans une centrifugeuse, ce qui permet à la force centrifuge d'agir dans le modèle de la même façon qu'agit la gravité sur les structures géologiques réelles (Koyi, 1997). Cette technique, développée par Ramberg (1967, 1981), est particulièrement adaptée pour modéliser des structures géologiques se déformant sous l'effet de forces gravitaires, aussi bien à l'échelle de la convection mantellique qu'à de plus petites échelles (Ranalli, 2001). En outre, elle permet d'utiliser des matériaux relativement résistants (*e.g.*, pâte à modeler, mastic visqueux, mélange de sable et d'huile) pouvant se déformer grâce à la force centrifuge mais demeurant stables dans un champ de gravité naturel (rendant plus aisée la « dissection » du modèle). Cette technique a été largement employée pendant une trentaine d'années (Dixon, 1974, 1975 ; Talbot, 1977 ; Schwerdtner et Troëng, 1978 ; Ramberg, 1981 ; Mulugeta, 1988 ; Jackson et Talbot, 1989 ; Dixon et Tirrul, 1991 ; Shumin et Dixon, 1991 ; Talbot, 1992). Cependant, depuis les années 80, la modélisation en champ de pesanteur naturel (1g), beaucoup moins lourde à mettre en œuvre, a largement pris le pas sur les modèles en centrifugeuse.

Les modèles analogiques se déformant dans des conditions de gravité normale (1g) sont construits avec des matériaux moins résistants (sable sec, silicone, miel, etc.), mais permettent d'obtenir une meilleure résolution ainsi que des conditions aux limites plus complexes, tout en remplissant pleinement les conditions de similitude dynamique (Weijermars *et al.*, 1993b).

## I.1.3 Modélisation analogique des déformations salifères

### I.1.3.1 Historique

Les dispositifs et techniques utilisés pour modéliser les déformations induites par la tectonique salifère ont été fortement influencés par les différentes théories avancées pour la mise en place des diapirs de sel depuis la moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle. Jackson (1995) distingue trois époques ayant marqué l'histoire de la compréhension des concepts de la tectonique salifère :

- *L'époque des pionniers* (1856-1933), et ses spéculations pour le moins étranges sur la mise en place des diapirs (activité magmatique, recristallisation *in situ*, île résiduelle, etc.). Avec l'arrivée des données d'explorations pétrolières, deux hypothèses s'affrontèrent quant à la mise en place des dômes salifères : l'inversion de densité et l'orogénie.
- *L'époque des fluides* (1933-~1989), dominée par l'hypothèse d'un système à deux fluides, dans lequel les diapirs de sel (moins denses) remontaient à travers une couverture (plus dense) (instabilité de type Rayleigh-Taylor), ce phénomène pouvant être amplifié par un effet thermique.
- *L'époque cassante* (~1989- à nos jours), où l'on considère que le style de tectonique salifère est contrôlée par les déformations d'une couverture résistante et cassante.

Les premières approches expérimentales pour modéliser les déformations salifères s'intéressaient plutôt aux déformations internes des dômes de sel qu'aux structures de la couverture adjacente. Une des premières études expérimentales (Torrey et Fralich, 1926) proposant d'expliquer l'origine des diapirs de sel utilisait deux approches différentes en adéquation avec les théories de l'époque. La première consistait à observer la migration d'une couche plastique (graisse d'huile de coton) coincée entre des niveaux de sables plus ou moins résistants (sable meuble, compacté ou cimenté) soumis à un raccourcissement. La seconde approche, grâce à un pistolet à graisse, simulait l'intrusion en force d'un matériau plastique à travers des couches horizontales de sable.

Torrey et Fralich (1926) notèrent que de nombreuses structures observées dans les dômes de sel avaient été reproduites expérimentalement. Ils conclurent que leurs

résultats expérimentaux étaient favorables à la théorie intrusive de mise en place des dômes de sel.

Pourtant, ces travaux ne semblaient pas en adéquation avec les interprétations antérieures réalisées à partir de l'observation des structures internes des dômes de sel (Arrhenius, 1913). En effet, d'après ce dernier, la complexité des plissements observés dans les dômes de sel allemands met en évidence le comportement ductile du sel. Ainsi, Arrhenius exclut les théories de ses contemporains sur l'origine orogénique de ces plissements internes, et évoque le fait que ces structures sont liées au fait que le sel, de par sa densité, flotte et remonte sous forme de diapir en raison de la surcharge différentielle et de l'enfoncement de sa couverture (Arrhenius, 1913).

Escher et Kuenen (1929) ont été les premiers à simuler l'halocinèse. Leur technique consistait à appliquer une pression sur une masse stratifiée de matériaux ductiles (paraffine et argiles) tout en laissant possible l'extrusion du matériau à travers l'orifice d'une surface annulaire (Figure I.1-5). La surface supérieure de la masse diapirique extrudée était soit laissée libre, soit maintenue sous pression. Les résultats montrent que leur approche permet de reproduire toutes les déformations internes connues dans les dômes de sel allemands (Jackson, 1995) (Figure I.1-5). Toutefois, leurs modèles n'étaient pas dimensionnés du point de vue dynamique (Weijermars *et al.*, 1993b).

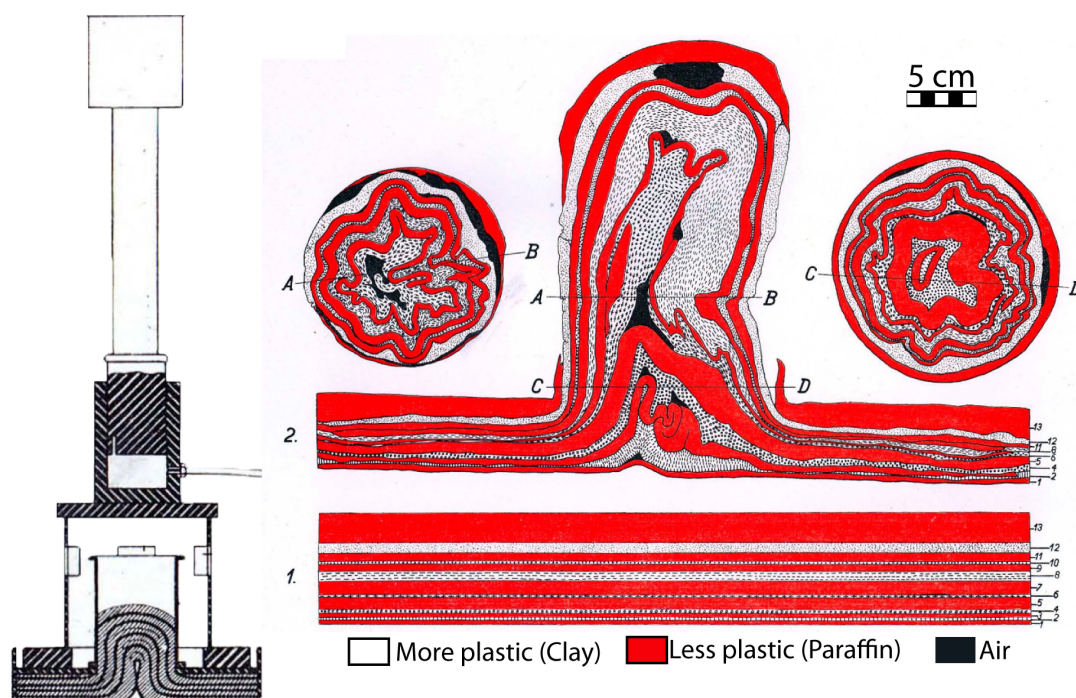


Figure I.1-5 : Profil de la presse utilisée par Escher et Kuenen (1929) pour les expériences non confinées (surface du diapir libre) et coupe interprétée d'un modèle de diapir (les couches rouges sont en paraffine, les blanches en argile) (Noter les plissements complexes résultant de l'extrusion du diapir) (modifié d'après Escher et Kuenen, 1929).

Lors de *l'ère fluide* (Jackson, 1995), les premiers modèles expérimentaux testant la validité du concept d'une tectonique salifère, gouvernée par une mécanique des fluides de densités différentes fortement visqueux (instabilité de Rayleigh-Taylor) sont apparus.

Dans une étude préliminaire, afin d'étayer l'hypothèse que la couverture sédimentaire et le sel se comportaient comme deux fluides fortement visqueux, Nettleton (1934) utilisa des modèles non dimensionnés pour étayer l'hypothèse que le sel et la couverture sédimentaire qui l'entoure se comportent comme deux fluides fortement visqueux (Nettleton, 1934). Puis en se basant sur la théorie du dimensionnement de Hubbert (1937), Nettleton (1943) utilisa des modèles dimensionnés suffisamment convaincant pour ne pas démentir un tel mécanisme dans la formation des dômes de sel.

Par conséquent, pendant plusieurs décennies, de nombreux expérimentateurs se sont appuyés sur cette théorie pour modéliser la mise en place de diapirs de sel grâce à l'instabilité de Rayleigh-Taylor (*e.g.*, Dixon, 1974, 1975 ; Talbot, 1977 ; Schwerdtner et Troëng, 1978 ; Jackson et Talbot, 1989 ; Rönniund, 1989 ; Talbot *et al.*, 1991 ; Adam *et al.*, 2005). Or, d'après Weijermars *et al.* (1993), ces travaux expérimentaux sont essentiellement applicables aux déformations ductiles du manteau (dômes de gneiss) ou aux remontées de diapirs granitiques dans les zones plus profondes de la croûte. Mais, les déformations salifères se produisent dans la partie superficielle de la croûte, qui sauf dans le cas du sel, montre un comportement cassant (Weijermars *et al.*, 1993b). Ainsi, il apparaît que ce type de déformations cassantes est en contradiction avec l'hypothèse d'une couverture fluide et fortement visqueuse (Nettleton, 1934 ; 1943), comme l'atteste la présence de failles à proximité des dômes de sel de Louisiane (Wallace Jr, 1944). Forts de cet argument, Nettleton et Elkins (1947) intégrèrent dans leurs modèles une couverture granulaire cassante (une mixture de sulfate de baryum et de grenaille de plomb) surmontant un substratum ductile analogue du sel (sirop). Les résultats montrèrent de grandes différences par rapport aux modèles liquides. En effet, contrairement à un système fluide-fluide, dans lequel une épaisse couverture accélère la croissance diapirique, cette approche inédite montre que la remontée est arrêtée dans un système fluide-solide si la couverture atteint une épaisseur critique (Nettleton et Elkins, 1947).

Ces expériences représentent de façon plus réaliste les déformations salifères, puisque la couverture granulaire se déforme selon un comportement cassant de type Mohr-Coulomb (Weijermars *et al.*, 1993b). En outre, en inclinant la stratification de leurs modèles, Nettleton et Elkins (1947) reproduisirent avec succès les contraintes compressives et extensives de haut et bas de pente ; générant ainsi des failles de croissance, des chevauchements et des plis coffrés. D'après Jackson (1995), cette étude expérimentale constitue les racines de l'ère *cassante* concernant les concepts de la tectonique salifère.

Parker et McDowell (1955), dans une étude expérimentale colossale d'environ 800 modèles, modélisèrent la formation des dômes de sel (asphalte) en utilisant une couverture solide construite à partir de matériaux granulaires (sulfate de baryum et sable). Ces travaux démontrèrent que la sédimentation (augmentation de l'épaisseur de la couverture) était bien plus efficace qu'un accroissement de l'épaisseur de la couche de sel pour stopper la remontée diapirique (Parker et McDowell, 1955). Tanner et Williams (1968) illustrèrent également grâce à des modèles analogiques l'efficacité de l'extension régionale pour déclencher une croissance diapirique en modélisant des rides d'asphaltes parallèles aux grabens formés dans une couverture d'argile en poudre. Ils suspectaient que cette extension serait un mécanisme plus efficace que l'inversion de densité pour initier le diapirisme salifère.

Ce type de mécanisme fut reproduit plus tard dans une série de modèles visant à simuler la réponse d'une couverture cassante soumise aux contraintes imposées par le fluage d'une couche visqueuse sous-jacente (McGill et Stromquist, 1979). Le dispositif utilisé consiste en un cadre d'acier supportant une vitre pouvant être inclinée (70 cm x 100 cm). Cette vitre est ensuite recouverte d'une couche visqueuse de cire de paraffine analogue au sel (0,7 à 1,6 cm) sur laquelle est déposée 1,5 à 4,5 cm d'une mixture de 10 parts de sable pour 1 part de poudre de carbonates. L'ensemble du modèle est ensuite recouvert d'une fine couche de poudre de carbonates afin d'améliorer la résolution des escarpements de failles formés dans la couverture cassante (Figure I.1-6) (McGill et Stromquist, 1979).

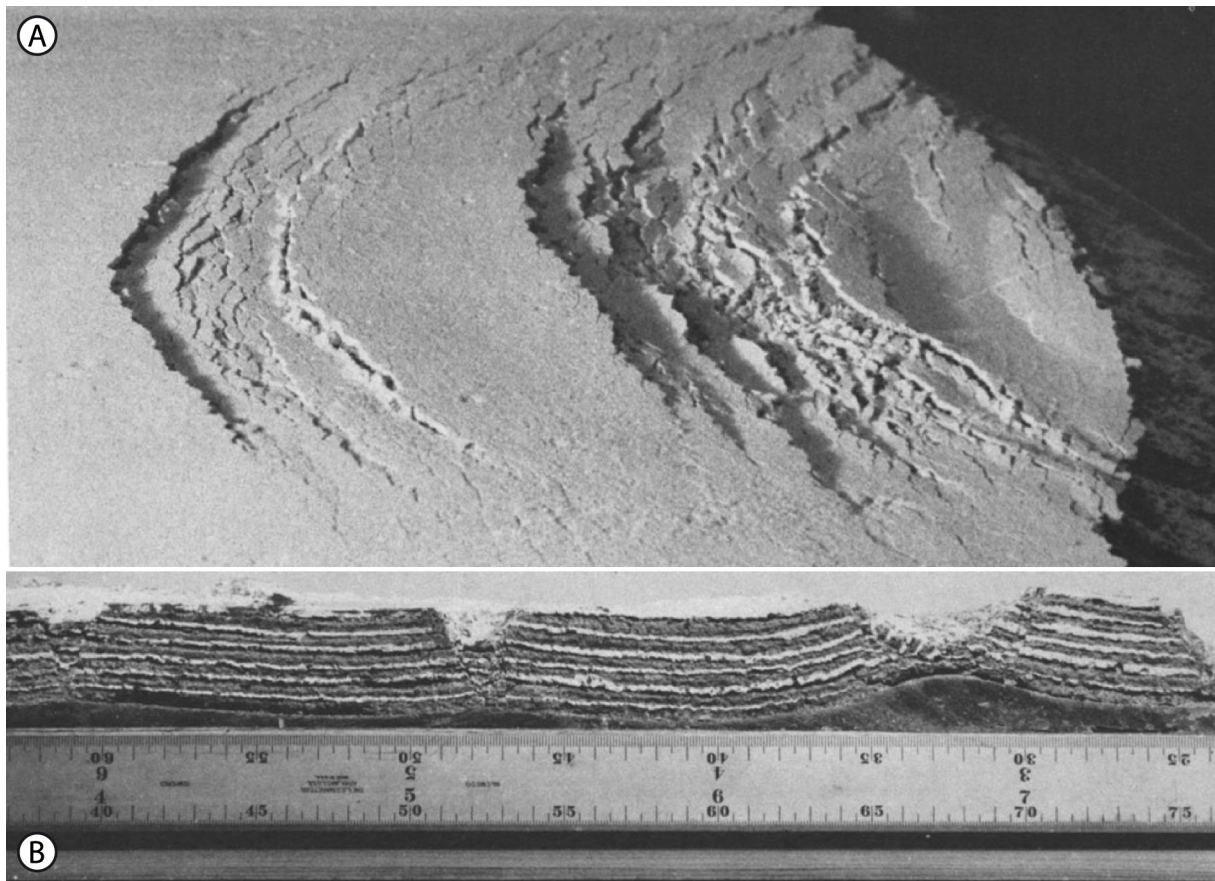


Figure I.1-6 : (A) Vue oblique des grabens modélisés par McGill et Stromquist (1979). Le sens du glissement se fait vers la droite. La forme incurvée des grabens est due aux forces de frictions latérales. (B) Coupe d'un modèle de McGill et Stromquist (1979) montrant la géométrie des grabens. Noter à droite le premier graben formé qui montre une remontée diapirique. (McGill et Stromquist, 1979)

Les déformations sont initiées en inclinant la table et en chauffant la paraffine. Le glissement de la couverture et de la paraffine est accommodé dans la couverture par une série de grabens (Figure I.1-6 B) dont l'espacement est fonction de l'épaisseur de la couverture (McGill et Stromquist, 1979). En coupe (Figure I.1-6 B), les grabens sont associés à une remontée plus ou moins importante du substratum visqueux, ce qui est en accord avec les conclusions de Tanner et Williams (1968) concernant le rôle de l'extension.

### I.1.3.2 Dimensionnement des modèles expérimentaux salifères

Depuis la fin des années 1980, l'approche expérimentale utilisant une couverture de sable sec a été redynamisée par l'utilisation de cire de paraffine ou de polymères de silicones pour simuler les déformations du sel et de sa couverture. Actuellement, cette technique est encore largement utilisée. Même s'ils ne sont pas dimensionnés, ces modèles peuvent néanmoins donner une idée des paramètres à prendre en compte pour réaliser un modèle analogique quantifiable (Weijermars *et al.*, 1993b). A partir d'une

analyse des rhéologies rencontrées dans un système naturel, impliquant les déformations d'une couche de sel et de sa couverture sédimentaire, Weijermars *et al.* (1993) proposent des matériaux bien dimensionnés pour modéliser ce type de processus. On distingue deux types de comportements rhéologiques devant être dimensionnés pour satisfaire la similitude dynamique : le comportement cassant de la couverture sédimentaire et le comportement visqueux de la couche de sel).

### **Dimensionnement du comportement cassant :**

Ce comportement concerne la plupart des roches sédimentaires et de la croûte supérieure, il se caractérise par du glissement frictionnel développant de la fracturation cassante. Dans la nature, la plupart des failles formées dans la couverture sont normales ou inverses et obéissent au critère de fracturation de Mohr-Coulomb (Byerlee, 1978). Il exprime la contrainte cisailante  $\tau$  (parallèle à un plan de faille potentiel) en fonction de la contrainte normale à ce plan de faille  $\sigma_n$  par la relation suivante :

$$\tau = C_0 + (\tan \phi)\sigma_n \text{ soit } \tau = C_0 + \mu\sigma_n$$

Où  $C_0$  représente la cohésion de la roche (0 MPa pour les roches comprises entre 0 et 10 km de profondeur et 60 MPa au-delà de 10 km),  $\phi$  l'angle de friction interne (compris entre 25° et 45° selon la lithologie) et  $\mu$  le coefficient de friction interne (typiquement proche de 0,85 pour les roches entre 0 et 10 km et 0,6 au-delà des 10 km de profondeur). La contrainte déviatorique requise pour déformer une roche cassante est proportionnelle à la pression lithostatique induite par le poids de la colonne la surmontant ; ainsi, à mesure que la profondeur augmente, la pression lithostatique et la contrainte normale augmentent également ce qui accroît la résistance de la roche de façon linéaire, excepté pour les argiles à surpression de fluide au-delà de 6 km de profondeur (*wet shale*, Figure I.1-7 A).

Les déformations cassantes dans un modèle seront correctement dimensionnées du point de vue dynamique si le matériau utilisé et la roche naturelle ont un coefficient de friction interne similaire ; ce qui en d'autre terme, signifie que la pente de résistance en fonction de la profondeur soit identique dans le modèle et dans la nature (Weijermars *et al.*, 1993b ; Eisenstadt *et al.*, 1997). Cette condition est pleinement remplie par la plupart des matériaux granulaires tel que le sable sec dont le coefficient

de friction interne compris entre 0,4 et 1 (Krantz, 1991) est similaire au valeur des roches naturelles (Weijermars *et al.*, 1993b) (Figure I.1-7 B).

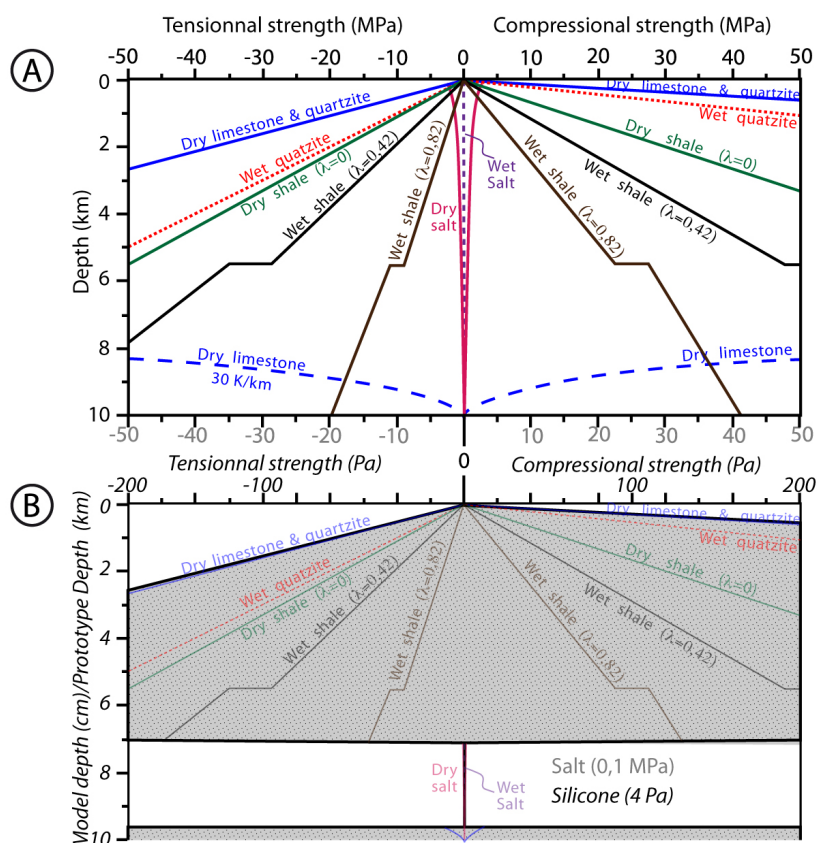


Figure I.1-7 : (A) Profil de résistance au cisaillement de roches sédimentaires soumises à de l'extension ou de la compression. Notez que, excepté pour le sel (ductile), la plupart des roches sédimentaires montrent une résistance plus au moins importante au cisaillement dans les 10 km superficiel, hormis pour les calcaires secs (en bleu) dont la limite ductile/fragile est comprise entre 8 et 10 km lorsque le gradient géothermique est de 30K/km. ( $\lambda$ : coeff. de pression fluide). (B) Comparaison des enveloppes de résistance au cisaillement d'un prototype imaginaire comprenant une couche de sel de 2,5 km surmontée d'une couverture de roches sédimentaires (quartzites sèches) de 7 km et de son analogue (7 cm de sable sur 2,5 cm de silicone). L'enveloppe du champ cassant pour le modèle est de 300 Pa/cm en compression et 90 Pa/cm en extension. L'analogue du sel a une résistance de 4 Pa (taux de contrainte  $10^{-4} \text{s}^{-1}$ ). La viscosité du sel est de  $10^{19} \text{ Pa s}$ , un taux de contrainte de  $10^{-14} \text{ s}^{-1}$  induit une résistance de 0,1 MPa (Modifié d'après Weijermars *et al.* 1993).

Par ailleurs, le dimensionnement dynamique sera complètement achevé lorsque la cohésion des roches du prototype naturel, qui a une dimension de contrainte, sera mise à l'échelle du modèle en appliquant le même facteur d'échelle qu'aux autres contraintes (*e.g.*, la contrainte induite par la gravité). Ceci impose des matériaux analogues ayant une faible cohésion. En ce sens, de part sa cohésion et sa résistance limitée au cisaillement le sable constitue un bon analogue pour modéliser la fracturation de la couverture sédimentaire lorsqu'on considère son comportement mécanique global (Weijermars *et al.*, 1993b ; Eisenstadt *et al.*, 1997). De plus, ce matériau permet de simuler facilement la sédimentation syntectonique.

### **Dimensionnement du comportement du sel :**



Dans la croûte supérieure, seule les évaporites montrent un comportement visqueux. Ainsi, le sel est bien moins résistant que les roches composant sa couverture (Figure I.1-7 A) (Weijermars *et al.*, 1993b). Contrairement aux roches fragiles dont la résistance est indépendante du temps et de la vitesse de déformation, les roches visqueuses voient leur résistance augmenter avec le taux de contrainte (Eisenstadt *et al.*, 1997). Ainsi, un matériau est dit visqueux s'il existe une relation directe entre la vitesse différentielle  $\dot{\varepsilon}$  et la contrainte déviatorique  $\sigma$  tel que :

$$\sigma = (\dot{\varepsilon})^n \eta$$

Où  $\eta$  représente la viscosité (en Pa.s) et l'exposant  $n$  est une caractéristique du matériau. Le sel montre typiquement une viscosité comprise entre  $1 \times 10^{16}$  et  $1 \times 10^{19}$  Pa.s (Eisenstadt *et al.*, 1997). Pour des raisons de simplification nous fixerons la valeur de l'exposant  $n$  à 1. Ainsi la relation devient linéaire et le matériau est qualifié de Newtonien.

Comme tout autre matériau, les objets visqueux montrent une relation entre leur résistance et leur taille. En effet, si l'on prend deux bulles de silicone de tailles différentes posées sur une surface plane, la plus volumineuse s'aplatira plus rapidement que la plus petite, en raison de son poids plus important. Ces deux bulles sont cinématiquement similaires, mais leur vitesse de déformation diffère.

Appliqué à la modélisation de processus de tectonique gravitaire, le dimensionnement du matériau visqueux (la couche évaporitique) constitue la principale contrainte pour le rapport de vitesse de déformation  $\dot{\varepsilon}$  (et donc le rapport de temps) entre le modèle et l'exemple naturel. En effet, la contrainte déviatorique  $\sigma$  nécessaire à la déformation de la couche salifère doit être dimensionnée par le même rapport que la contrainte lithostatique  $P = \rho gh$ .

Dans la nature, pour la contrainte déviatorique on a :

$$\sigma_{Nature} = \dot{\varepsilon}_{Nature} \eta_{Nature}$$

Dans le modèle, on a :

$$\sigma_{Modèle} = \dot{\varepsilon}_{Modèle} \eta_{Modèle}$$

Comme la contrainte visqueuse et la contrainte lithostatique doivent avoir le même rapport modèle/nature on a :

$$\sigma^* = \frac{\sigma_{Modèle}}{\sigma_{Nature}} = \rho^* g^* L^*$$

Cette expression devient :

$$\dot{\varepsilon}^* \eta^* = \rho^* g^* L$$

Comme la vitesse de déformation  $\dot{\varepsilon}$  est exprimée en  $s^{-1}$ , le rapport de temps entre le modèle et l'exemple naturel ( $t^*$ ) sera :

$$\frac{t_{Modèle}}{t_{Nature}} = \frac{1}{\dot{\varepsilon}^*}$$

Les vitesses de déformation sont exprimées en  $s^{-1}$ , tandis que les vitesses linéaires (vélocités) tels que les taux de sédimentation ou le jeu des failles ont une dimension de longueur par temps ( $m.s^{-1}$ ). Alors, le rapport de vitesses entre le modèle et l'exemple naturel sera :

$$V^* = \frac{V_{Modèle}}{V_{Nature}} = L^* \dot{\varepsilon}^*$$

Ainsi, le dimensionnement du matériau visqueux affecte directement l'équivalence de temps entre le modèle et la nature, par conséquent le taux auquel le modèle se déformera. Le paramètre principal sur lequel on peut agir pour respecter le rapport de vitesse de déformation est la viscosité  $\eta$ . C'est pourquoi, Weijermars *et al.* (1993b) proposent d'utiliser des polymères de silicone tels que la Rhodorsile Gomme (RGM ou Silibione) ou la SGM36 (PDMS) dont les viscosités (respectivement  $3 \times 10^4$  et  $5 \times 10^4$  Pa.s) sont adaptées pour en faire des analogues du sel.

### 1.1.3.3 Les modèles analogiques sable-silicone (ère cassante)

L'essor des modèles analogiques sable/silicone pour modéliser les déformations salifères, a permis, grâce au respect de la similitude dynamique, de proposer de nouveaux concepts en tectonique salifère, et d'abandonner les théories d'un système fluide-fluide beaucoup plus adapté aux déformations de la croûte inférieure (intrusion granitique) ou du manteau (Weijermars *et al.*, 1993b ; Jackson, 1995).

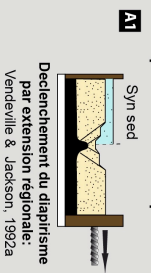
Les premières contributions expérimentales de cette *ère cassante*, furent proposées à la fin des années 1980 et au début des années 1990 au profit des explorations pétrolières s'intéressant aux pièges structuraux fracturés dans les provinces salifères (*e.g.*, Golfe du Mexique, marge Ouest Africaine, etc.) (Vendeville et Cobbold, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1988 ; Vendeville, 1988 ; Cobbold *et al.*, 1989 ; Cobbold et Szatmari, 1991). Par la suite, d'autres études expérimentales ont été menées pour simuler des processus de tectonique salifères tels que :

- La croissance et/ou la décroissance des diapirs et les déformations de la couverture environnante (Figure I.1-8 A) (Vendeville et Jackson, 1992b, a ; Schultz-Ela *et al.*, 1993 ; Ge *et al.*, 1995 ; Alsop, 1996 ; Ge et Jackson, 1998)
- Les interactions entre déformations actives du socle et de la couverture (Figure I.1-8 B) (Vendeville, 1988 ; Nalpas et Brun, 1993 ; Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995 ; Higgins et Harris, 1997 ; Withjack et Callaway, 2000)
- Le glissement et l'étalement gravitaire le long d'une pente basale induite par la subsidence tectonique et thermique de la marge (Figure I.1-8 C) (Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989 ; Cobbold et Szatmari, 1991 ; Vendeville et Jackson, 1992b ; Childs *et al.*, 1993 ; Gaullier *et al.*, 1993 ; Cobbold *et al.*, 1995 ; Letouzey *et al.*, 1995 ; Mauduit *et al.*, 1997a ; Mauduit *et al.*, 1997b ; Mauduit et Brun, 1998 ; Maillard *et al.*, 2003 ; Brun et Fort, 2004 ; Fort *et al.*, 2004 ; Brun et Mauduit, 2008 ; Brun et Mauduit, 2009)
- L'étalement d'un biseau sédimentaire sous l'effet de l'instabilité gravitaire induite par la pente bathymétrique de l'édifice (Figure I.1-9) (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b ; Mauduit *et al.*, 1997b ; McClay *et al.*, 1998 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2006 ; Loncke *et al.*, 2010).

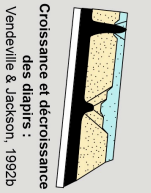
Figure I.1-8 (ci-contre) : Coupes régionales schématiques de marges passives comprenant un niveau de sel mobile et différents dispositifs expérimentaux sable-silicone utilisés pour modéliser les déformations salifères. (A) Modélisation de la formation de diapirs et des déformations de la couverture sédimentaire adjacente (chaque schéma des dispositifs expérimentaux est repris sous forme de vignettes dans chaque paragraphe décrivant les dispositifs). (B) Modélisation des déformations salifères syn-rift (interaction entre extension crustale et déformations salifères). (C) Modélisation du glissement gravitaire du sel et de sa couverture sédimentaire le long d'une pente basale vers le bassin (générée par la subsidence tectonique et thermique).

## A DIAPIRS ET DEFORMATIONS DE LA COUVERTURE ADJACENTE

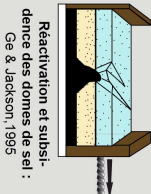
### A1 Diapirisme réactif et passif



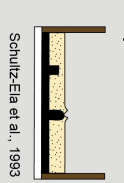
### A2



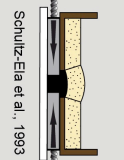
### A3



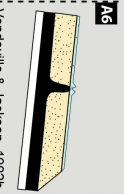
### A4 Diapirisme actif



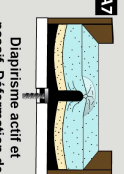
### A5



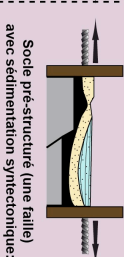
### A6



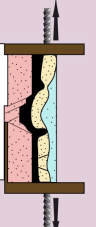
### A7



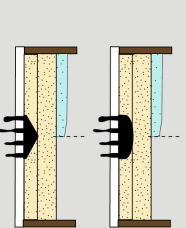
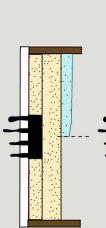
## B INTERACTION SOCLE-COUMENTURE



### B1 | B2 | B3 | B4



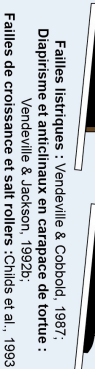
### A8 Dissolution et/ou retrait du sel



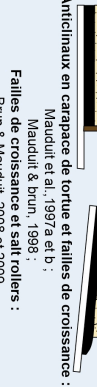
## C GLISSEMENT ET ETALEMENT GRAVITAIRE LE LONG D'UNE PENTE BASALE

### STRUCTURES EXTENSIVES

#### C1



#### C2



#### C3



### STRUCTURES EXTENSIVES ET COMPRESSIVES

#### C7



#### C8



### STRUCTURES COMPRESSIVES

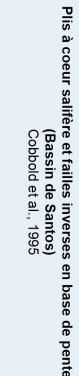
#### C4



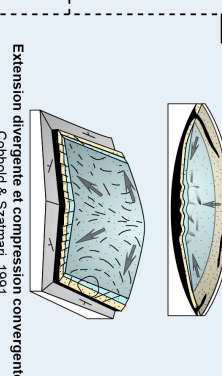
#### C5



#### C6



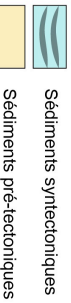
#### C9



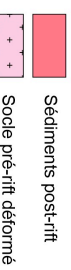
### LEGENDE DES DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX



### LEGENDE:



### Sel mobile



### Subsidence tectonique et thermique

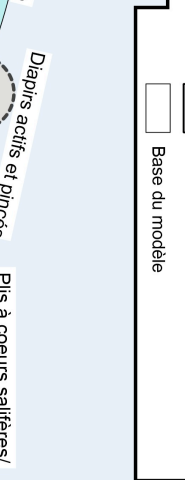
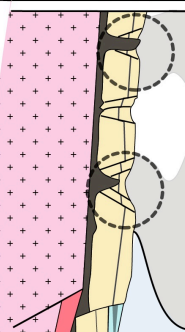
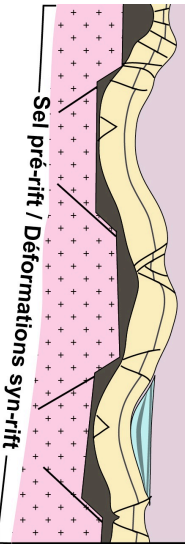
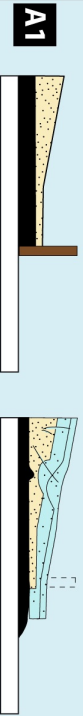


Figure I.1-9 (ci-contre) : Coupes régionales schématiques d'une marge passive comprenant un niveau de sel mobile et les différents dispositifs expérimentaux sable-silicone utilisés dans la bibliographie pour modéliser l'étalement gravitaire de biseaux sédimentaires au-dessus d'un socle horizontal ou penté vers le continent (la marge ne subissant pas ou plus de subsidence thermique rendant tout glissement gravitaire vers le bassin impossible) (chaque schéma des dispositifs expérimentaux est repris sous forme de vignettes dans chaque paragraphe décrivant les dispositifs).

# D ÉTALEMENT GRAVITAIRE DE BISEAUX SEDIMENTAIRES

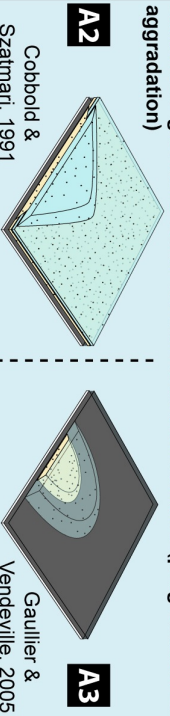
## STRUCTURES EXTENSIVES

Formation de faille à pendage contre-régional par progradation d'un biseau sédimentaire (Bassin de Santos, Brésil)



Szatmari et al., 1996

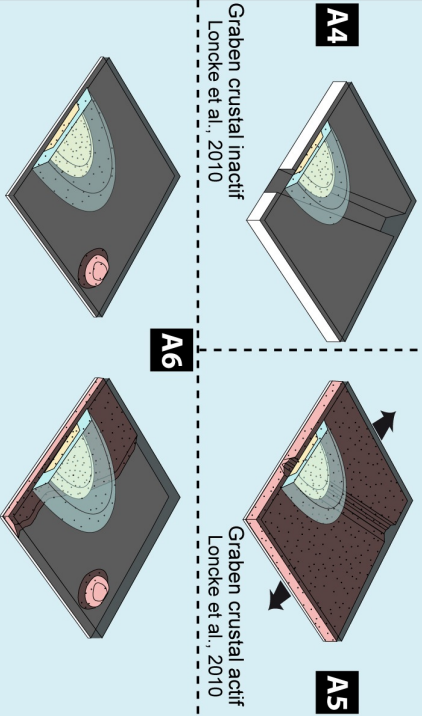
Étalement gravitaire radial 3D d'un lobe sédimentaire (progradation et aggradation)



A2  
Cobbold & Szatmari, 1991

A3  
Gautier & Vendeville, 2005

Étalement gravitaire en présence de structures pré-salifères actives ou non (Delta profond du Nil).



A4

Graben crustal inactif  
Loncke et al., 2010

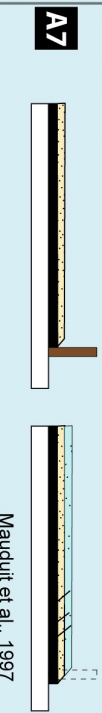
A6

Graben crustal actif  
Loncke et al., 2010

Butoirs passifs pré-salifères

Loncke et al., 2006 et 2010

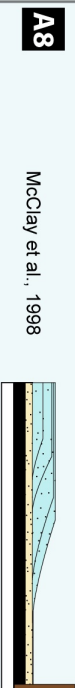
Tectonique en radeau, effet du taux de sédimentation sur l'extension (aggradation)



Mauduit et al., 1997

## STRUCTURES EXTENSIVES ET COMPRESSIVES

Déformation d'un biseau sédimentaire progradant



A8

McClay et al., 1998

Mécanique et cinématique de l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire progradant



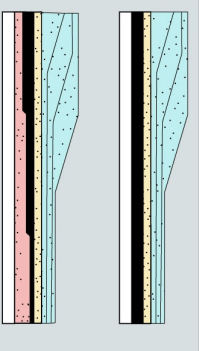
A9

Vendeville, 2005

## STRUCTURES EXTENSIVES ET NAPPES DE SEL ALLOCHTONE

A10

Déformation d'un biseau progradant et aggradant (socle horizontal ou présence d'escarpements contre-régionaux)



Ge et al., 1997a et b

## LEGENDE DES DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

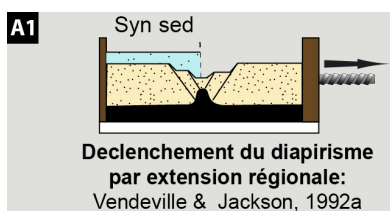
- Sédiments syntectoniques
- couches pré-tectoniques (sable)
- Silicone (sel)
- Socle déformable ou structuré (sable)
- Base du modèle
- Extension régionale

- Biseaux sédimentaires syntectoniques
- Sel mobile
- Socle pré-salifère

#### Conditions aux limites

Les déformations associées au diapirisme du sel ont très tôt intéressé les modélisateurs (Torrey et Fralich, 1926 ; Escher et Kuenen, 1929 ; Nettleton, 1943 ; Parker et McDowell, 1955 ; Tanner et Williams, 1968), probablement du fait de l'intérêt de l'industrie pétrolière pour ce type de piège structural. Plus récemment, avec l'avènement des modèles dimensionnés utilisant un dispositif fragile-ductile (sable-silicone), d'autres travaux expérimentaux ont été publiés (Figure I.1-8 A). Ces études simulent les différentes phases de l'évolution des diapirs décrites par Vendeville et Jackson (1992a, b) :

- Le diapirisme réactif et passif (Figure I.1-8 A1 à A3) (Vendeville et Jackson, 1992a, b ; Ge *et al.*, 1995).
- Le diapirisme actif (Figure I.1-8 A4 à A7) (Vendeville et Jackson, 1992b ; Schultz-Ela *et al.*, 1993 ; Alsop, 1996).
- La dissolution ou le retrait du sel (Figure I.1-8 A8) (Ge et Jackson, 1998).

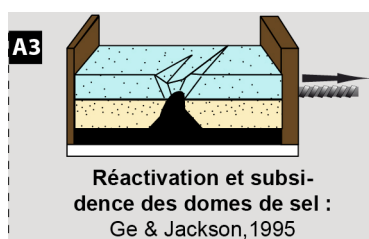
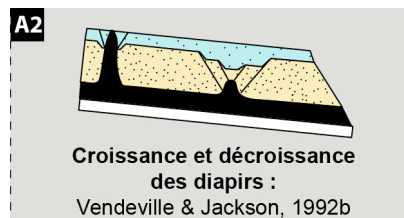


➤ Vendeville et Jackson (1992a) ont proposé une série d'expériences étudiant la croissance des diapirs induite par l'extension, cette étude a permis d'identifier trois phases de croissance des diapirs (réactif, actif et passif).

Le dispositif expérimental utilisé est construit dans une boîte de 43 cm par 43,5 cm au fond de laquelle est déposée une couche de 4 cm de silicone ayant, comme le sel, le comportement d'un fluide visqueux linéaire (Weijermars et Schmeling, 1986). Deux types de silicone sont utilisés: la polydiméthylsiloxane SGM36 (Dow Corning, USA) et la Silbione (Rhône Poulenc, France) dont la densité est augmentée par l'adjonction de poudre de Sulfure de Plomb et de Sulfate de Baryum. Ce substrat visqueux est ensuite recouvert par 5,5 cm de sable (11 couches de 0,5 cm), représentant le comportement cassant de la couverture. L'extension est induite par des murs latéraux mobiles se déplaçant à une vitesse de 1 cm.h<sup>-1</sup> (Figure I.1-8 A1 ; Vendeville et Jackson, 1992a). Pour cette étude, plusieurs expériences reprenant les mêmes conditions initiales ont été conduites. Ces modèles ont été stoppés à différents stades d'évolution, la reproductibilité ayant été approuvée. Les résultats sont représentatifs de l'évolution d'une même structure salifère (Vendeville et Jackson, 1992a).



➤ Vendeville et Jackson ont publié conjointement à cette étude, une série de modèles investiguant la décroissance des diapirs (Vendeville et Jackson, 1992b). Pour cette approche, l'extension n'est pas induite par le déplacement de mur(s) mobile(s), mais par le glissement gravitaire. Le dispositif de Vendeville (1992b) est décrit plus bas (section I.1.3.3.3 ; Figure I.1-8 A2, A6 et C1).



➤ Ge *et al.* (1995) publie une étude s'intéressant à la réactivation ou à la subsidence de diapirs montrant différentes géométries. Le dispositif est constitué d'une boîte dont l'une des extrémités présente un mur mobile (Figure I.1-8 A3). Avant déformation, un diapir est préformé au dessus d'une fine épaisseur de silicone, il est ensuite recouvert par une épaisse couche de sable « syn-diapirique » (d'épaisseur équivalente à la hauteur maximum du diapir). Ensuite, le modèle est couvert par une couche de sable pré-extension. A cette étape de construction, le modèle est à l'équilibre et ne se déforme pas tant qu'aucune contrainte n'est appliquée latéralement. L'article détaille trois expériences représentatives sur les cinq utilisées pour cette étude. Trois configurations de diapirs sont testées :

- (1) la réactivation d'un long mur de sel plongeant,
- (2) la réactivation d'un mur de sel court et plongeant,
- (3) la réactivation de diapir cylindrique dont le toit est horizontale (salt stocks)(Ge *et al.*, 1995).

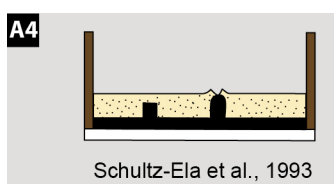
La réactivation de ces structures salifères préformées est déclenchée en appliquant un déplacement extensif du mur mobile à un taux constant compris entre 0,05 et 0,5 cm.h<sup>-1</sup> ; pendant la déformation une sédimentation syntectonique est simulée.

Dans la configuration (1) le mur de sel initial montre une forme triangulaire en coupe, sa hauteur varie de 0,7 à 3,8 cm et sa direction en carte est de 65° par rapport à la direction d'extension, la couverture pré-extensive est de 0,6 cm et trois couches syntectoniques de 0,3 cm sont ajoutées (après 30 min, 2 et 3 h). Le modèle est déformé à un taux d'extension de 0,5 cm.h<sup>-1</sup> pendant 8h, soit 8% d'extension.

La configuration (2) utilise la même procédure au même taux d'extension qu'en (1). Cependant, la géométrie du mur de sel change, sa hauteur varie entre 0 et 3,5 cm et son emprise n'occupe que la moitié de la boîte. Le mur de sel montre une orientation de 45° par rapport à la direction d'extension. La couverture de sable pré-extensive est de 0,9 cm et les sédiments syntectoniques sont ajoutés à un taux de 0,3 cm toutes les 2 heures (Ge *et al.*, 1995).

Dans la troisième configuration, la structure salifère préformée est composée de deux cylindres de silicone de 2,8 cm de haut pour 2 et 4 cm de diamètre disposés sur une couche de 0,5 cm de silicone. La couverture pré-extensive mesure 2,4 cm d'épaisseur et aucune sédimentation syntectonique n'a été simulée pour cette expérience. Les bords du modèle sont lubrifiés par de la silicone (SGM36) afin de réduire les frictions latérales entre les vitres et le sable. Un taux d'extension de 0,05 cm.h<sup>-1</sup> pendant 71 h (soit 7,3 % d'extension) est appliqué.

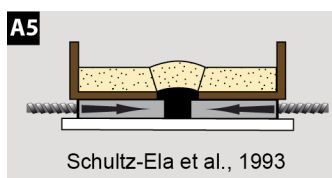
D'autres études ont simulé le processus de diapirisme actif (Vendeville et Jackson, 1992a, b ; Schultz-Ela *et al.*, 1993 ; Alsop, 1996), c'est à dire une intrusion en force due au fait que la pression dans le diapir dépasse la résistance de la couverture. D'après Schultz-Ela *et al.* (1993), les forces de pression engendrées par la surcharge sédimentaire de la couche de sel ou un contraste de densité entre la couverture et le sel, peuvent être une des causes possibles de cette forme de diapirisme intrusif. Schultz-Ela *et al.* (1993) ont publié deux expériences permettant de simuler ce mécanisme (Figure I.1-8 A4 et A5).



➤ La première expérience discutée dans cet article présente une déformation uniquement sous l'effet de forces gravitaires visant à contraindre les conditions requises pour l'initiation du diapirisme actif. Les modèles comprennent une

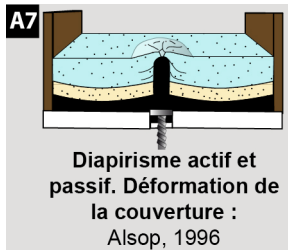
couche de silicone source (SGM36) de 1 à 2 cm, au-dessus de laquelle sont construites des rides de silicone (ayant une forme rectangulaire en coupe) entourée de 2 à 5 cm de sable. La crête horizontale des rides (simulant la surface de dissolution du sel) est recouverte d'une fine couche de sable (Figure I.1-8 A4). Afin d'augmenter la résolution des modèles et de mieux caractériser les structures, Schultz-Ela *et al.* (1993) favorise le percement des rides de silicone à travers un toit plus épais et montrant un contraste de densité plus important que dans la nature (le rapport  $\rho$  couverture/ $\rho$  sel est de 1,8 dans le modèle contre 1,1 à 1,2 dans la nature). Par conséquent les expériences sous-estiment

la hauteur de ride requise pour assister à un percement actif dans la nature. Les épaisseurs typiquement utilisées pour ce genre d'expériences sont de 1 cm pour la couche de silicone source (basale), des rides de silicone de 3 cm (pas de percement) à 3,5 cm (percement) et 4 cm de sable surmonte la couche de silicone source. Les modèles se déforment en réponse au gradient de pression latéral généré par la surcharge différentielle entre le mur de sel et l'épaisse couverture adjacente (Figure I.1-8 A4) (Schultz-Ela *et al.*, 1993).



➤ Le second type de dispositif de Schultz-Ela *et al.* (1993) (Figure I.1-8 A5) complète les modèles expérimentaux d'initiation (Figure I.1-8 A4), en simulant cette fois-ci l'évolution structurale à une résolution encore plus importante que précédemment. La technique utilisée est différente, mais les structures demeurent quasiment similaires. Ce dispositif n'inclut pas de couche de sel basale, et le modèle ne se déforme pas sous l'effet de la gravité ou de la surcharge sédimentaire. En revanche, les déformations sont induites en pressurant un diapir grâce à deux pistons se déplaçant à une vitesse constante.

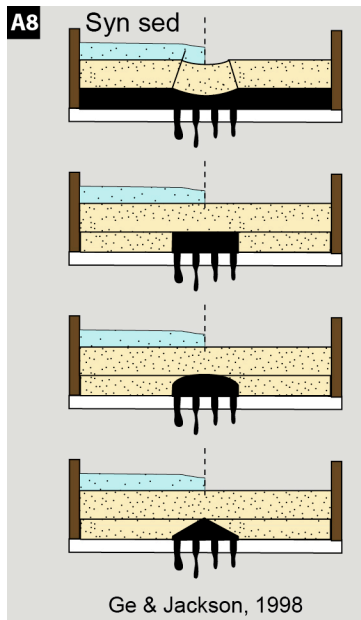
Les expériences sont construites dans une boîte de 115 cm de long, 28 cm de large et 15 cm de haut. Deux plaques mobiles de 5 cm d'épaisseur constituant les pistons sont recouvertes de deux plaques fixes de 2,5 cm d'épaisseur, séparées de 5,1 cm. L'espace entre les plaques inférieures et supérieures forme un réservoir rempli avec de la silicone SGM36 jusqu'au niveau des plaques fixes. Ces dernières ainsi que le toit de la silicone sont alors recouverts d'une couche de sable représentant la couverture post-salifère (Figure I.1-8 A5) (Schultz-Ela *et al.*, 1993). La mise en action des deux plaques mobiles (pistons) à une vitesse de 0,2 à 0,5 cm.h<sup>-1</sup>, force l'extrusion de l'analogue du sel à travers l'espace entre les plaques fixes, permettant à l'intrusion de silicone ainsi formée, de venir déformer la couverture à la manière d'un diapir actif (Schultz-Ela *et al.*, 1993).



➤ Alsop (1996) décrit une série de 26 modèles spécifiquement construits pour reproduire les déformations de la couverture au contact d'un diapir ; par conséquent, les causes du diapirisme ne sont pas modélisées dans ces expériences. Le matériau granulaire utilisé pour simuler la couverture cassante a été choisi pour sa moindre résistance par rapport au sable ; il s'agit de microbilles de verre, qui, selon Alsop (1996), sont plus adaptées pour reproduire le rebroussement des couches au contact immédiat du diapir.

Les expériences (Figure I.1-8 A7) sont construites en déposant préalablement 0,3 à 1,4 cm de silicone sur le fond de la boîte. La base des modèles comprend un réservoir de 4 cm de côté pour 5 cm de profondeur au fond duquel un piston force la sortie de la silicone vers le haut à un taux constant ( $9 \text{ mm.h}^{-1}$ ) (Figure I.1-8 A7). Le toit de la silicone est recouvert par une couche pré-cinématique (0,3 à 1,5 cm) de microbilles de verre située à 10 cm de chaque bord du réservoir. Au-delà de la zone où le diapir est initié, les microbilles sont remplacées par du sable. Le diapirisme est déclenché en remontant légèrement le piston du réservoir (le piston reste confiné dans le réservoir de silicone), ceci déplace alors un petit volume de silicone qui forme un coussin de silicone, pouvant éventuellement percer la couverture (diapir actif). Une fois ce stade atteint, des couches syntectoniques de microbilles sont ajoutées toutes les 30 minutes. La croissance du diapir se fait alors passivement (downbuilding) en déposant uniformément les sédiments autour du diapir. Deux types de configuration sont simulées : une première où la couche de silicone mère est confinée latéralement entre des murs de plasticine, tandis que dans la seconde, la silicone est libre de fluer latéralement (Figure I.1-8 A7), la direction d'écoulement de la silicone étant chenalisée en plaçant des barrages de sables sur les bords libres du modèle.

Alsop (1996) considère cette technique comme étant un moyen de reproduire le développement de diapirs lorsque le système est soumis à de l'extension régionale superficielle. A partir de ces deux configurations basiques, Alsop (1996) fait varier l'épaisseur de couverture et la quantité de silicone expulsée du réservoir grâce au piston.



➤ Enfin, certains modélisateurs se sont intéressés aux effets de la dissolution, du retrait ou de l'exploitation minière du sel (Ge et Jackson, 1998) (Figure I.1-8 A8). Le dispositif utilisé comprend une boîte rigide de 33 cm par 23 cm dont la base est perforée sur une surface de 10 cm par 23 cm. Il permet de tester différentes formes de diapirs de silicone SGM36, soit dans une configuration tabulaire (*i.e.* sur toute la surface de la boîte), soit avec différentes géométries de diapirs ou de murs de silicone (incliné, semi-circulaire, rectangulaire ou triangulaire) localisés au-dessus de la surface perforée (Figure I.1-8 A8). La silicone est ensuite recouverte d'une couverture sableuse pré-cinématique et

pour certaines expériences, une sédimentation syncinématique est ajoutée. Pour des raisons techniques, la dissolution du sel n'est pas directement modélisée, en revanche, Ge et Jackson (1998) simulent le retrait du sel en libérant les perforations à la base du modèle. En laissant la silicone s'échapper ainsi, son toit va s'abaisser et reproduire les effets de la dissolution ou du retrait du sel à des taux variant de 0,02 à 0,7 cm.h<sup>-1</sup> soit un équivalent naturel vraisemblable de 800 à 30000 m/Ma (Ge et Jackson, 1998). Néanmoins, étant fonction des conditions hydrologiques, les rares mesures de taux de dissolution sont incertaines ; *e.g.*, 1 m/Ma pour le sel lité de Salado, Texas (Anderson, 1981 in : Ge et Jackson, 1998), jusqu'à des taux extrêmes de 50 000 m/Ma pour le sel d'Hormuz, Zagros (Talbot & Jarvis, 1984 in : Ge et Jackson, 1998).

### **Résultats**

Les déformations liées au diapirisme du sel ont depuis longtemps intéressé l'industrie pétrolière ; ainsi, très tôt, les modélisateurs (*e.g.*, Torrey et Fralich, 1926 ; Escher et Kuenen, 1929 ; Nettleton, 1943 ; Parker et McDowell, 1955 ; Tanner et Williams, 1968) ont procédé à de nombreuses études expérimentales pour mimer les déformations du sel et plus spécialement la mise en place des dômes de sel (voir section I.1.3.1).

Tanner et Williams (1968) puis McGill et Stromquist (1979) avaient remarqué dans leurs expériences que l'extension pouvait être un déclencheur efficace du

diapirisme. Quelques années plus tard, Vendeville et Jackson (1992a, b) publient une étude en deux articles expliquant la croissance (Vendeville et Jackson, 1992a) et la décroissance (Vendeville et Jackson, 1992b) d'un diapir de sel. Basée sur des observations de données sismiques, des raisonnements théoriques et des modèles analogiques dimensionnés dynamiquement, cette étude apporte les explications mécaniques à l'hypothèse de l'extension comme moteur du diapirisme ; mettant définitivement fin aux théories d'intrusion, de dissolution ou retrait du sel qui expliquaient jusqu'alors la présence de grabens sommitaux (*crestal graben*) associés aux diapirs dans les provinces salifères.

Vendeville et Jackson (1992a) démontrent que la plupart des grabens et demi-grabens à l'aplomb de dômes de sel se sont formés grâce l'extension induite par le glissement gravitaire de la couverture sur un niveau de sel mobile. La remontée du sel à travers une épaisse couverture sédimentaire cassante peut être décrite par trois stades d'évolution : réactif, actif et passif (Vendeville et Jackson, 1992a).

Les modèles analogiques montrent que la croissance d'un diapir réactif (Figure I.1-10 A, B et C) est indépendante de l'épaisseur, de la densité et de la lithologie de la couverture. En effet, il apparaît que seul le taux d'extension va contrôler la montée du diapir : plus l'extension est importante, plus le diapir sera grand. Néanmoins, dans le cas d'un taux d'extension trop rapide ou d'une viscosité du sel trop importante, le diapirisme réactif sera inhibé (Vendeville et Jackson, 1992a). La croissance d'un tel dôme de sel sera stoppée une fois que l'extension régionale cesse.

Toutefois, si le diapir devient volumineux, son toit suffisamment aminci et le graben sommital (*crestal graben*) associé assez profond, le diapir peut évoluer vers le stade actif, en soulevant et épaulant son toit pour percer à la surface (Figure I.1-10 D). Le diapir continue ensuite sa croissance en stade passif, pendant lequel il accroît son relief en concurrence avec l'arrivée de sédiments syntectoniques (croissance par *downbuilding*). Cependant, cette évolution n'est pas systématique, puisque la croissance d'un dôme de sel peut également démarrer directement au stade passif, lorsque la couverture sédimentaire est irrégulière et peu épaisse (Vendeville et Jackson, 1992a).

Enfin, ces expériences montrent également que la majeure partie de l'extension régionale peut être masquée lorsqu'un profil montre une grande quantité de diapirs passifs (dômes de sel atteignant la surface), ce qui doit être pris en considération dans le

cadre de restaurations de coupes. En effet, du fait de la moindre résistance du sel par rapport à la couverture sédimentaire (Figure I.1-7 A), les murs de sel sont plus disposés à accommoder l'extension en s'élargissant que la couverture en se fracturant (Vendeville et Jackson, 1992a).

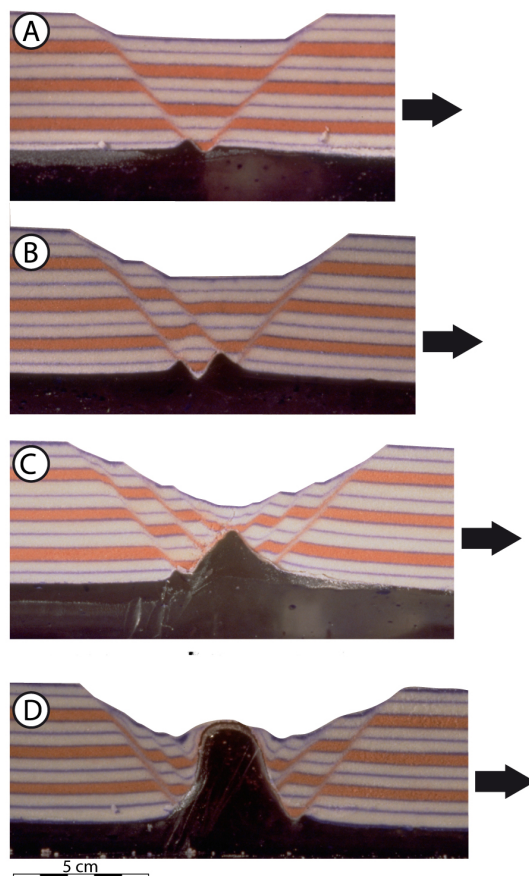


Figure I.1-10 : (A), (B) et (C) Coupes des modèles analogiques de diapirisme réactif déclenché par l'extension après 2 cm, 3cm et 5cm d'extension. Le substrat sombre correspond à la silicone. (C) Diapir réactif ayant atteint le stade actif (6,3 cm) (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992a).

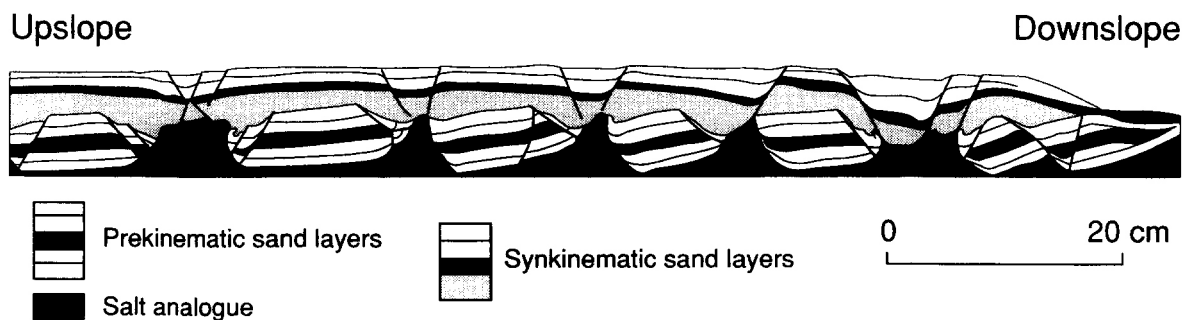


Figure I.1-11 : Coupe générale d'un modèle de glissement gravitaire montrant la structure interne des grabens sommitaux affectant les séries synkinématiques. Ces derniers se forment lors de la subsidence des murs de sel. Le glissement se fait de la droite vers la gauche (Vendeville et Jackson, 1992b)

Le second article de Vendeville et Jackson (1992b) utilise les mêmes outils (modèles analogiques, raisonnements théoriques et données sismiques). Ces auteurs

complètent le scénario évolutif d'un dôme de sel ayant atteint le stade passif (Vendeville et Jackson, 1992a). Cette étude utilise la même méthodologie expérimentale que précédemment (Vendeville et Jackson, 1992a), à la différence près que l'extension est cette fois-ci induite par le glissement gravitaire du sel et de sa couverture le long d'une pente basale (Vendeville et Jackson, 1992b). A travers cette étude expérimentale se focalisant sur la subsidence des diapirs, Vendeville et Jackson (1992b) démontrent que lorsqu'un diapir perce (stade passif), si l'extension est maintenue, il va s'élargir, puis subsider à mesure que le stock de sel disponible s'amenuise. Ainsi, le relief positif du mur de sel va s'inverser et former un dépo-centre (Figure I.1-11). Le remplissage syntectonique de ces dépressions, synchrone avec la subsidence du diapir, va permettre le développement de failles normales. Ces structures s'enracinent à la surface du substrat mobile, formant ainsi un nouveau graben sommital (Figure I.1-11) dont le style est différent de ceux formés pendant le diapirisme réactif, en raison de l'absence de fracturation en marche d'escalier (Figure I.1 10 ; Vendeville et Jackson, 1992b).

Cette série d'expériences démontre ainsi que l'extension est un agent bien plus efficace pour la formation de tels grabens sommitaux que la dissolution du sel ou le bombement de la couverture (Vendeville et Jackson, 1992b). De plus, comme indiqué plus bas (voir section I.1.3.3.3) les modèles reproduisent également la formation de structures anticlinales en carapace de tortue. Vendeville et Jackson (1992b) attribuent leur génération à quatre mécanismes différents, bien que pour chacun, le principe demeure le même. Le cœur de l'anticlinal est considéré comme stable, tandis que ses flancs subsident le long des murs de sel adjacents. L'un reprend le mode de formation classique ne nécessitant pas d'extension (Trusheim, 1960), les autres mécanismes requérant une extension régionale (Vendeville et Jackson, 1992b).

Ge *et al.* (1995) analysent expérimentalement les conditions de réactivation et de subsidence de diapirs inactivés par une épaisse couverture sédimentaire, lorsque, après une période de quiescence, l'extension régionale reprend dans le bassin. Parmi les trois expériences, trois géométries de remontée salifère sont testées, la première simule la réactivation d'une longue ride de sel (Figure I.1-12 A), pour la seconde, la ride est moins longue et plongeante (dans les deux cas, les rides sont obliques par rapport à l'axe d'étirement); enfin la dernière consiste à réactiver deux remontées cylindriques de diamètres différents (*salt stock*; Figure I.1-12 B). Les expériences montrent que l'extension provoque un élargissement des murs de sel. Dans la couverture, des grabens



sommitaux (au toit des diapirs) se propagent des zones où la couverture est la moins épaisse vers les plus épaisses, et ce, selon la direction initiale de la ride de sel (Figure I.1 12 A ; Ge *et al.*, 1995). En raison de l'obliquité de l'axe d'étirement par rapport à la direction du mur de sel, les failles normales sommitales forment un réseau en échelon au dessus du diapir (Ge *et al.*, 1995).

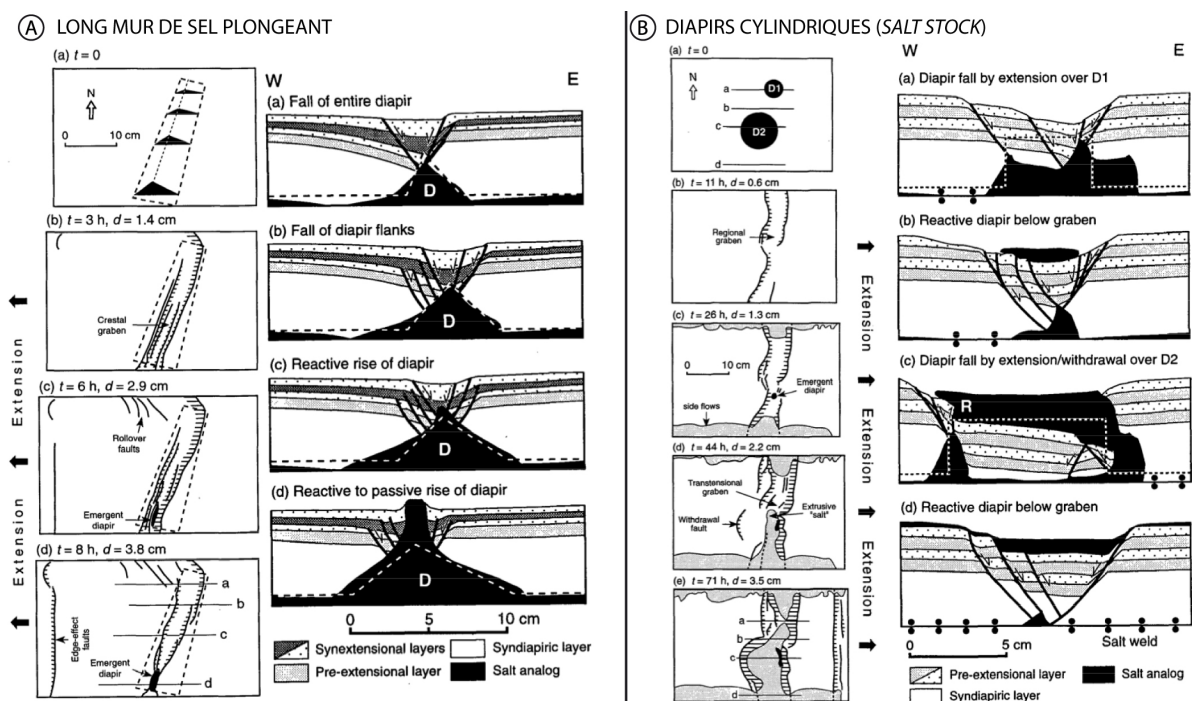


Figure I.1-12 : (A) Analyse structurale successive des vues de dessus du modèle de réactivation d'un mur de sel plongeant; à droite quatre coupes réalisées à la fin de l'expérience (localisations sur la dernière analyse structurale). (B) Analyse structurale successive des vues de dessus du modèle de réactivation diapirs cylindriques; à droite quatre coupes réalisées à la fin de l'expérience (localisations sur la dernière analyse structurale) (Ge *et al.*, 1995)

Par ailleurs, il apparaît que si la couche de sel basale est épaisse et le taux d'extension suffisamment lent, la montée du sel se trouve réactivée par diapirisme réactif puis éventuellement passif. *A contrario*, si le stock basal de sel est insuffisant pour nourrir le diapir ou l'extension trop rapide pour laisser le temps au sel de remonter, le mur de sel subside.

Les expériences réactivant les diapirs cylindriques (*salt stock*) (Figure I.1-12 B) montrent que la géométrie du corps salifère est modifiée de façon plus manifeste que les murs de sel (Ge *et al.*, 1995). Les grabens sommitaux se forment d'abord au toit des diapirs, pour ensuite se propager au-delà des structures salifères (Figure I.1-12 B). La silicone peut éventuellement percer le toit des diapirs les moins épais et s'épandre à la surface des blocs affaissés, pour former des nappes de sel (Figure I.1 12 A ; Ge *et al.*, 1995). D'après Ge *et al.* (1995), ces modèles montrent une bonne analogie avec la région

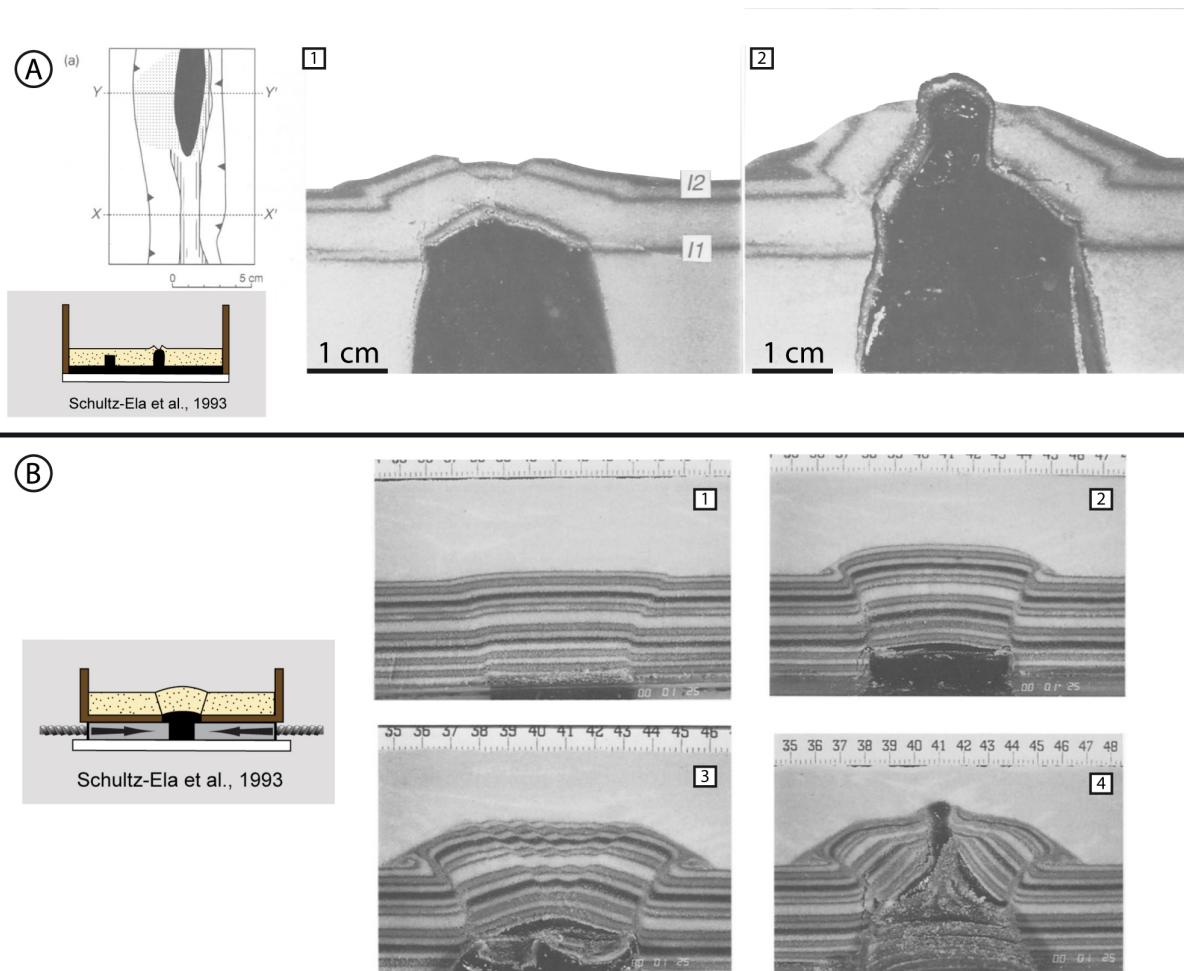
du Paradox Basin (Utah et Colorado), où d'anciennes structures salifères sont affectées par une extension régionale tardive.

Vendeville et Jackson (1992a) ont décrit l'évolution d'un diapir déclenché par l'extension. Trois stades ont été identifiés :

- Un stade réactif, pour lequel l'extension est accommodé par l'amincissement tectonique de la couverture accompagné par la mise en place de remontée salifère sous les grabens ainsi formés.
- Un stade actif, se produisant au moment où le toit du diapir est suffisamment mince pour être percé par soulèvement et épaulement de ces bordures (percement forcé).
- Un stade passif, pendant lequel le diapir croît en concurrence avec l'aggradation de sédiments plus récents à son pourtour (*downbuilding*).

Le stade actif a fait l'objet d'une étude expérimentale et numérique illustrant les modalités et le style structural résultant de cette mise en place forcée d'un matériel visqueux à travers une couverture cassante bien plus résistante (Schultz-Ela *et al.*, 1993). Deux types d'expériences ont été conçus. La première série (Figure I.1-13 A), dont la procédure expérimentale a été décrite plus haut, consiste à simuler les conditions d'initiation du diapirisme actif en construisant des diapirs de hauteurs variées scellés par 0,5 à 1 cm de sable ; et à observer la capacité de ces structures salifères à percer leur couverture en fonction de leurs dimensions, de l'épaisseur de la couverture les recouvrant et du contraste de densité entre sel et couverture (Schultz-Ela *et al.*, 1993). Les résultats montrent que les principaux paramètres contrôlant la capacité d'un diapir à percer activement la couverture sont : (1) la hauteur et la largeur relatives du diapir par rapport à l'épaisseur de la couverture, ainsi que (2) le pendage des failles limitant le bloc supérieur soulevé. Il apparaît qu'un diapir rectangulaire relativement large et grand peut percer spontanément, mais qu'une augmentation de l'épaisseur de son toit suffit à supprimer sa capacité à percer la couverture (Schultz-Ela *et al.*, 1993).

Moins le sel est dense, moins l'épaisseur critique pour déclencher le percement est importante. Cependant, même pour des contrastes de densité plus élevés qu'ils ne le sont dans la nature, les épaisseurs critiques sont grandes. Pour percer activement, la ride de silicone doit être au moins deux fois plus haute que son toit.

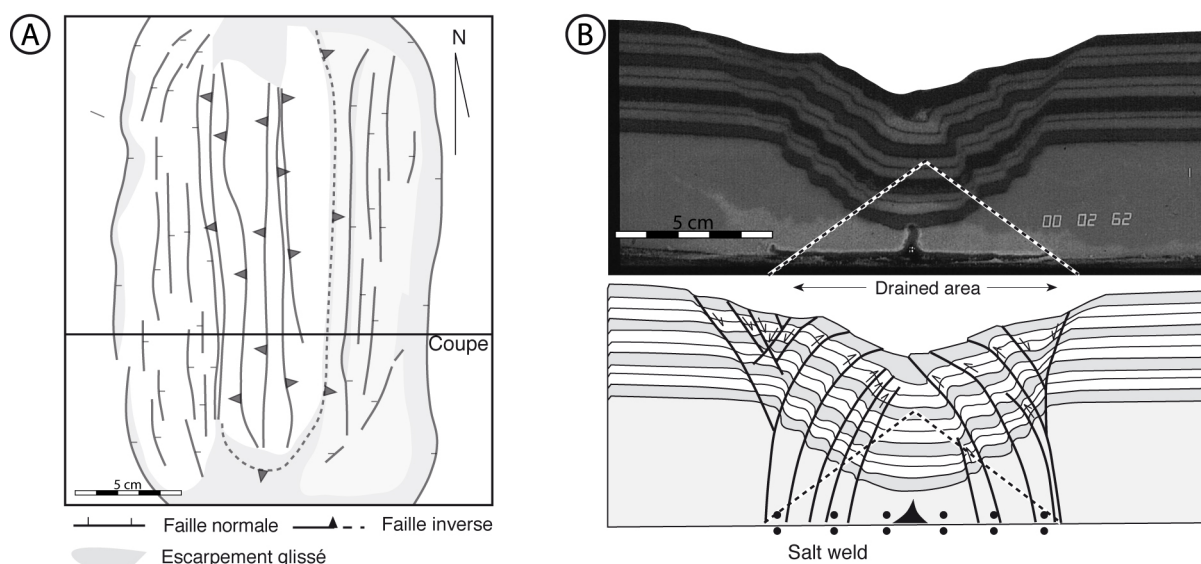


**Figure I.1-13 (A) Analyse structurale de la surface et coupes du modèle d'initiation du diapirisme actif. La maturité structurale varie de la bordure sud vers la bordure nord du modèle. La coupe de gauche représente un stade précoce de percement, celle de droite un stade plus mature. La surface L1 était initialement à la même hauteur que la ride de sel, la surface L2 correspond à la surface supérieure du modèle. (B) Coupe de modèles de diapir actif à meilleure résolution. Les quatre coupes illustrent l'évolution de la maturité structurale (Schultz-Ela *et al.*, 1993).**

Le second type d'expériences développées par Schultz-Ela *et al.* (1993) permet de reproduire, avec une bonne résolution, les déformations du toit d'un diapir pénétrant sa couverture en force. Les structures typiques occasionnées par le diapirisme actif sont : un graben sommital flanqué sur ses bordures de panneaux peu déformés inclinés vers l'extérieur du diapir (Figure I.1-13 A1 et B4). Des failles inverses incurvées peuvent séparer les flancs redressés de la couverture environnante (Figure I.1-13 B). Les failles normales du graben sommital se propagent de haut en bas, avec l'accroissement du ploiement du toit, l'apparition de nouvelles failles se fait de façon centripète (Schultz-Ela *et al.*, 1993). Enfin, lorsque le toit est peu épais et large, de multiples grabens séparant un toit relativement plat se forment. Quand le diapir perce, sa forme varie d'une crête en pointe jusqu'à une forme plus

arrondie à mesure que les flancs non déformés tournent vers les zones externes du diapir (Figure I.1-13 B3 et B4 ; Schultz-Ela *et al.*, 1993).

Les déformations de la couverture en réponse à la dissolution et au retrait du sel évoqué plus haut ont été simulées expérimentalement (Ge et Jackson, 1998). Comme l'avaient démontré Vendeville et Jackson (1992 a et b), les résultats confirment que l'extension est le principal mécanisme de formation des grabens sommitaux associés aux remontées diapiriques. En effet, dans le cas d'un retrait ou d'une dissolution du sel, la couverture accommode la subsidence du toit du sel dans un style différent des structures formées par extension, en raison notamment de la présence de failles inverses associées à des failles normales, respectivement dans les zones internes et externes de la dépression générée par le retrait du sel (Figure I.1-14). Ce genre de structures associant failles normales et failles inverses à son équivalent naturel. D'après Ge et Jackson (1998) la présence de failles inverses dans les zones internes d'un graben peut constituer la signature d'un retrait ou d'une dissolution du sel.



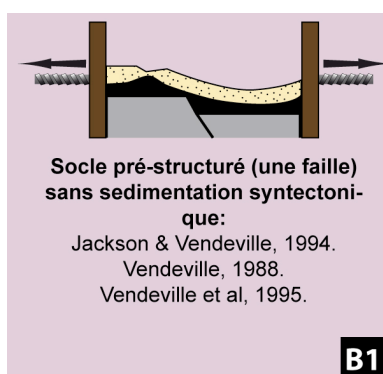
**Figure I.1-14 : (A) Analyse structurale de la surface du modèle de retrait salifère. (B) Photographie et interprétation d'une coupe du modèle déformé (localisation sur la carte (A)) ; les pointillés indiquent la forme initiale triangulaire du diapir avant sa subsidence (modifié d'après Ge et Jackson, 1998). Noter la différence de style structural entre les grabens sommitaux formés par extension (Figure I.1-10) et les structures formées par le retrait/dissolution du sel.**

### Conditions aux limites

Les modèles simulant la déformation du sel et de sa couverture en présence de mouvements actifs du socle (Vendeville, 1988 ; Nalpas et Brun, 1993 ; Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995 ; Higgins et Harris, 1997 ; Withjack et Callaway, 2000) peuvent être appliqués aux bassins salifères tel qu'en Mer du Nord ou dans le Golfe arabo-persique, où l'âge relatif du sel est pré-rift (Figure I.1-8 B).

Deux types de dispositifs ont été utilisés pour simuler ce type d'interactions. (1) Les modèles dont le socle est composé de deux blocs mobiles le long d'une unique faille normale pré-structurée, avec ou sans sédimentation syntectonique post-salifère (Figure I.1-8 B1 et B2 ; Vendeville, 1988 ; Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995 ; Withjack et Callaway, 2000). (2) Les modèles dont la base est construite avec un matériel déformable non rigide tel du sable (Figure I.1-8 B3 ; Nalpas et Brun, 1993 ; Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995) ou de l'argile (Figure I.1-8 B4 ; Higgins et Harris, 1997).

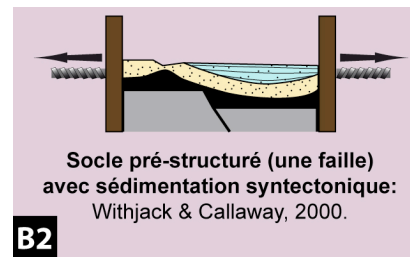
➤ Les premiers modèles simulant ce type de contexte salifère ont été proposés par Vendeville (1988). Ces expériences ont été construites dans une boîte rectangulaire (40 x 30 x 15 cm) dont le fond se compose de deux blocs séparés par une faille normale. Trois valeurs de pendage du plan de faille ont été testées dans cette étude (90, 60 et 45°). Le taux d'extension régional appliqué était de 5 cm.h<sup>-1</sup>. (Figure I.1-8 B1).



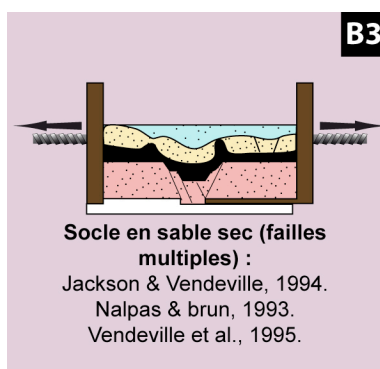
Le même genre de dispositif a été utilisé plus tard pour deux expériences (Figure I.1-8 B1 ; Vendeville *et al.*, 1995). La faille de socle montre des pendages de 45° dans le cas du premier modèle et de 60° dans le cas du second. Outre cette variation de l'inclinaison du plan de faille dans le socle, d'autres paramètres, tels que le taux d'extension et l'épaisseur du sel, ont été testés dans cette étude. Pour le premier modèle, 3,1 cm de sel ont été déposés puis recouverts de 4 cm de sable ; le taux d'extension appliqué était relativement lent, 0,05 cm.h<sup>-1</sup> pendant 67,9h (soit l'équivalent dans la nature de 0,26 à 2,6 cm.a<sup>-1</sup> pendant 130 ka à 1,3 Ma selon la viscosité naturelle du sel considérée). Pour le second modèle, l'épaisseur de sel était moins importante (0,6 cm recouvert par 4cm de sable) tandis que le taux d'extension est 30

fois plus rapide ( $1,5 \text{ cm.h}^{-1}$  pendant 1,1h, analogue dans la nature à un taux naturel irréaliste de  $15,7$  à  $157 \text{ cm.h}^{-1}$  ; Vendeville *et al.*, 1995).

➤ Les expériences de Vendeville (1988) et Vendeville *et al.* (1995), mais aussi celle publiée par Jackson et Vendeville (1994) modélisent uniquement les déformations d'une couverture pré-cinématique sans sédimentation syntectonique.



En revanche, toujours en utilisant un socle pré-structuré rigide (Figure I.1-8 B2), Withjack et Callaway (2000) simulent une sédimentation syntectonique. Leur étude propose une douzaine d'expériences construites dans un dispositif de 61 par 33 cm, dont la base métallique est caractérisée par la présence d'une faille normale préexistante ( $45^\circ$ ). Différents paramètres sont testés systématiquement autour d'une expérience standard dont le modèle est constitué d'une couche de 3 cm de sable sec recouvrant 1 cm de silicone. Le déplacement final le long de la faille de socle est de 1,41 cm, avec un taux de  $0,03 \text{ cm.h}^{-1}$  (Withjack et Callaway, 2000). Pour les expériences alternatives, les paramètres changés sont : l'épaisseur initiale de la couverture (de 1 à 3 cm), l'épaisseur de la silicone (de 0 à 2 cm), le déplacement le long de la faille de socle (de 1,41 à 5,66 cm), le taux de déplacement (de  $0,03$  à  $1,41 \text{ cm.h}^{-1}$ ) et enfin, la cohésion de la couverture (augmentée en utilisant de l'argile humide).



➤ Pour le second type de dispositif, la base du sel est construite en sable (Nalpas et Brun, 1993 ; Jackson et Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995) ou en argile (Higgins et Harris, 1997). Ainsi, les déformations du sel et de sa couverture se produisent non plus au-dessus d'une unique faille, mais à l'aplomb de multiples failles formant un ou plusieurs grabens (Nalpas et Brun, 1993 ; Jackson et

Vendeville, 1994 ; Vendeville *et al.*, 1995). Pour ce genre de modèle, une plaque horizontale fixée au(x) mur(s) mobile(s) est installée à la base du dispositif (Figure I.1-8 B3). Ainsi, cette configuration génère une discontinuité de vitesse entre la base mobile et la base fixe au niveau de laquelle les failles normales limitant le graben vont s'enraciner.

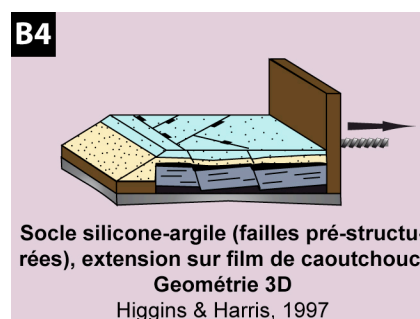
L'épaisseur de la couche de sable simulant le socle est déterminée en fonction de la largeur du graben désirée, environ 5cm d'épaisseur pour une largeur de graben de 7 cm (Nalpas et Brun, 1993).

Nalpas et Brun (1993) varient les épaisseurs relatives de la couche de silicone et de sa couverture pré-cinématique cassante ( 0,1 à 0,90 cm pour la couche mobile et 0,2 à 1 cm pour la couche cassante). Les taux d'extension appliqués aux sept modèles discutés sont de 0,1 à 1 cm.h<sup>-1</sup> voire 10 cm.h<sup>-1</sup> pendant 9 minutes à 24 heures (Nalpas et Brun, 1993). Au cours de la déformation, Nalpas et Brun (Nalpas et Brun, 1993) simulent à intervalles de temps réguliers (1 à 2 heures) une sédimentation syntectonique en ajoutant des couches successives de sable.

Vendeville *et al.* (1995) utilisent des conditions similaires pour simuler les déformations salifères dans un contexte régional extensif actif. Deux modèles sont présentés, le premier comporte un unique graben actif dans le socle, tandis que l'autre est caractérisé par la présence de deux grabens et d'un horst. En revanche l'article ne donne que peu d'information concernant la procédure expérimentale utilisée (épaisseurs, taux d'extension...etc.). Certains de ces modèles ont été publiés plus tôt dans l'article de Jackson et Vendeville (1994) pour illustrer l'effet de l'extension régionale comme déclencheur du diapirisme.

➤ Higgins et Harris (1997) ont une approche moins « conventionnelle ». Le modèle présenté n'est pas du type sable-silicone-sable (Figure I.1-8 B3), mais caoutchouc-silicone-argile-silicone-sable (Figure I.1-8 B4). Pour cette étude, une extrémité du film de caoutchouc est vissée à un tasseau de bois tandis que

l'autre extrémité est fixée à un mur mobile. Le socle du modèle est constitué d'une couche de silicone à forte viscosité (2cm d'épaisseur de Dow Corning 3179 SDC), recouverte par une plaque d'argile, le tout reposant sur le caoutchouc préalablement talqué. La couche d'argile est prédécoupée selon des plans de faille multidirectionnels (perpendiculaire et oblique par rapport à la direction d'extension avec un angle de 40°), puis séchée pour éviter que les blocs représentant le socle cristallin ne collent entre eux. Ces blocs crustaux sont rigides et ne montrent pas de déformations internes ; les escarpements dans le socle se forment par le jeu des plans de failles prédécoupés et enduits de vaseline pour faciliter le glissement (Higgins et Harris, 1997). Le socle est



ensuite recouvert par une couche silicone moins visqueuse que celle du socle (0,5 à 0,8 cm de Silbione Rhodorsil Gomme) afin de simuler un niveau évaporitique mobile. Puis, une couverture de 6 cm de sable est déposée pour simuler la couverture sédimentaire cassante. Une fois le modèle construit, un taux d'extension de  $7 \text{ cm.h}^{-1}$  est appliqué jusqu'à obtenir 28 % d'élongation (soit un équivalent naturel de  $3 \text{ cm.a}^{-1}$  ; Higgins et Harris, 1997)

Cette approche expérimentale tridimensionnelle vient compléter les études précédentes en se focalisant principalement sur la géométrie en carte des failles de la couverture et leur lien avec les escarpements formés dans le socle (Higgins et Harris, 1997).

### **Résultats**

Les premiers modèles couplant tectoniques crustale et salifère ont été publiés par Vendeville (1988) afin d'analyser les spécificités du champ de faille propagé dans la couverture lors de l'activité d'une faille de socle. En plus de modèles pour lesquels la couverture est uniquement cassante (sable), trois expériences impliquant une couverture ductile-fragile (silicone-sable) (Figure I.1-8 B1) ont été proposées pour reproduire les déformations du sel et de sa couverture à l'aplomb de faille crustale active (trois valeurs de pendage sont testées ; Figure I.1-15).



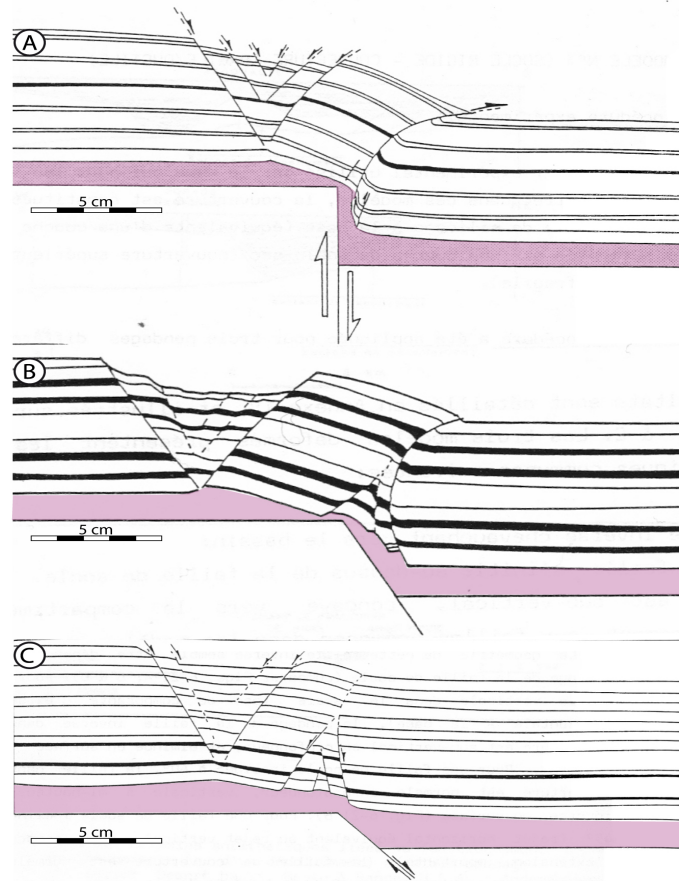


Figure I.1-15 : Coupes de trois modèles simulant les déformations du sel (couche de silicone rose) et de sa couverture (sable) par l'activité d'une faille normale dans le socle dont les valeurs de pentages sont respectivement de 90, 45, et 60° pour les coupes A,B et C (modifié d'après Vendeville, 1988).

Les modèles (Figure I.1-15 A, B et C) montrent trois structures majeures (Vendeville, 1988):

- Une faille inverse formée au-dessus de la faille crustale avec une vergence vers le compartiment abaissé ; le pendage de cette faille est fonction du pendage de la faille crustale (Figure I.1-15).
- Du côté du compartiment soulevé, un graben dont les failles bordières ne s'enracinent pas sur la faille de socle (découplage).
- Entre la faille inverse et le graben, un bloc basculé vers le compartiment inférieur.

L'emplacement des structures superficielles par rapport à la faille de socle (Figure I.1-15) suggère que dans un bassin salifère dont le socle est actif, le découplage entre socle et couverture rend difficile la localisation des structures crustales actives à partir de l'analyse des structures superficielles (Vendeville, 1988).

Withjack et Callaway (2000) ont utilisé le même type de dispositif (Figure I.1-8 B2) pour simuler dans la couverture d'une couche de sel au-dessus d'une faille de socle active, la formation de plis de drapage et de leur réseau de fracture associé. A la différence des expériences de Vendeville (1988), une sédimentation syntectonique est ajoutée pour ces expériences (Withjack et Callaway, 2000).

Cette étude propose de tester et d'analyser l'impact sur l'expression des déformations dans la couverture de différents paramètres tels que (Figure I.1-16) :

- les variations de l'épaisseur de la couche visqueuse,
- l'épaisseur de la couverture pré-cinématique du sel,
- la cohésion et la ductilité de la couverture cassante,
- l'amplitude, le taux du jeu de la faille de socle (Withjack et Callaway, 2000).

L'analyse des résultats expérimentaux se focalise sur (1) l'intensité du couplage entre socle et couverture, (2) la distribution des déformations superficielles, ainsi que (3) le style structural (prédominance du plissement ou de la fracturation). La Figure I.1-16 illustre de façon synthétique les résultats des douze expériences menées pour cette étude.

Il apparaît qu'une augmentation de l'épaisseur de la couche de sel et/ou de la résistance cohésive ou de la ductilité de la couverture sédimentaire favorise le découplage entre déformations profondes et superficielles (Figure I.1-16, bordure droite). A contrario, une augmentation de la viscosité du sel, de l'épaisseur de la couverture cassante ainsi que de la magnitude et du taux de déplacement imposé par la faille crustale renforce le couplage entre déformations superficielles et profondes (Figure I.1 16, bordure gauche ; Withjack et Callaway, 2000).

De plus, les expériences démontrent qu'un découplage accru facilite la formation d'un large pli de drapage et le développement d'une fracturation à la fois proche et éloignée de la faille de socle. D'après Withjack et Callaway (2000) les styles structuraux reproduits expérimentalement montrent des similarités avec ceux observés au niveau du Golfe de Suez, de la région offshore de Haltenbanken (Norvège) ou encore du bassin de Jeanne d'arc (Grand banks, offshore méridional du Canada).

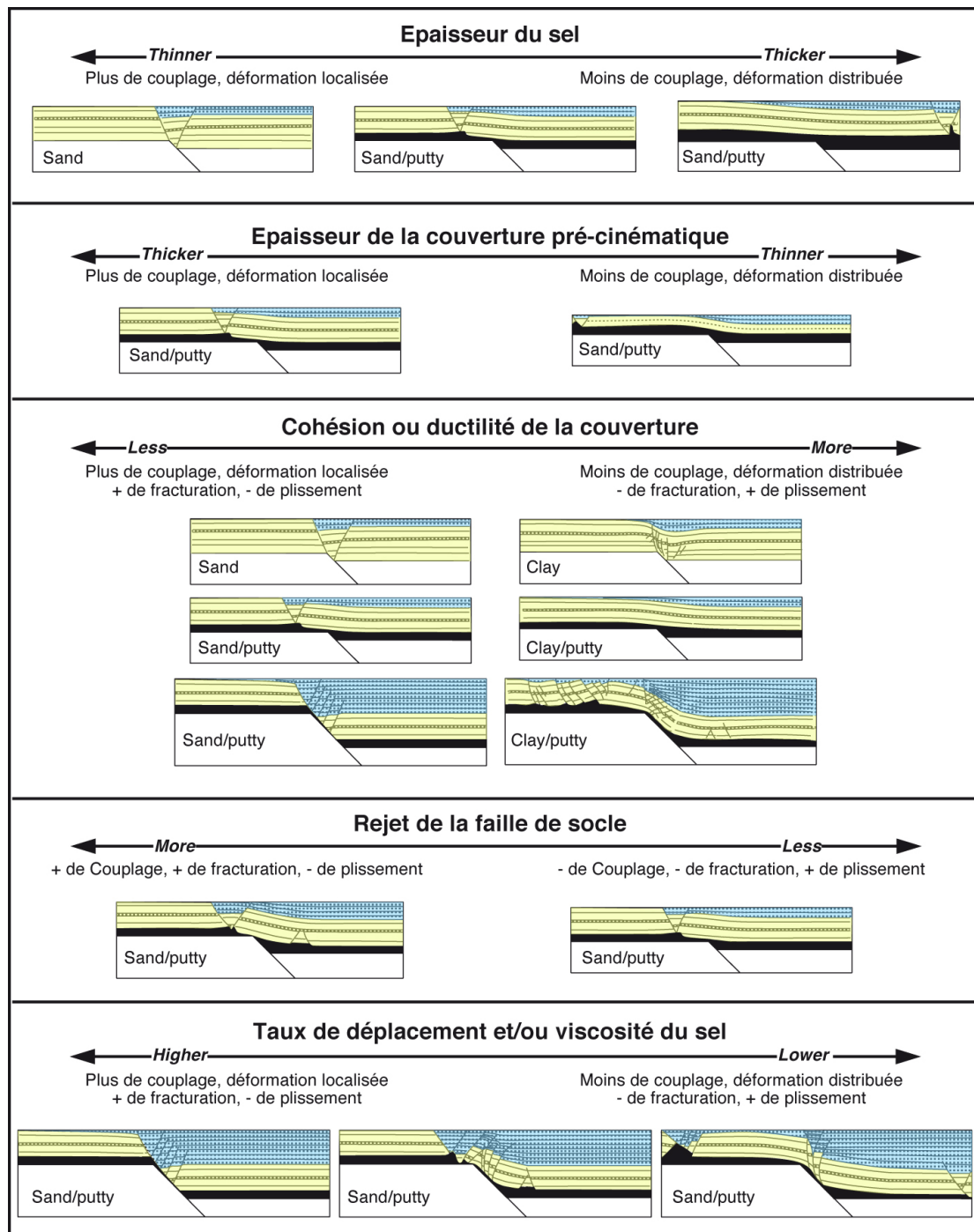


Figure I.1-16 : Planche récapitulative des résultats des expériences de Withjack et Callaway (2000), la silicone est en noir, la couverture sédimentaire pré-cinématique (sable ou argile) est en jaune, les sédiments syntectoniques sont représentés en bleu (modifié d'après Withjack et Callaway, 2000).

Jackson et Vendeville (1994) proposent deux modèles simulant les déformations d'une couverture sédimentaire incorporant un niveau de sel mobile au-dessus de failles de socle actives. Cette étude vise à démontrer que l'extension régionale est un déclencheur géologique efficace pour le diapirisme. Les deux expériences présentées ici, illustrent le mécanisme déclenchant la croissance d'un diapir dans un contexte où l'âge du bassin salifère est pré-rift et où la couverture est partiellement ou totalement découplée (Figure I.1-17 A et B, respectivement).

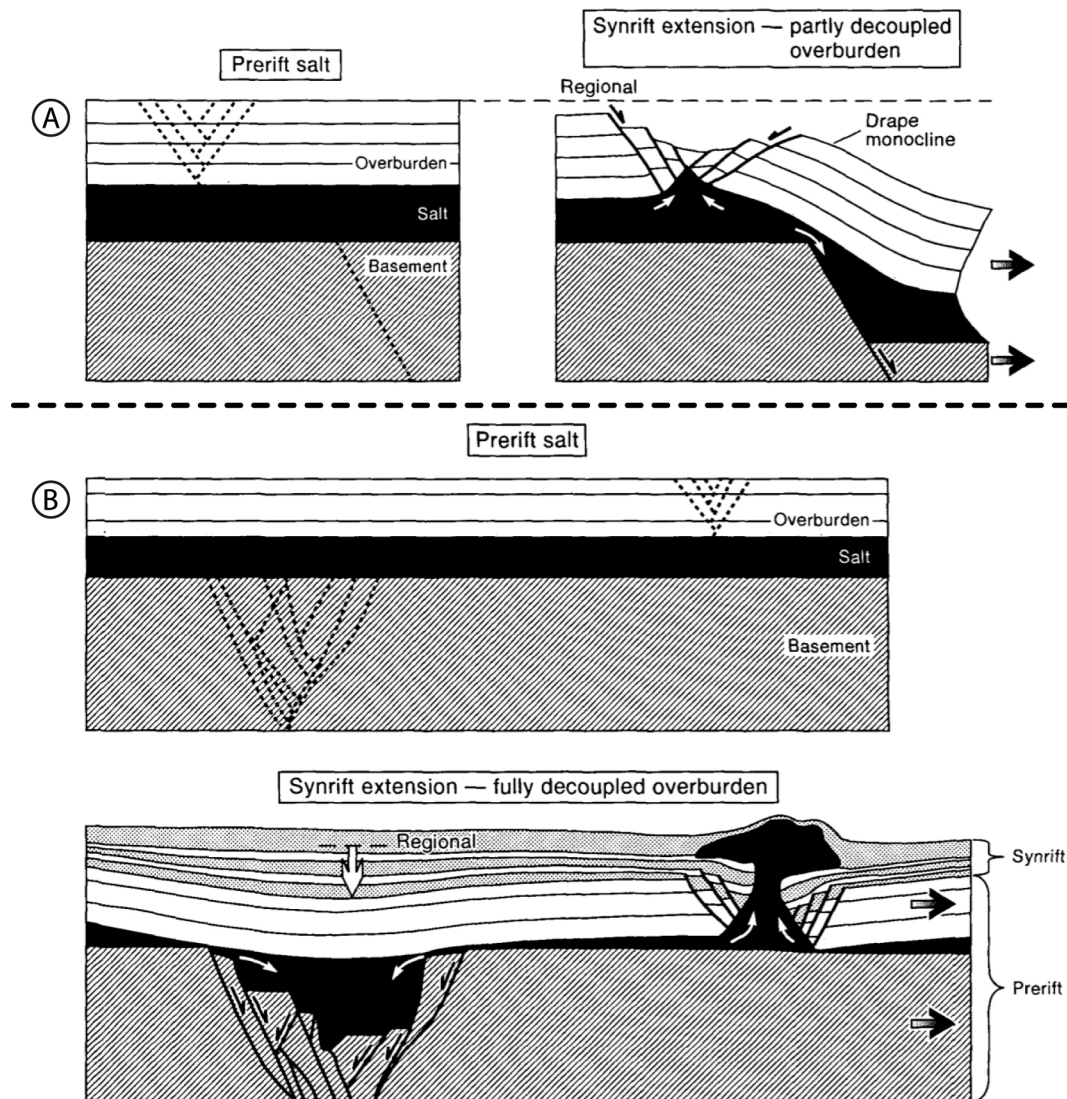


Figure I.1-17 : Coupes des expériences de Jackson et Vendeville (1994) modélisant le déclenchement du diapirisme en présence d'un socle tectoniquement actif. (A) La couverture est partiellement découplée du socle, le diapirisme se déclenche au niveau de la charnière du drapage monoclinale. (B) La couverture est complètement découplée, le diapirisme est déclenché par l'étirement régional de la couverture (modifié d'après Jackson et Vendeville, 1994).

Le premier dispositif reprend la méthodologie de Vendeville (1988) dont les résultats ont déjà été décrits plus haut (Figure I.1-15 B). Cependant, cet article apporte quelques éclaircissements sur le mécanisme déclencheur du diapirisme (Figure I.1-17 A). Dans cette expérience, le jeu de la faille normale du socle est accommodé dans la couverture par un pli de drapage monoclinale. L'extrados de ce pli se trouve alors étiré et l'extension régionale est alors localisée et concentrée au niveau du graben formé à la charnière monoclinale qui, par la suite, va voir se former un diapir réactif. Ainsi, la faille de socle conditionne indirectement le lieu de formation du diapir en provoquant la formation d'un pli de drapage dans la couverture (Figure I.1-17 A ; Jackson et Vendeville, 1994).

Dans la seconde expérience (Figure I.1-17 B), le socle de sable est déformable en de multiples failles. L'extension appliquée au modèle est accommodée par un unique graben dans le socle et par un second graben affectant la couverture complètement découplée du socle. Par la suite, le graben superficiel évolue en un diapir réactif puis passif de façon indépendante des structures du socle puisque son déclenchement est occasionné par l'extension régionale appliquée au modèle (Jackson et Vendeville, 1994). Dans cette expérience, le graben du socle agit comme un siphon pour le sel, ce qui en couverture se traduit par un drapage synclinal (Figure I.1-17 B ; Jackson et Vendeville, 1994). Ce modèle montre que même si le stock de sel est fortement aminci ou épuisé, une faille de socle peut avoir une influence négligeable sur l'initiation et la localisation du diapirisme (Jackson et Vendeville, 1994).

Nalpas et Brun (1993) ont également étudié expérimentalement le diapirisme et le fluage du sel induit par de l'extension à l'échelle crustale. Les modèles sont construits et déformés au-dessus d'un graben actif crustal (Figure I.1-8 B3). Ils distinguent :

- les diapirs asymétriques formés à proximité immédiate des failles de socle actives, ils obéissent au mécanisme décrit ci-dessus par Jackson et Vendeville (1994) (Figure I.1-17 A) ;
- des diapirs symétriques dit de plateforme, formés à bonne distance des structures crustales actives, liés à la dérive de la couverture cassante vers les zones d'extension intense (*i.e.* graben de socle)

La mise en place de marqueurs passifs dans la silicone permet de réaliser une analyse des directions de fluage du sel. Ainsi, il apparaît que l'écoulement du sel combine deux types de mouvements : un flux vers l'intérieur des diapirs et un flux horizontal convergeant vers le graben du socle (Nalpas et Brun, 1993).

### 1.1.3.3.3 Le glissement gravitaire

#### Conditions aux limites

La modélisation des processus de glissement gravitaire du sel et de sa couverture (Figure I.1-8 C) s'applique aux marges passives dont le socle pré-salifère se trouve basculé vers le bassin (*e.g.*, Angola, Golfe de Guinée, Brésil). Par conséquent, ce processus ne peut se déclencher que lorsque la marge subit une subsidence thermique post-salifère avec l'apparition d'une croûte océanique nouvellement formée. Les différents auteurs s'étant penchés sur la modélisation de ce type de processus ont utilisé des conditions aux limites variées en fonction de la zone de déformation considérée (extensive et/ou compressive ; Figure I.1-8 C).



➤ Ainsi, dans le but d'étudier le développement des structures extensives, Vendeville et Cobbold (1987), Vendeville et Jackson (1992b)

et Childs *et al.* (1993) utilisent une boîte dont la base est inclinée (Figure I.1-8 C1), dans laquelle est déposé un coin de silicone maintenu en aval par un butoir amovible. Le toit horizontal de la silicone est ensuite recouvert par une couche de sable pré-cinématique. Dans ce type de dispositif, le glissement gravitaire est déclenché en libérant le système en aval. En raison de la présence d'un bord libre, le glissement gravitaire le long de la pente basale s'accompagne d'un étalement gravitaire au niveau du bord libre. Au cours des expériences, une sédimentation syntectonique est simulée.

➤ Pour d'autres études expérimentales (Gaulhier *et al.*, 1993 ; Cobbold *et al.*, 1995 ; Mauduit *et al.*, 1997a ; Mauduit *et al.*, 1997b ; Mauduit et Brun, 1998 ; Maillard *et*



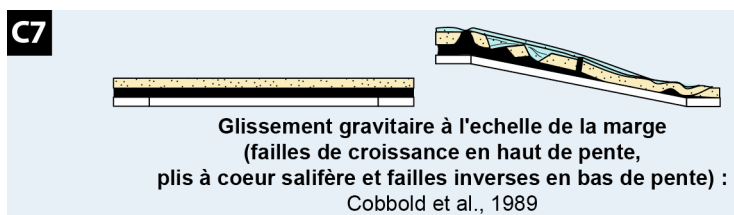
*al.*, 2003 ; Brun et Mauduit, 2008 ; Brun et Mauduit, 2009), les modèles sont construits à l'horizontal en déposant une couche uniforme de sel (*i.e.* silicone) couverte par une couche de sable pré-cinématique. Dans la plupart des cas, les modèles sont conduits au dessus d'une base horizontale plane (Figure I.1-8 C2).



Néanmoins, dans le cadre d'expériences modélisant l'influence de l'héritage structural sur le glissement (Gaullier *et al.*, 1993 ;

Maillard *et al.*, 2003), la base du modèle est structurée par la présence d'escarpement(s) ayant des directions variables par rapport au sens de glissement (Figure I.1-8 C3). Le glissement gravitaire à partir de telles conditions aux limites est déclenché en inclinant le modèle de 1 à 5° (Figure I.1-8 C2 et C3). Pendant la déformation, des couches synsédimentaires sont ajoutées à pas de temps régulier. Dans ces modèles, l'aval du dispositif est également constitué d'un bord libre, ce qui induit un étalement gravitaire au front de ce type d'expérience.

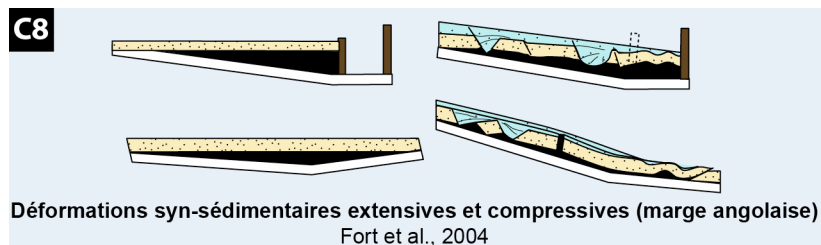
Outre ces nombreuses expériences s'intéressant au domaine extensif, quelques études se sont focalisées sur la formation des structures compressives en bas de pente (Figure I.1 8 C4, C5 et C6 : Cobbold *et al.*, 1995 ; Letouzey *et al.*, 1995 ; Brun et Fort, 2004) ou sur l'ensemble des structures extensives et compressives d'une marge salifère (Figure I.1 8 C7, C8 et C9 : Cobbold *et al.*, 1989 ; Cobbold et Szatmari, 1991 ; Fort *et al.*, 2004). La formation de structures compressives est liée à la présence en bas de pente d'un butoir s'opposant au glissement gravitaire.



➤ Le premier dispositif permettant de simuler la formation de structures compressives fut proposé par

Cobbold *et al.* (1989). Le modèle est construit en déposant une couche de silicone et sa couverture de sable pré-cinématique sur une base horizontale divisée en trois segments articulés (Figure I.1-8 C7). Le glissement gravitaire est déclenché en inclinant le segment médian progressivement jusqu'à 4° (les segments adjacents demeurant horizontaux). Pendant la déformation, des sédiments syntectoniques sont ajoutés régulièrement.

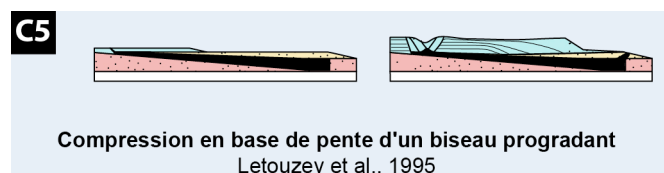
➤ Fort *et al.* (2004) proposent dans une étude de reproduire les caractéristiques structurales de l'ensemble



de la marge angolaise. Dans cette étude régionale, deux types de dispositifs sont utilisés. La base des deux modèles est composée de deux segments impliquant un adoucissement de la pente vers la région distale (Figure I.1-8 C8).

Dans le premier dispositif, le modèle est construit au-dessus de la base pré-basculée. Un coin de silicone et sa couverture pré-tectonique sont déposés à l'horizontale, la partie distale du dispositif étant retenue par un butoir rigide amovible. Ensuite, à l'instar des travaux décrits plus haut (Vendeville et Cobbold, 1987 ; Vendeville et Jackson, 1992b ; Childs *et al.*, 1993), le glissement est déclenché en libérant le système en aval. Au cours de l'expérience une progradation syntectonique est simulée. Les structures compressives se forment dès que le front de progradation atteint un butoir rigide disposé dans la région distale du dispositif (Figure I.1-8 C8).

Pour le second type de modèle (Fort *et al.*, 2004) une couche de sel (*i.e.* silicone) formant un double biseau salifère s'amincissant à ses deux extrémités (Figure I.1-8 C8), et surmontée d'une couche de sable pré-cinématique, sont déposées sur le fond du dispositif. L'ensemble est ensuite basculé afin de provoquer le glissement gravitaire. Comme pour le premier type de modèle, une progradation syntectonique est simulée pendant l'expérience. Pour ce type de conditions initiales, les structures compressives se forment au niveau de la région distale du bassin salifère, là où le sel s'amincit (Figure I.1-8 C8). Ce genre de dispositif a également été utilisé dans une étude spécialement dédiée aux structures compressives de la marge angolaise (Figure I.1 8 C4 ; Brun et Fort, 2004).

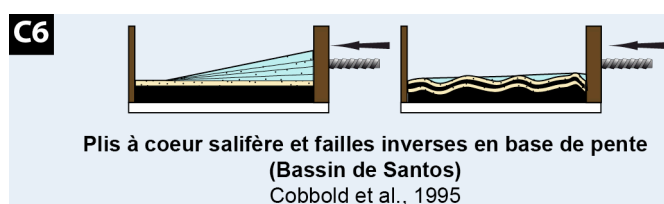


➤ Dans un article compilant quelques modèles analogiques simulant des contextes compressifs

variés (*e.g.*, chaîne plissée sur un niveau de sel, inversion de graben et glissement gravitaire), Letouzey *et al.* (1995) décrivent un modèle analogique pour lequel le raccourcissement est induit par le glissement gravitaire d'un biseau sédimentaire progradant. Afin de suivre l'évolution 4D du modèle de façon non destructive, ce modèle



est déformé sous scanner médical. En raison de la taille du dispositif limitée par la capacité du scanner, peu d'expériences de ce type ont été menées (Letouzey *et al.*, 1995). La base du modèle est composée d'une pente (4°) en aval de laquelle est placé un butoir passif de sable (Figure I.1-8 C5). Le bassin ainsi formé est rempli par un coin de silicone s'épaississant vers la région distale (*i.e.*, vers le butoir passif). Le bassin salifère est ensuite recouvert par une couche de sable pré-tectonique, suivi d'une première progradation déclenchant concomitamment un glissement et un étalement gravitaire du biseau sédimentaire. Au cours de l'expérience, plusieurs biseaux sédimentaires progradants sont ajoutés (Figure I.1-8 C5).

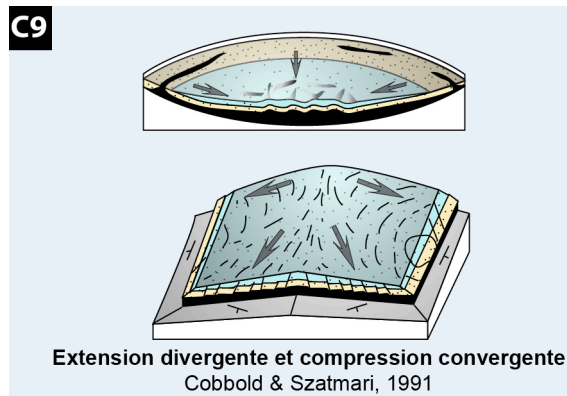


➤ En raison de la faible résolution des déformations liée à la taille des dispositifs expérimentaux précédemment utilisés (Cobbold *et*

*al.*, 1989), Cobbold *et al.* (1995) proposent deux types d'expériences permettant d'étudier avec une meilleure résolution les déformations compressives de bas de pente. A cause de la grande taille qu'impliquerait un modèle se déformant sous l'effet d'un glissement gravitaire le long d'une pente basale, les deux modèles sont raccourcis grâce à la contrainte appliquée par un mur mobile (Figure I.1-8 C6). Cobbold *et al.* (1995), détermine qu'une vitesse d'avancée du mur de 1cm/h est cohérente avec les contraintes qu'endureraient, en domaine compressif, la silicone et sa couverture dans un modèle de glissement gravitaire de taille plus importante. Les deux types de modèles présentés diffèrent de par leurs propriétés mécaniques et leur scénario sédimentaire.

Dans le premier type de modèle, les couches de sable déposées syntectoniquement sur la silicone s'amincissent vers la région distale (Figure I.1-8 C6 dispositif de gauche) afin de simuler le dépôt d'un biseau deltaïque. Concernant le second type d'expérience (Figure I.1-8 C6 dispositif de droite), une alternance de couches de silicone et de sable d'épaisseur uniforme est déposée sur une épaisse couche de silicone. Cette intercalation pré-cinématique de sable et de silicone simulant une séquence évaporitique est ensuite raccourcie, à intervalles réguliers, puis une sédimentation syntectonique est ajoutée en remplissant les synclinaux (Figure I.1-8 C6 dispositif de droite).

➤ Enfin, Cobbold et Szatmari (1991) publient deux types de modèles tridimensionnels étudiant les effets d'un glissement gravitaire radial (Figure I.1-8 C9) en complément des expériences précédentes de glissement gravitaire rectiligne. Ces modèles s'appliquent aux régions où la base du sel n'est pas en pente uniforme tournée vers l'océan, mais présente des directions convergentes ou divergentes.



Le premier type d'expérience discuté dans cette étude est construit dans une boîte en forme de « wok » de 60 cm de diamètre, dont les flancs convergent de 5° vers la partie centrale horizontale. Dans un premier temps, une couche de 4mm de silicone est collée le long des parois du dispositif. Avant qu'elle ne flue dans le fond de la boîte, la silicone est recouverte de plusieurs couches de sable. Afin de maintenir l'expérience dans des conditions symétriques, les sédiments syntectoniques sont saupoudrés le plus uniformément possible ; cependant, une épaisseur plus importante est déposée sur les flancs que dans le fond du dispositif. Le matériau analogue du sel et sa couverture glissent en convergeant vers le centre du « wok ».

La seconde expérience simule le glissement gravitaire divergent du sel et de sa couverture. Le modèle est ici construit au-dessus d'une surface basale pyramidale à quatre facettes inclinées à 5 ou 10° (Figure I.1-8 C9 en bas). Une couche de silicone d'1 cm d'épaisseur est déposée le long des pentes puis une sédimentation détritique syntectonique est simulée. La géométrie de la surface basale du modèle déclenche un glissement gravitaire divergent.

### **Résultats**

En plus de modèles analogiques reproduisant des structures extensives à l'échelle crustale (Vendeville *et al.*, 1987), Vendeville et Cobbold (1987) publient la première étude expérimentale correctement dimensionnée visant à simuler le glissement gravitaire sur un niveau de sel mobile et la formation de failles synsédimentaires en domaine deltaïque. La procédure expérimentale est à l'époque novatrice, puisqu'il s'agit de la première utilisation d'un modèle de type cassant ductile (sable-silicone) pour modéliser des déformations salifères. Ces expériences reproduisent une sédimentation post-salifère en ajoutant des couches de sable sec au-dessus d'une couche de silicone

(sel) dont la base est inclinée. Comme indiqué plus haut, le glissement gravitaire est déclenché en libérant le dispositif en aval. Les modèles reproduisent différents régimes de sédimentations syntectoniques (uniforme ou non uniforme, rapide ou lente ; Figure I.1-18).

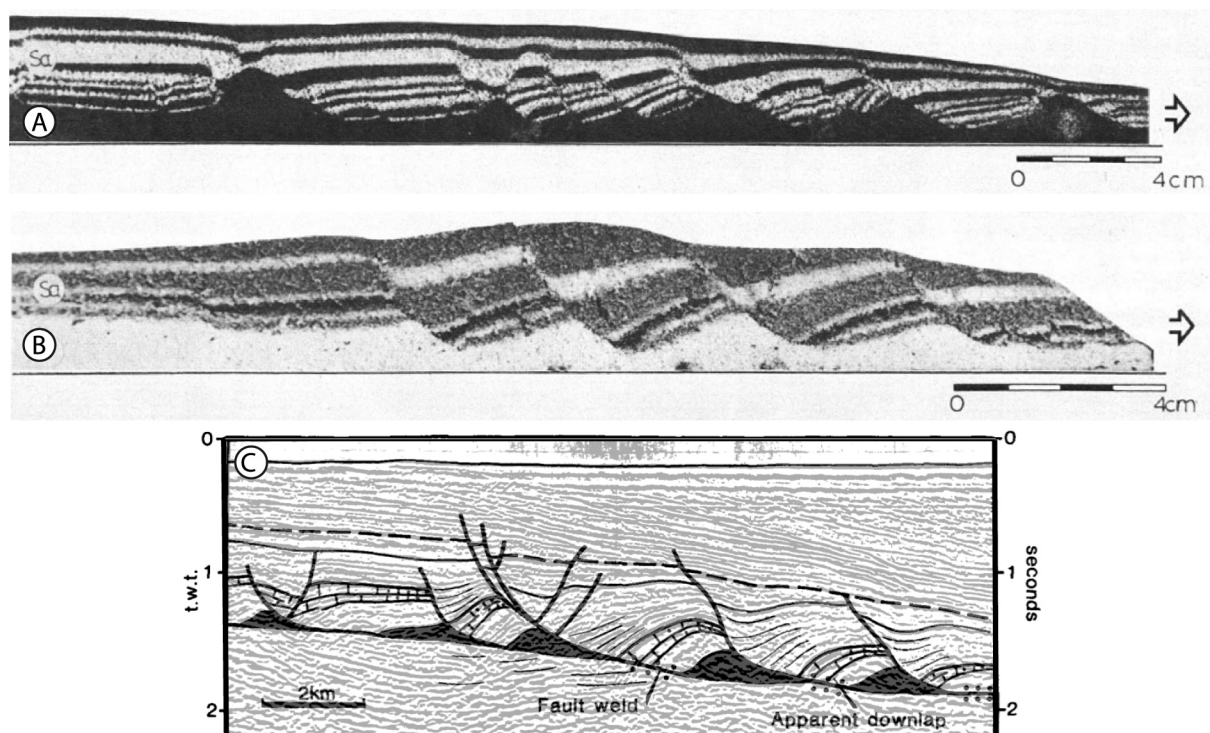


Figure I.1-18 : Comparaison entre les failles listriques reproduites expérimentalement (A) et (B) (Vendeville et Cobbold, 1987) et (C) leur équivalent naturel sur un profil sismique migré du bassin de Kwanza, Angola (modifié d'après Duval *et al.*, 1992). La sédimentation simulée est rapide et uniforme pour le modèle (A) et lente et non uniforme pour le modèle (B).

Dans un premier temps, les déformations induites par le glissement de la couverture sont symétriques, puis avec la maturation du modèle, les structures deviennent de plus en plus asymétriques, jusqu'à former de grandes failles listriques similaires à celles observées le long des marges passives salifères (Figure I.1-18). Ainsi il apparaît que le glissement gravitaire de la couverture sur le sel (*thin-skinned*) peut à lui seul expliquer la formation de ces failles de croissance synsédimentaires, écartant ainsi toute tectonique extensive à l'échelle crustale (*thick-skinned*) ou phénomènes de compaction différentielle dans la genèse de ces structures (Vendeville et Cobbold, 1987). En outre, ces expériences montrent également l'influence de la sédimentation syntectonique sur le style structural :

- Une sédimentation faible et uniforme va former des blocs (radeaux tectoniques) séparés par des grabens et leur ride de sel associée, pouvant potentiellement percer la couverture.

- Lorsqu'une sédimentation élevée et uniforme est simulée, les structures se caractérisent par une prédominance de blocs glissés et/ou basculés.
- Enfin, dans le cadre d'une sédimentation non uniforme (comblant essentiellement les dépressions), il est observé une prédominance de blocs basculés, bordés par des failles listriques, dont le pendage diminue considérablement en augmentant le taux de sédimentation.

Vendeville et Cobbold (1988) interprètent la géométrie fortement courbée de ces failles de croissance gravitaires comme le résultat de l'interaction entre une sédimentation rapide et le basculement des blocs induit par le glissement gravitaire. Ces travaux (Vendeville et Cobbold, 1987) constituent une étape majeure dans l'histoire de la modélisation analogique des processus de tectonique salifère, puisque les matériaux utilisés (sable-silicone) sont correctement dimensionnés et aujourd'hui encore largement utilisés pour simuler les déformations en contexte salifère (Weijermars *et al.*, 1993b).

Les modèles décrit ci-dessus (Vendeville et Cobbold, 1987) ne reproduisent toutefois que les déformations extensives (failles de croissance synsédimentaires) caractéristiques des domaines de haut de pente. Cobbold *et al.* (1989) ont proposé les premiers modèles de glissement gravitaire montrant un domaine amont extensif accommodé en bas de pente par des structures compressives (Figure I.1-19).

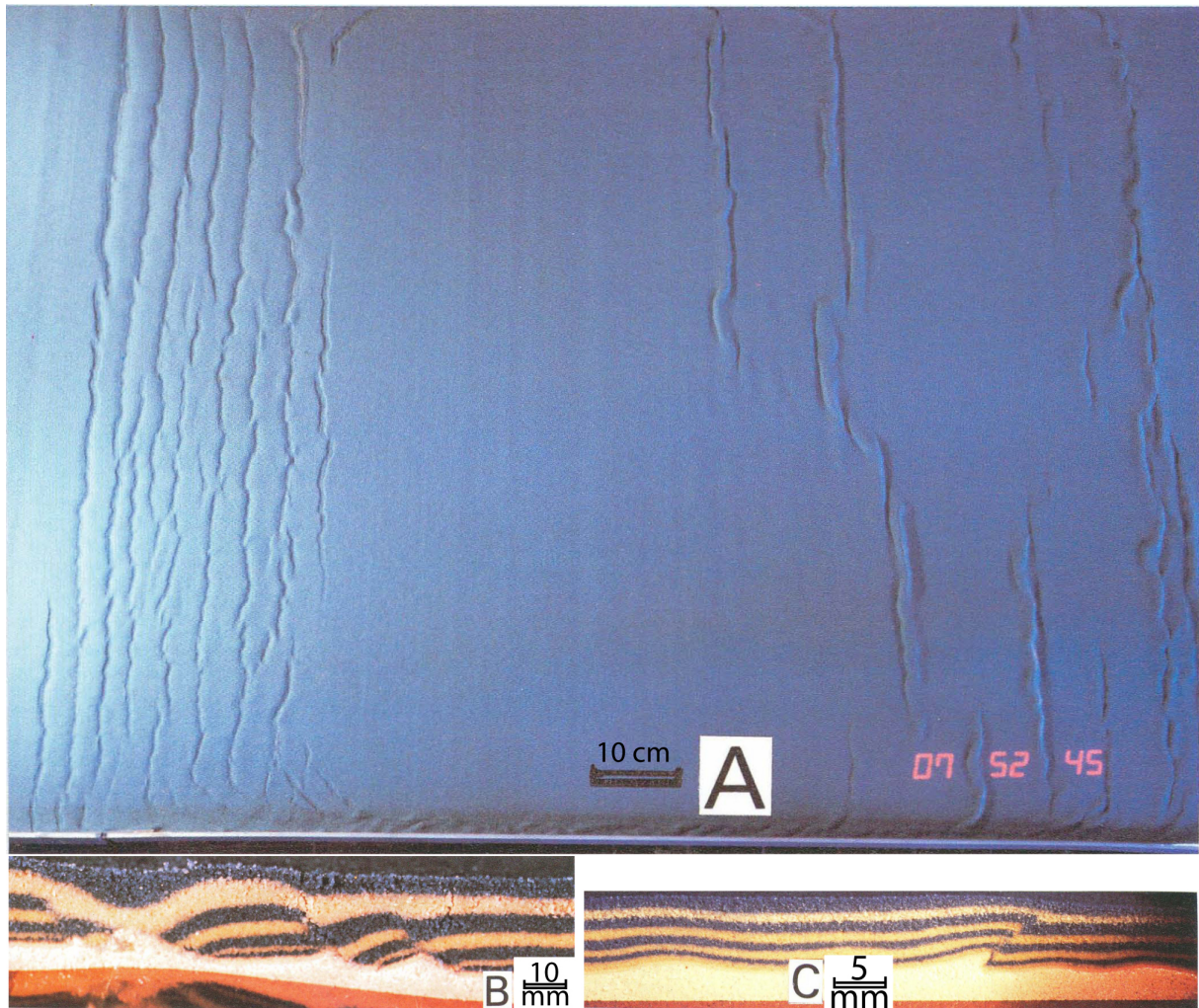


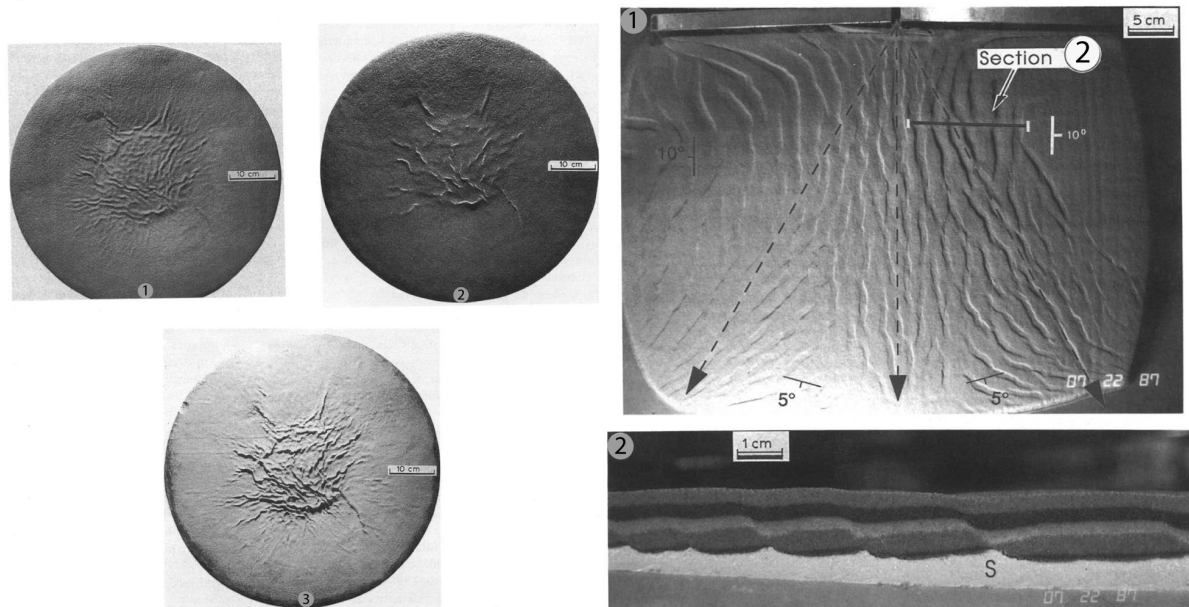
Figure I.1-19 : Expérience de glissement gravitaire sur pente inclinée vers la droite de Cobbold *et al.* (1989) (A) Vue oblique de la surface supérieure de la couverture montrant les escarpements de faille normale (en haut de pente) et un domaine plissé et faillé (en bas de pente). L'extension se développe à la charnière entre les surfaces basales horizontales et inclinée, le domaine central glisse vers la droite sans subir de déformations internes. (B) Coupe dans le domaine amont en extension. (C) Coupe à travers le domaine en compression (la couche basale blanche correspond à la silicone) (modifié d'après Cobbold *et al.*, 1989).

Cette étude démontre qu'une inclinaison minimale de  $1^\circ$  est suffisante pour déclencher le glissement gravitaire du sel et de sa couverture. Ce glissement induit deux domaines de déformations (Figure I.1-19) :

- Un domaine amont en extension caractérisé par des failles listriques limitant des demi-grabens. Ces failles sont associées à des rouleaux de sel (*salt rollers*) sous la partie haute de blocs basculés. De plus, il apparaît que la plupart de ces structures extensives sont localisées au niveau de la rupture de pente (Figure I.1-19 B).
- Un domaine aval en compression, caractérisé par des failles inverses (Figure I.1-19 C) et des plis dont les synclinaux forment des dépo-centres pouvant être par la suite inversés.

Les deux modèles précédents sont déformés dans des dispositifs dont la base est inclinée selon une unique direction, ce qui, dans les exemples naturels, n'est pas toujours le cas. Ainsi, Cobbold et Szatmari (1991) ont développé deux dispositifs tridimensionnels permettant de simuler un glissement gravitaire convergent (modèle construit dans un cône) ou divergent (modèle construit sur une surface basale pyramidale) (Figure I.1-8 C9).

**(A) EXPERIENCE DE GLISSEMENT CONVERGENT**      **(B) EXPERIENCE DE GLISSEMENT DIVERGENT**



**Figure I.1-20 : (A) Expérience de glissement convergent : Les deux photographies du haut montrent une vue de dessus des modèles à deux stades différents (la surface visible correspond au sable simulant la couverture). La photographie du bas montre le toit de la silicone après aspiration de la couverture sableuse. La base du modèle est inclinée de 5° vers un disque horizontal au centre du modèle. (B) Expérience de glissement divergent : La photographie du haut est une vue de dessus du modèle à la fin de l'expérience. La couverture montre une série de grabens organisés radialement à partir du point le plus élevé de la pyramide basale (les flèches marquent les arêtes des plans formant la pyramide dont les pendages sont indiqués par les signes de pendage). La photographie inférieure montre une coupe du modèle, la couche blanche à la base correspond à la silicone, les 6 couches la recouvrant étant composées de sable (localisation de la coupe sur la vue en plan) (Cobbold et Szatmari, 1991).**

Les modèles montrent qu'un glissement convergent forme dans la zone de bas de pente des structures complexes, caractérisées par une série de plis radiaux accommodant la compression multidirectionnelle (Figure I.1-20 A). Dans le cas d'un glissement divergent, le style structural est dominé par de nombreuses failles normales. Ces dernières accommodent le glissement divergent le long des différentes pente basale de la pyramide : ceci se traduit par une organisation radiale de ces structures extensives à partir du point le plus élevé du dispositif (*i.e.*, le sommet de la pyramide ; Figure I.1-20 B). Les bords du dispositif étant libres, aucune structure compressive n'accomode le glissement gravitaire en bas de pente.

Les expériences décrites ci-dessus montrent que le glissement gravitaire est responsable de la formation de deux domaines distincts. Il est accommodé en amont par une série de structures extensives (failles normales listriques, demi-graben, blocs basculé et rouleaux de sel), tandis qu'en bas de pente les déformations sont majoritairement compressives (failles inverses et plis de croissance à cœur salifère associés à des dépo-centres).

En raison de la faible épaisseur des modèles, les structures compressives ne disposent pas d'une résolution suffisante pour permettre une comparaison approfondie avec les exemples naturels, notamment du point de vue de leur interaction avec la sédimentation. C'est pourquoi Cobbold *et al.* (1995) ont proposé de modéliser spécifiquement les structures compressives synsédimentaires avec une résolution plus importante que précédemment (Figure I.1-8 C6). Comme décrit plus haut, deux modèles raccourcis par un piston sont proposés : dans ce cas, ce n'est pas le glissement gravitaire qui est directement modélisé, mais ses effets en bas de pente. Les modèles présentés ont leur propre scénario sédimentaire. La première expérience simule la déformation au front d'un biseau sédimentaire, alors que la seconde reproduit le raccourcissement d'une alternance de sable et de silicone simulant une séquence évaporitique.

Les expériences montrent des déformations comparables à celles observées en sismique réflexion au niveau de la marge brésilienne (Bassin de Santos et de Campos) (Cobbold *et al.*, 1995). On observe deux styles structuraux différents (Figure I.1-21) : les structures du modèle multistratifié (Figure I.1-21 B) sont majoritairement des plis coffrés ou concentriques dont la longueur d'onde est fonction de l'épaisseur de la couverture. Les premières structures formées dans le modèle dont la couverture est complètement cassante sont des plis de flambage. Cependant, ces derniers deviennent vite inactifs et sont relayés par la propagation de chevauchements (Figure I.1-21 A).

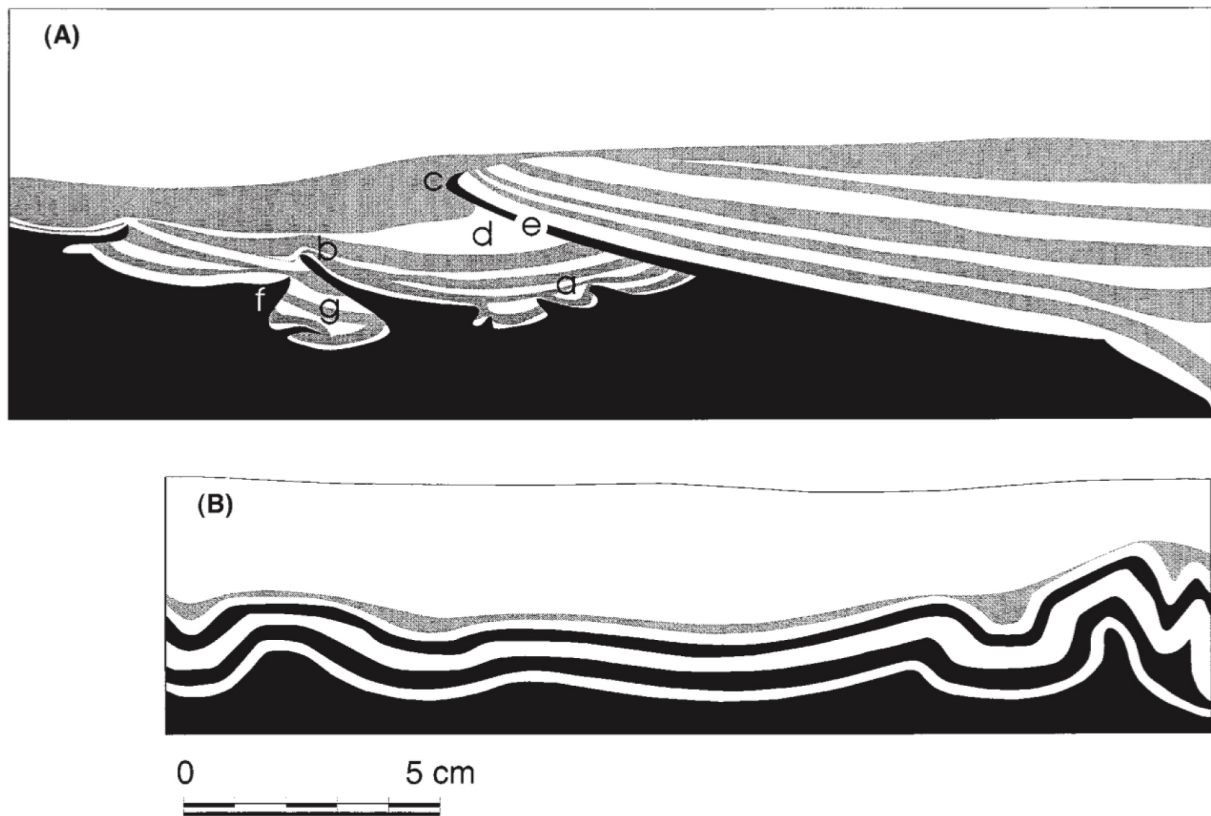


Figure I.1-21 : Coupes des deux modèles compressifs illustrant le contraste des styles structuraux en fonction du scénario sédimentaire (Cobbold *et al.*, 1995). (A) Expérience 1 (biseau sédimentaire) : Plis et chevauchements synsédimentaires formés après 50% de raccourcissement. La silicone correspond à couche basale noire, elle est recouverte par dix couches de sable (en blanc et gris) déposées par intermittence pour reproduire un biseau détritique synsédimentaire. (a : plissement précoce ; b et c : failles inverses ; d : épaissement au mur du chevauchement ; e : fine langue de sel au niveau des chevauchements à faible pendage ; f : dôme asymétrique au niveau du chevauchement à fort pendage ; b : dépocentre compressif). (B) Expérience 2 (séquence évaporitique) : plissement banc sur banc formé après 30% de raccourcissement. Le centre du modèle a subi peu de déformation. Le modèle est construit avec des alternances pré-cinématiques de sable (3 couches blanches) et de silicone (2 couches noires) déposées au-dessus d'une épaisse couche basale de silicone (couche noire à la base du modèle). Pendant le raccourcissement, des couches de sable syntectoniques (en gris) sont déposées à intervalle régulier

Dans le cadre d'un glissement gravitaire, Cobbold *et al.* (1995) interprètent les structures accommodant du raccourcissement comme un mélange des styles reproduits dans ces deux modèles (Figure I.1-21) *i.e.*, une combinaison de plis et de failles inverses de croissance dont le cœur est comblé par le sel. Les cœurs salifères de ces structures peuvent être interprétés de façon erronée comme des diapirs édifiés par *downbuilding* lors d'une aggradation sédimentaire, sans intervention de contraintes compressives (Cobbold *et al.*, 1995). Cependant, ces expériences permettent d'établir six critères pour distinguer l'origine compressive de structures salifères. L'un de ces critères repose sur le fait que les dépocentres (noté g sur la Figure I.1-21 A) sont caractérisés par une forme triangulaire et bordés par des dômes ou des langues de sel asymétriques et à vergence vers le bassin (Cobbold *et al.*, 1995).



D'autres expériences (Brun et Fort, 2004 ; Fort *et al.*, 2004) ont par la suite reproduit avec succès les structures extensives et compressives observées sur la marge angolaise grâce à des modèles de glissement gravitaire d'un biseau sédimentaire. Bien qu'étant réalisées à même échelle que les expériences de Cobbold *et al.* (1989), la résolution des structures compressives est très satisfaisante, et de nombreuses structures sont comparables à celles observées en pied de pente au niveau de la marge angolaise. Les modèles montrent deux phases de compression. (1) Une première zone compressive se forme à une certaine distance de la limite aval du bassin salifère, puis (2) cette zone se propage vers l'aval et vers l'amont du modèle (atteignant les structures extensives formées précédemment) (Brun et Fort, 2004).

La zone compressive initiale évolue en un domaine fortement déformé, caractérisé par des plis, des chevauchements et des diapirs pincés. Avec l'intense pincement, les synclinaux peuvent se détacher et couler dans la couche de sel, tandis que les anticlinaux évoluent en diapirs compressifs pincés (Brun et Fort, 2004). La seconde zone de compression accommode moins de déformations. Elle est caractérisée par des plis à double longueur d'onde de part et d'autre de la première zone de compression. Dans les zones en amont, les diapirs extensifs se trouvent pincés à l'approche des domaines compressifs (Brun et Fort, 2004).

Les modèles déformés sous scanner proposés par de Letouzey *et al.* (1995) s'intéressent au raccourcissement associé au glissement gravitaire d'un système progradant (Figure I.1-8 C5). Les résultats montrent un amincissement de la silicone basale en dessous du biseau sédimentaire, contrebalancé par son épaissement vers le bassin (Figure I.1-22). Letouzey *et al.* (1995), interprètent ces observations comme conséquences de l'étalement du lobe sédimentaire. Toutefois, le glissement gravitaire le long de la pente basale peut également contribuer à ce phénomène. De plus, à la limite du bassin salifère en bas de pente, on peut observer une flexure du sel et de sa couverture de sable accompagnée par une langue de silicone formée au-dessus d'un chevauchement affectant les couches de sable sous-jacentes (Figure I.1-22). Ainsi, ces expériences démontrent l'importance de la limite du bassin salifère dans la formation de ces structures compressives frontales. En effet, la présence de ce butoir accroît localement la friction basale de l'empilement sédimentaire, empêchant une translation de la couverture au-delà de cette limite (Letouzey *et al.*, 1995).

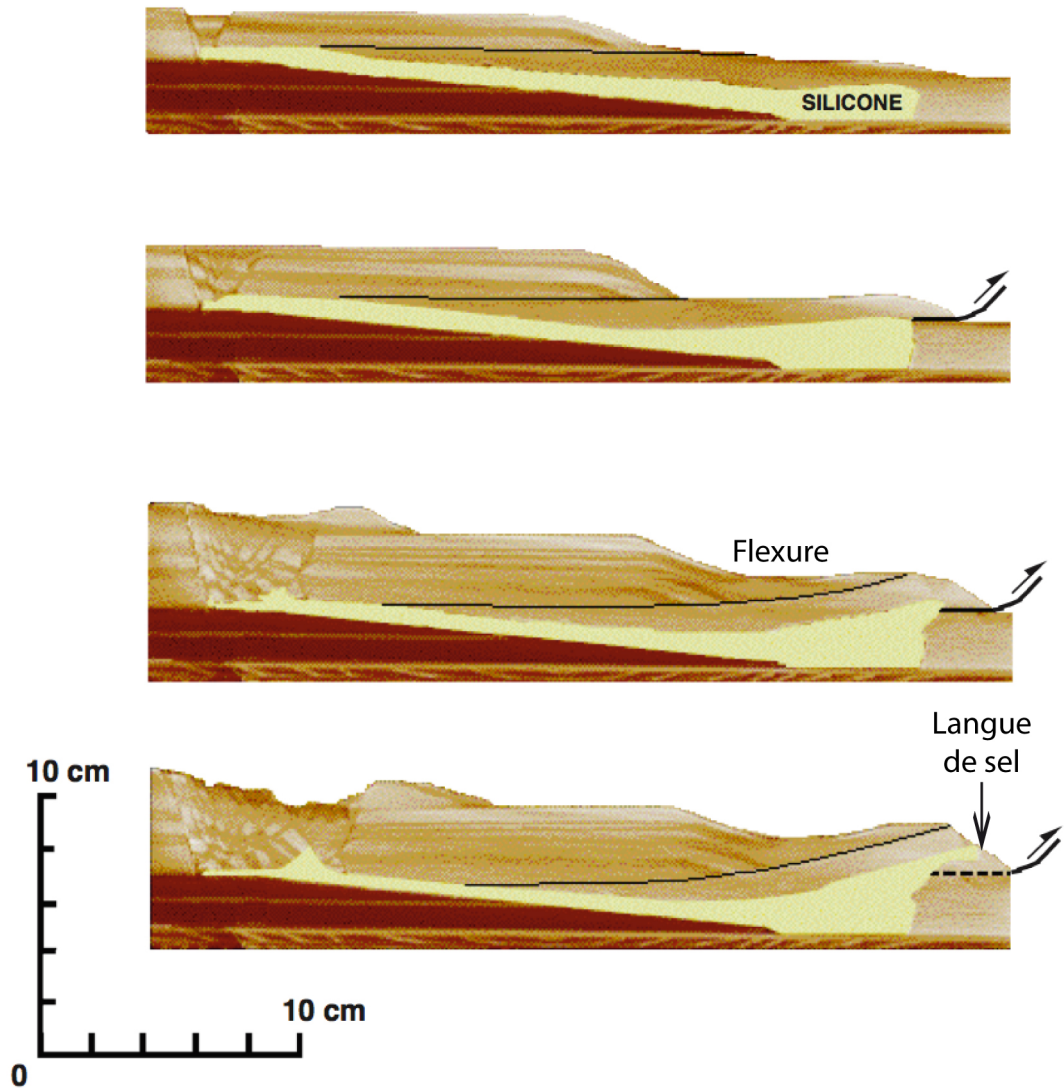


Figure I.1-22 : Coupes verticales (cliché obtenu au scanner tomographique) montrant l'évolution du modèle de glissement gravitaire d'un système progradant (modifié d'après Letouzey *et al.*, 1995).

La grande majorité des modèles publiés s'intéressent cependant plus spécifiquement aux structures extensives générées en amont du système. Dans une étude appuyée par deux articles fondateurs, Vendeville et Jackson (1992a, b) décrivent à partir de modèles analogiques, de raisonnement conceptuel et d'observations de profils sismiques, les étapes de croissance et de décroissance de diapirs pendant l'extension pelliculaire induite par la tectonique gravitaire (*thin-skinned extension*). Le premier article portant sur la croissance des diapirs (Vendeville et Jackson, 1992a) n'inclut pas de modèles reproduisant le glissement gravitaire, il sera décrit ci-dessous.

En revanche, Vendeville et Jackson (1992b) illustrent le mécanisme de décroissance des diapirs grâce à des modèles de glissement gravitaire (Figure I.1-8 C1). L'étude démontre comment la croissance d'un diapir séparant deux blocs de couverture peut être stoppée et s'inverser. En effet, à partir du moment où l'élargissement du diapir n'est

plus alimenté en sel, le diapir subside et amorce sa décroissance. Cette subsidence crée localement de l'espace d'accommodation, comblé par les sédiments plus récents. La structure résultante de ce phénomène est un graben qui indente la crête du diapir. Les failles normales s'enracinent au niveau de petites cornes salifères, ayant été bien souvent interprétées à tort comme des injections de sel le long des plans de failles (Figure I.1-23). Les expériences reproduisent également la formation d'anticlinaux en carapace de tortue et leur graben d'extrados (Figure I.1-23). Ces structures sont formées lorsque les radeaux de sédiments entre les murs de sel subsident et se déplient, dès lors qu'ils atteignent la base du sel. De plus, si l'extension se poursuit, il apparaît que les grabens formés à l'aplomb des diapirs en décroissance peuvent également subsider jusqu'à atteindre la base du sel, et ainsi former une structure mimant un anticlinal en carapace de tortue (*mock turtle anticline*) (Figure I.1-23).

Les structures décrites ci-dessus ont souvent été attribuées à une dissolution ou une intrusion en force du sel. L'étude de Vendeville et Jackson (1992b) montre que l'extension et la décroissance des diapirs peuvent à elles seules expliquer la genèse de ces structures, fournissant alors des critères de distinction sur l'origine extensive de ces déformations.

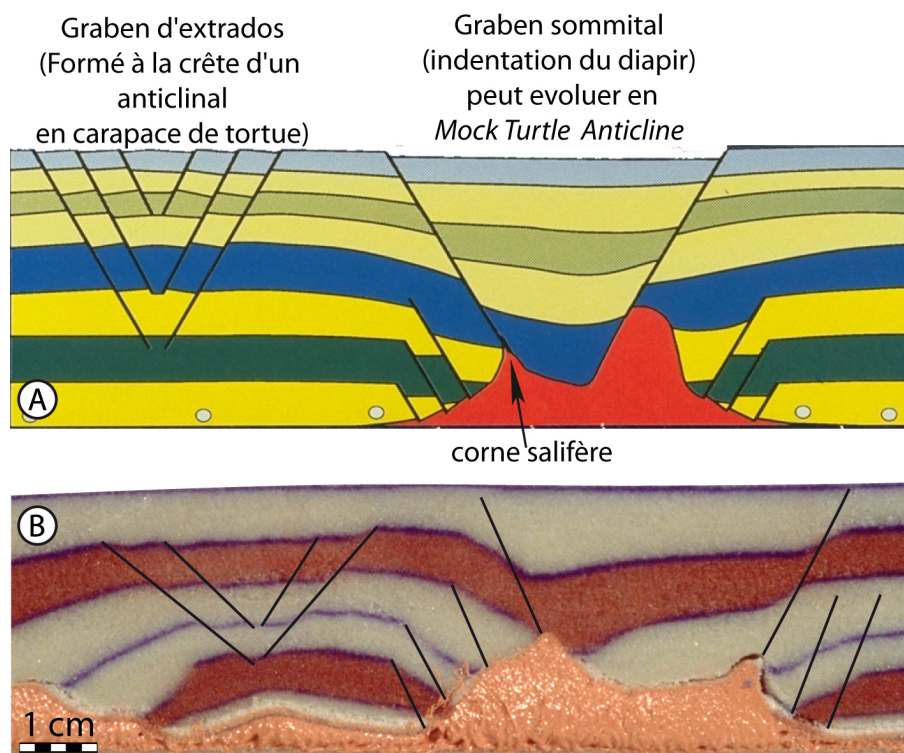


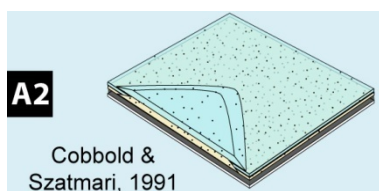
Figure I.1-23 : (A) Schéma récapitulatif des structures caractéristiques formées lors de la décroissance d'un diapir. La couche bleue symbolise le début du remplissage synsédimentaire. (B) Coupe d'un modèle ayant reproduit ces structures (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992b).

D'autres auteurs ont étudié les déformations extensives synsédimentaires induites par le glissement gravitaire du sel et de sa couverture. Les travaux de Childs *et al.* (1993) proposent une analyse détaillée de la cinématique des déplacements le long des failles de croissance, dans le but de connaître les paramètres contrôlant l'activité ou l'inactivité de telles structures. On peut également citer les études s'intéressant à l'initiation, la croissance et le déclin des failles de croissance (Mauduit et Brun, 1998); celles concernant la cinématique et les conditions de formation de failles de croissance régionales et contre-régionales (Brun et Mauduit, 2008); ainsi que celles analysant, grâce à l'utilisation de marqueurs passifs dans la silicone, la structuration interne et la cinématique de déformation des rouleaux de sel (*salt rollers*) (Brun et Mauduit, 2009). Enfin, deux études ont testé les effets sur le style structural d'une tectonique gravitaire en radeau de l'angle de la pente basale et du taux de sédimentation (Mauduit *et al.*, 1997b), ou encore la présence de topographie héritée sous le décollement de sel (Gauillier *et al.*, 1993).

#### I.1.3.3.4 L'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire

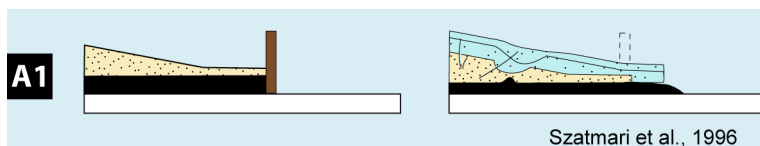
##### Conditions aux limites

Ce dernier processus pouvant structurer les marges salifères s'applique aux régions où les déformations gravitaires liées à la présence du sel sont encore intenses, bien que la subsidence tectonique puis thermique du socle ait cessé depuis longtemps. De plus, dans certains cas, comme dans le Golfe du Mexique, la flexure en réponse à la surcharge sédimentaire peut provoquer le basculement de la base des évaporites vers le continent, rendant le glissement gravitaire vers le bassin impossible. Par ailleurs, le bassin du Santos (Brésil) montre de grandes structures gravitaires, bien que la base du sel soit horizontale (Szatmari *et al.*, 1996). Dans les bassins méditerranéens, les mouvements du sel messinien (Miocène) demeurent intenses bien que ce dernier se soit déposé des dizaines de millions d'années après la fin de la subsidence thermique. Enfin, le point commun des marges susmentionnées réside dans la présence d'un biseau sédimentaire détritique s'amincissant vers le large et reposant sur le sel mobile (Vendeville, 2005).



Cobbold et Szatmari (1991), en plus des modèles de glissement gravitaire convergent et divergent décrits plus haut (section I.1.3.3.3 page 78), proposent une expérience tridimensionnelle de glissement divergent (*sic*) due à une épaisseur non uniforme des sédiments (Figure I.1-9 A2). Bien que les auteurs parlent de glissement divergent, il s'agit bien de modéliser l'effet du dépôt d'un biseau sédimentaire sur un substratum visqueux, et donc de simuler l'étalement gravitaire de l'édifice sédimentaire ;

Cette expérience est construite dans une boîte rectangulaire dont le fond est horizontal. Une couche de 1cm de silicone SGM36 est disposée sur le fond du dispositif, puis une fine couche uniforme de sable la recouvre. Ensuite, les déformations sont déclenchées en déposant contre l'une des parois du dispositif, un biseau sédimentaire de forme triangulaire. Six épisodes sédimentaires successifs (0, 12, 36, 60, 72 et 84 heures après le début de l'expérience) sont simulés en recouvrant de 5 mm de sable le biseau initial, tandis que le reste du modèle est recouvert d'une fine couche de sable (0,5 mm). Au final, l'édifice sédimentaire montre une épaisseur de 4 cm au niveau du biseau contre seulement 3 mm dans la zone adjacente (Cobbold et Szatmari, 1991).

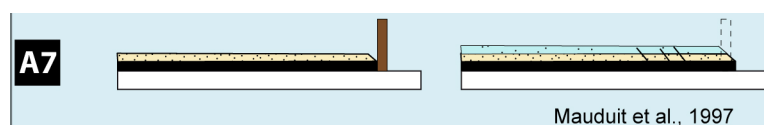


➤ Suite à l'échec d'une série de modèles analogiques (Rizzo et al., 1990 in :

Szatmari *et al.*, 1996), impliquant un héritage structural pour expliquer la présence d'une grande faille normale contre-régionale (300 km de long) dans le bassin de Santos (Brésil), Szatmari *et al.* (1996) ont développé un dispositif expérimental visant à simuler les effets d'une progradation sédimentaire au-dessus d'une couche de sel s'étalant sous l'effet de la gravité.

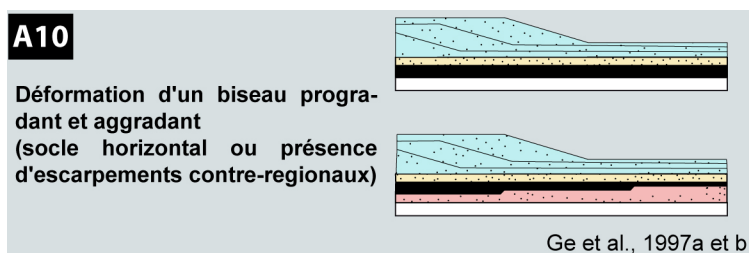
Le modèle est initialement construit en déposant dans une boîte de 50 cm par 15 cm, 1 cm de silicone (GS1R Rhône-Poulenc) recouvert par 0,5 cm de sable dans la moitié proximale (7,5 cm de large) et 0,2 cm dans la partie plus distale (7,5 cm de large) ; la pente entre les deux moitiés correspond au toit d'un biseau sédimentaire montrant une pente de 10 à 15° (Figure I.1-9 A1). Les déformations sont déclenchées en libérant le mur distal, ce qui a pour conséquence de déclencher l'étalement libre de la silicone (Figure I.1-9 A1). Par la suite, d'autres biseaux synsédimentaires sont ajoutés recouvrant les couches précédentes d'environ 0,5 cm dans la région proximale et 0,2 cm dans la région distale. Afin de reproduire une progradation, la pente limitant les deux domaines progresse vers le bassin (Figure I.1-9 A1). Au final, l'aggradation est de 3,5 cm dans la partie proximale et de 1,2 cm dans la partie distale, tandis que la progradation totale est de 9 cm (Szatmari *et al.*, 1996).

➤ Cette technique simulant l'étalement de la couche de sel par libération



d'un bord libre, a été reprise par Mauduit *et al.* (1997b) (Figure I.1-9 A7). Dans cette étude expérimentale mise en œuvre pour comprendre les effets de la pente basale et du taux de sédimentation sur la tectonique en radeau, certains des modèles présentés se déforment au-dessus d'une surface basale horizontale. Ces derniers sont construits dans une boîte de 43 par 100 cm, dans laquelle est déposée 1 cm de silicone (GS1R de Rhône-Poulenc) recouvert par une couche pré-cinématique de 1 à 2 cm de sable. Comme précédemment, les déformations sont déclenchées en libérant le modèle en aval. En revanche, contrairement à Szatmari *et al.* (1996), les couches pré-cinématiques et syntectoniques (ajoutées à un taux de 0,4 à 0,4 cm.h<sup>-1</sup> toutes les heures) sont déposées

uniformément sur tout le modèle, aucune géométrie de biseau sédimentaire n'est reproduite. Ceci a pour effet de localiser les déformations extensives à proximité immédiate du bord libre (Figure I.1-9 A7).



➤ Ge *et al.* (1997a) publie une étude expérimentale visant à décrire la cinématique ainsi que la dynamique de la tectonique

salifère déclenchée par la progradation de biseau sédimentaire. Les expériences de cet article ne montrent pas de structures compressives et peu de structures extensives ; en revanche, elles permettent d'illustrer l'importance de la progradation d'un biseau sédimentaire dans le déclenchement de la tectonique salifère, ainsi que dans la formation de nappes de sel allochtones.

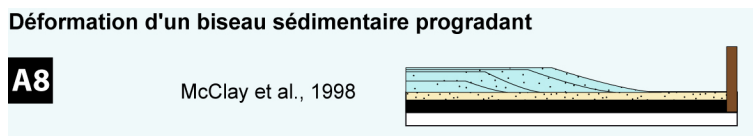
Un second article (Ge *et al.*, 1997b) basé sur les mêmes expériences proposent des analogies avec des bassins salifères où la progradation de biseaux sédimentaires clastiques semblent avoir fortement influencé les déformations (*i.e.*, Golfe du Mexique ; Bassin de Fundy, Nouvelle-Écosse ; graben Norvêgo-Danois ou Bassin Cantabrique, Espagne).

Les quatre modèles présentés sont construits dans une boîte de 80 par 40 cm. Pour la première expérience la base de la silicone est horizontale, tandis que pour les trois suivantes, le socle montre 2 rampes avec un pendage de 60° vers le « continent ». Ces rampes représentent des escarpements de failles inactives, elles sont placées à 25 et 50 cm du bord proximal du modèle et mesurent respectivement 1 cm de haut contre 0,5 cm pour la plus distale. La base du dispositif est remplie par 1,8 cm de silicone (PDMS RG20 et Silbione) pour la première expérience (base horizontale) et par un coin de silicone s'amincissant vers le domaine distal (de 2 à 0,5 cm). Ensuite, la couche de silicone est recouverte par une couche horizontale pré-cinématique de 0,3 à 0,6 cm de sable (Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b).

Les déformations sont ensuite déclenchées en déposant un premier biseau sédimentaire suivi d'autres biseaux syntectoniques. Ces corps sédimentaires montrent un front de dépôt linéaire, et sont soit progradants, soit progradants et aggradants ; ainsi ils présentent une géométrie cliniforme (5°), ou cliniforme (5°) avec une plateforme ou une surface de bypass proximale. Dans la région distale, des aggradations sont simulées

épisodiquement, en même temps que certaines progradations (Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b). La durée des expériences varie de 8 à 75 jours, les paramètres testés pour ces 4 expériences sont : (1) les taux de progradation (compris entre 0,5 et 5,3 cm/jour), (2) les taux d'aggradation (de 0 à 0,3 cm/jour). A la fin de chaque expérience, les fronts de progradation atteignent voire dépassent le second escarpement de la base du modèle.

➤ McClay *et al.* (1998) proposent de modéliser la progradation de biseaux sableux au-dessus d'une couche de polymère ductile (silicone SGM36) (Figure I.1-9 A8). Bien qu'une analogie est faite avec les déformations rencontrées au niveau de deltas progradants sur des argiles de pro-delta en surpression, la technique utilisée (modèle sable-silicone) est particulièrement bien adaptée pour modéliser l'étalement gravitaire d'un édifice sédimentaire dans un contexte salifère (Vendeville et Cobbold, 1987).



L'étude propose de simuler les déformations extensives et compressives accommodant l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire. Les modèles ont alors été construits dans une boîte de 100 par 60 cm dans laquelle une couche de 1 cm de silicone est recouverte de 0,4 à 1 cm d'une couche de sable pré-cinématique. Deux types d'expériences sont proposés, l'une où la charge sédimentaire progradante se fait en un seul épisode, la seconde où la charge différentielle du biseau est ajoutée en deux épisodes. Dans le premier cas, un biseau sédimentaire de 60 cm de large pour 3 cm d'épaisseur est déposé rapidement (en 1 heure) à l'extrémité du dispositif. Le modèle se déforme ensuite pendant plus de 18 heures ; pendant ce temps, les grabens accommodant l'extension en amont sont comblés par une sédimentation syntectonique. Pour l'expérience à deux phases de mise en charge sédimentaire, un premier biseau est déposé et se déforme pendant 8 heures, avant le second épisode progradant venant recouvrir les structures compressives formées au front du premier biseau.

Les progradations se font dans les deux cas rapidement, et d'après McClay *et al.* (1998), les taux d'aggradation simulés dans les modèles (2 à 5 cm.h<sup>-1</sup>) sont compatibles avec ceux rencontrés dans le Golfe du Mexique (2 à 5 km/Ma ; Lopez, 1990), en assumant que 1 cm dans le modèle correspond à 1 km dans la nature et que 1 h dans le modèle équivaut à 1 Ma (*e.g.*, Vendeville et Cobbold, 1987).

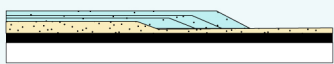


Plus récemment, Vendeville (2005) et Gaullier et Vendeville (2005) ont publié une étude combinant modèles analogiques et modèles conceptuels, afin d'expliquer le mécanisme, la cinématique et le style structural d'une tectonique salifère gouvernée par la progradation.

**Mécanique et cinématique de l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire progradant**

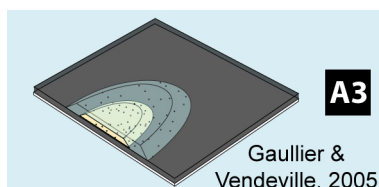
**A9**

Vendeville, 2005



➤ Dans le premier article, Vendeville (2005) (Figure I.1-9 A9) décrit et identifie le

mécanisme d'étalement gravitaire comme étant un moyen efficace d'obtenir des structures salifères spectaculaires, dans des contextes deltaïques où la tectonique salifère est vigoureuse malgré l'absence d'une pente basale permettant le glissement gravitaire du sel et de sa couverture vers la bassin. Le moteur de la déformation est ici l'instabilité gravitaire découlant de la pente bathymétrique construite par les apports sédimentaires détritiques. On peut distinguer 4 modèles différents : (1) une progradation progressive est simulée au-dessus d'une fine couche de silicone ; (2) la progradation se fait sur une couche de silicone plus épaisse ; (3) le modèle est également construit sur une épaisse couche de silicone mais qui, cette fois ci, s'amincit vers les domaines proximaux et distaux ; (4) la dernière expérience semble suivre la même approche utilisée par McClay *et al.* (1998), en simulant le dépôt, sur une fine couche de silicone, de deux biseaux sédimentaires en deux épisodes rapides.



**A3**

Gaullier & Vendeville, 2005

➤ Alors que la démonstration de Vendeville (2005) s'appuie sur des modèles en 2D (le front de dépôt étant rectiligne, les déformations sont unidirectionnelles) (Figure I.1-9 A9), la seconde partie de l'étude (Gaullier et

Vendeville, 2005) complète la première. En effet, elle illustre le mécanisme de déformation et le style structural obtenu grâce à l'étalement gravitaire radial d'un lobe sédimentaire progradant au-dessus d'une couche de sel (l'édifice étant semi-circulaire, les déformations sont multidirectionnelles) (Figure I.1-9 A3). La méthodologie utilisée rappelle l'un des premiers modèles de ce genre publié (Cobbold et Szatmari, 1991) (Figure I.1-9 A2). Trois expériences sont illustrées dans l'article. La première est construite pour montrer les caractéristiques structurales basiques liées à l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire ; la seconde décrit comment ce style structural change avec la maturation de l'édifice sédimentaire (étalement et dépôt des sédiments) ; la

dernière illustre le changement dans les directions de déplacement lors de la migration latérale du lobe sédimentaire.

Pour la première expérience, le modèle comprend une couche de silicone (EL Polymer NA, Wacker silicone) de 0,5 cm d'épaisseur recouvert par une fine couche de sable horizontale (0,5 cm), le tout couvrant l'ensemble de la base du modèle. La déformation du modèle est déclenchée en ajoutant un épais lobe de sable semi-circulaire (4 cm d'épaisseur) dont les bordures montrent une pente abrupte d'environ 30° (Gauillier et Vendeville, 2005). Pour cette expérience basique, aucune sédimentation syntectonique n'est simulée.

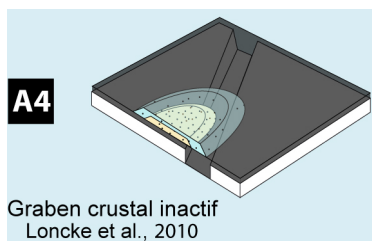
S'agissant de la seconde expérience, une épaisseur plus importante de silicone est déposée dans le fond du dispositif afin de permettre une plus grande mobilité du modèle. L'étalement gravitaire est déclenché en ajoutant un premier lobe semi-circulaire de sable. Par la suite, plusieurs progradations syntectoniques sont simulées, en recouvrant et dépassant légèrement la limite distale du lobe sableux précédent.

Le dernier modèle se déforme dans un premier temps au-dessus d'une couche de silicone de 2 cm d'épaisseur sur laquelle est déposé un lobe de sable de 25 cm de rayon. Après ce premier épisode d'étalement gravitaire, un second lobe syntectonique est déposé, son rayon est alors plus important (33 cm) et il recouvre en partie le premier lobe car son centre est décalé de 18 cm vers la gauche (migration latérale du dépo-centre du lobe).

➤ Les expériences publiées plus récemment proposent d'utiliser des modèles analogiques silicone-sable pour mieux contraindre les contributions respectives de la tectonique et de l'étalement gravitaire sur le schéma structural de l'éventail profond du Nil (Loncke *et al.*, 2010). Quatre expériences ont été réalisées par Loncke *et al.* (2010) afin de tester différents paramètres ayant potentiellement influencé l'expression de la tectonique salifère actuelle au niveau de l'éventail profond du Nil. Un de ces modèles a déjà proposé (Loncke *et al.*, 2006), pour illustrer l'impact de paléo-reliefs hérités sur la tectonique salifère.

Ces modèles incluent systématiquement une couche de silicone (EL Polymer NA, Wacker Silicones), sur laquelle est simulé le dépôt successif de lobes sableux. L'ampleur de ces lobes varie de 30 cm à 100 cm de large, ce qui d'après Loncke *et al.* (2010) n'est pas réduit à l'exacte échelle de l'ensemble de l'éventail du Nil (300 km de large). Il en est

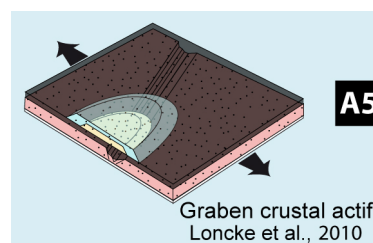
de même pour les épaisseurs utilisées ; ainsi, les lobes sédimentaires simulés sont proportionnellement plus petits que leur équivalent naturel, ce qui ne doit avoir que peu d'impact sur la similitude des déformations produites expérimentalement (Loncke *et al.*, 2010).



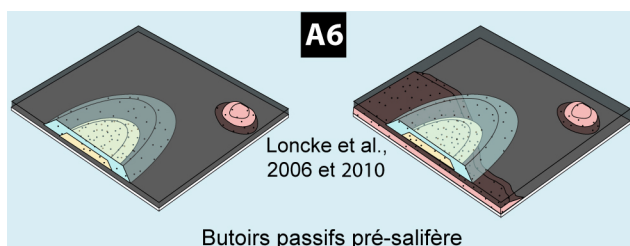
Le premier dispositif (Figure I.1-9 A4) a pour objectif de tester l'influence de la présence dans le socle d'un graben préexistant mais demeurant inactif une fois que le sel (*i.e.*, la silicone) puis les lobes sédimentaires sont déposés. Les dimensions du modèle sont de 150 cm de

large pour 100 cm de long. A la base du dispositif, repose une couche de 3 cm de sable humide dans laquelle un graben oblique (NW-SE) est modelé (3cm de profondeur pour 40 cm de large). Le socle est alors recouvert d'une couche de 2 cm de silicone (5 cm dans le graben). L'étalement gravitaire est ensuite déclenché en déposant plusieurs lobes successifs.

Le second modèle (Figure I.1-9 A5) propose de simuler l'impact d'un graben actif dans le socle pré-salifère. Le dispositif avant déformation mesure 69 cm de large pour 72 cm de long. A la base, une plaque reliée à un moteur permet de générer une discontinuité de vitesse



montrant un angle de 70° par rapport à la direction d'extension, conditionnant ainsi la formation d'un graben crustal actif à un emplacement et avec une orientation prédéfinie. Le socle est représenté par une couche de 10 cm de sable sec, recouverte par 2 cm de silicone. Les déformations commencent en activant le rifting crustal et en déposant le premier lobe sédimentaire simultanément. Le taux d'extension est dimensionné pour équivaloir à un taux naturel de 0,8 à 8 cm/an (ce taux dépendant de la viscosité du sel).



Le troisième dispositif (Figure I.1-9 A6, à gauche) a été développé pour tester l'influence de la présence d'un obstacle à l'étalement gravitaire (*i.e.* relief pré-salifère dépourvu de sel

équivalent au mont sous-marin Ératosthène dans la région du Nil). Le modèle est

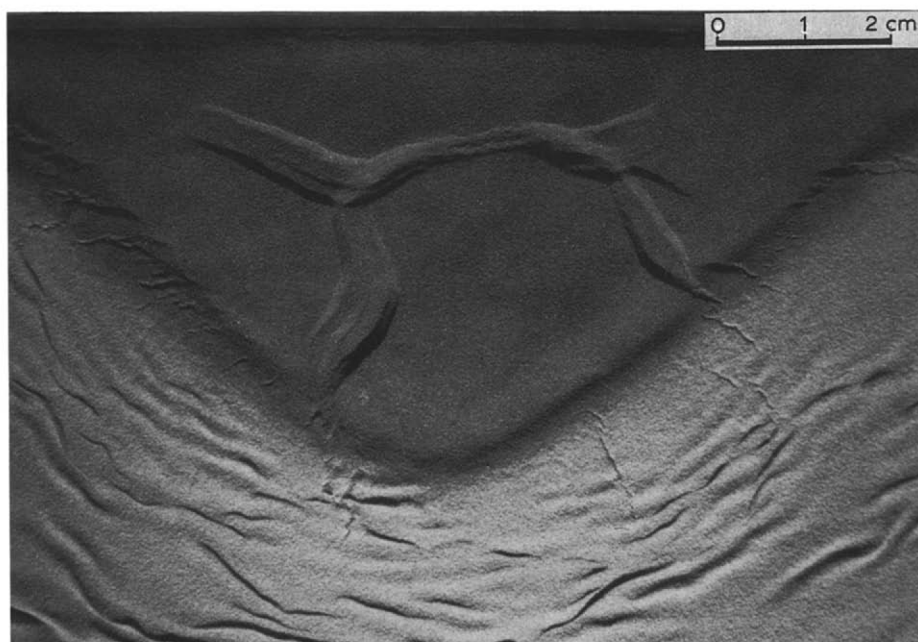
construit dans une boîte de 150 cm de large pour 68 cm de long dont la base est rigide et horizontale. Dans le coin supérieur droit, un monticule circulaire de sable simulant un mont sous-marin pré-salifère est apposé (29 cm de diamètre pour 9 cm de haut). Puis, 2 cm de silicone sont déposés sur le reste du dispositif. Comme pour les autres expériences, les déformations sont déclenchées en déposant des lobes semi-circulaires sur la silicone. Enfin, la dernière expérience (Figure I.1-9 A6, à droite) reprend les mêmes paramètres que précédemment, avec en plus, une limite du bassin salifère proximale plus proche de la géométrie observée au niveau de l'éventail du Nil (Loncke *et al.*, 2010).

### **Résultats**

Bien que certains expérimentateurs aient simulé le glissement gravitaire de biseau sédimentaire le long d'une pente basale (*e.g.*, Letouzey *et al.*, 1995 ; Mauduit *et al.*, 1997a ; Brun et Fort, 2004 ; Fort *et al.*, 2004), peu d'études expérimentales ont reproduit les déformations liées uniquement à l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire sur une couche de sel mobile dont la base est horizontale (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b ; McClay *et al.*, 1998 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2006 ; Loncke *et al.*, 2010). Parmi celles-ci, les travaux de Szatmari *et al.* (1996) reproduisent l'étalement gravitaire d'un biseau sédimentaire, cependant, la procédure expérimentale (cf. la description ci-dessus, Figure I.1-9 A1) consiste à construire le modèle au-dessus d'un substratum mobile (silicone) dont la partie aval est retenue par un mur amovible. La déformation du modèle est alors déclenchée en libérant le dispositif à une extrémité, et ainsi laisser un bord libre vers lequel la silicone va s'étaler. Par conséquent, les résultats observés ne sont pas le seul fait de l'étalement du biseau sédimentaire, ils illustrent certainement une grande part de déformations accommodant le seul étalement du sel.

La première expérience fut proposée par Cobbold et Szatmari (1991) en plus de deux expériences de glissement convergent et divergent. Cette troisième expérience, bien qu'intitulée « glissement divergent », propose de simuler le glissement (*sic*) induit par la pente de surface d'un édifice sédimentaire. Cette expérience est tridimensionnelle puisque l'édifice déposé sur la silicone, vue du dessus, montre un front de dépôt triangulaire (Figure I.1-24). Dans sa région la plus proximale, l'édifice a une épaisseur de 4 cm et s'affine jusqu'à 3 mm autour du biseau. Cette différence d'épaisseur provoque

l'étalement du dépôt triangulaire vers les cotés, sous l'effet de son propre poids. Ceci forme un réseau anastomosé de grabens dans l'édifice sédimentaire. Ces grabens séparent trois blocs frontaux d'un bloc arrière selon des directions divergentes (Figure I.1-24). Au front du biseau triangulaire, l'étalement produit un arc plissé dans les couches de sable plus fines (Cobbold et Szatmari, 1991). A partir de ce schéma structural (Figure I.1-24), Cobbold et Szatmari (1991) invoquent que les contraintes principales ( $\sigma_1$ ) dans la zone triangulaire ont en tout point, une direction verticale tandis que la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ) doit avoir des directions variables (Cobbold et Szatmari, 1991). En dehors de la zone triangulaire, la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) a une direction quasi radiale, à partir d'un point d'origine proche du centre de la bordure proximale du modèle. Cette répartition des contraintes serait alors responsable du glissement (*sic*) divergent radial (Cobbold et Szatmari, 1991).



**Figure I.1-24 : Vue de dessus finale de l'expérience d'étalement gravitaire de Cobbold et Szatmari (1991) montrant (en haut) le lobe triangulaire déformé par les grabens multidirectionnels, et l'arc plissé au front du lobe.**

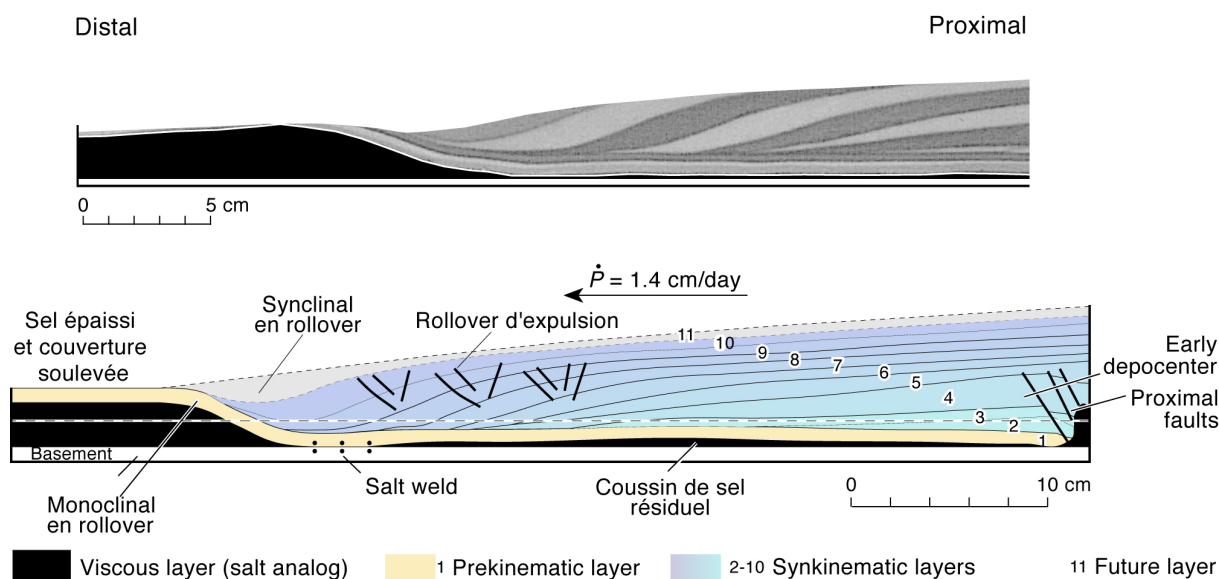
Ge *et al.* (1997a ; 1997b) soumettent une autre série d'expériences décrivant la cinématique et la dynamique d'une tectonique salifère gouvernée par progradation de sédiments clastiques au-dessus d'un niveau d'évaporites mobiles. Deux types de modèles démontrent l'importance de la surcharge différentielle imposée par le dépôt de biseaux sédimentaires successifs dans le déclenchement de la tectonique salifère mais encore pour la mise en place de nappes de sel allochtones.

Une des expériences de cette étude montre que la progradation d'un édifice

clastique au-dessus d'un bassin salifère dont la base est horizontale expulse le sel vers le bassin, les structures résultantes sont, de la région proximale à distale (Figure I.1-25):

- Un prisme sédimentaire initialement plat, distordu de façon sigmoïdale.
- Des coussins de sel résiduels et des *salt welds* (points de contact entre couverture et socle après expulsion latérale du sel).
- Un rollover dirigé vers le bassin et des grabens sommitaux
- Un synclinal en rollover
- Un monoclinal à cœur salifère juxtant un bourrelet de sel distal.

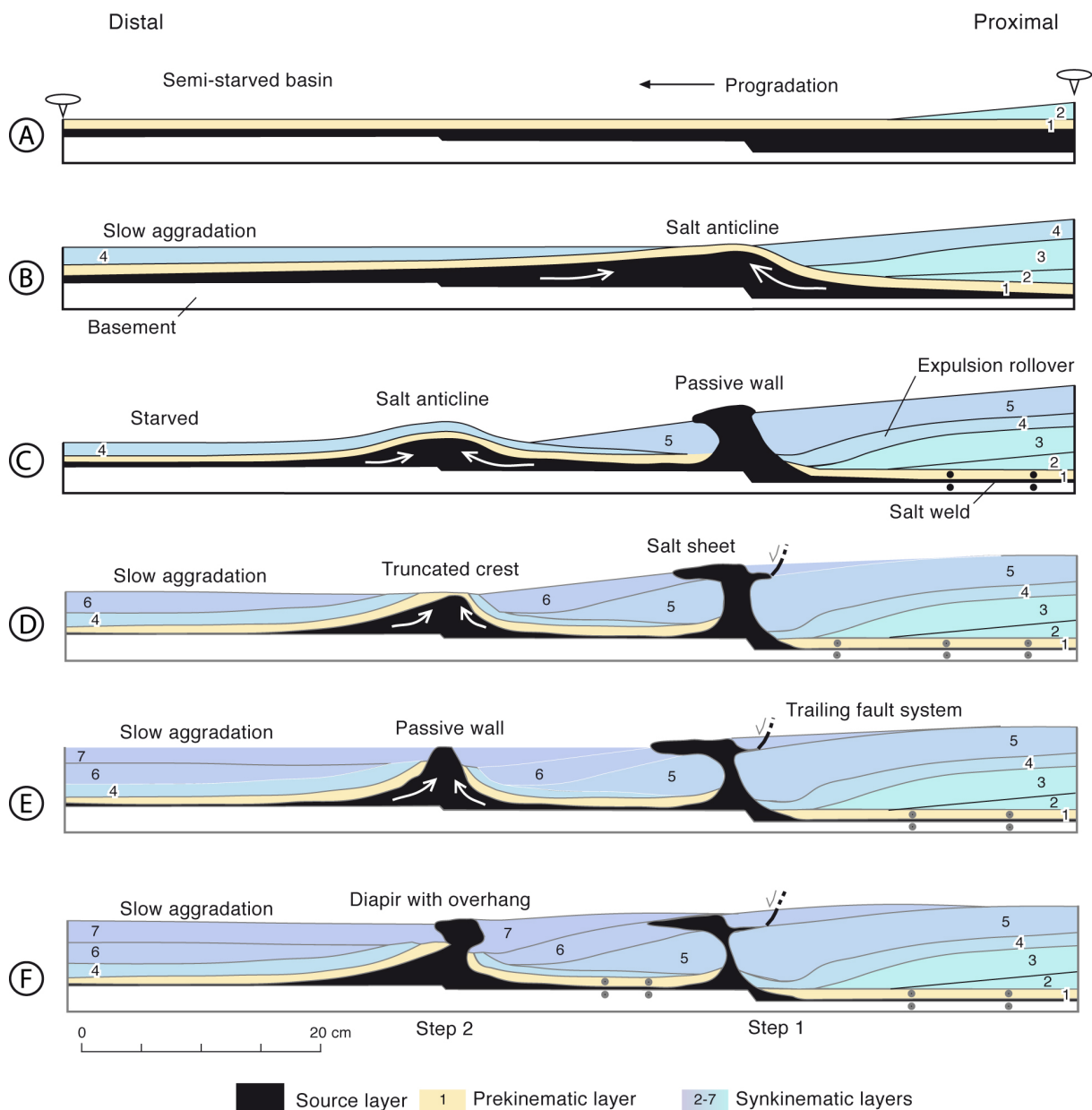
Ces structures progressent vers le large au cours de la progradation. Cependant, aucune structure diapirique n'est formée avec cette configuration de bassin (base horizontale sans escarpements) (Ge *et al.*, 1997a).



**Figure I.1-25 : Photographie et coupe interprétative montrant les principales structures formées lors d'une progradation d'un lobe sédimentaire sur un niveau de sel. La ligne en pointillés horizontale sur la coupe interprétative correspond à la surface horizontale originelle de la silicone (modifié d'après Ge *et al.*, 1997a)**

Dans une autre série de modèles, Ge *et al.* (1997a) simulent les effets d'une progradation à des taux variés, au-dessus d'une surface basale structurée par des escarpements tournés vers l'amont du dispositif. Ces rampes dans le socle représentent des escarpements de failles crustales inactives. La Figure I.1-26 résume, à partir des résultats expérimentaux, l'évolution d'un tel contexte sédimentaire et salifère. Ge *et al.* (1997a) ont remarqué que, contrairement à la première expérience conduite au-dessus d'une base horizontale (Figure I.1-25), la progradation du biseau forme précocement un anticlinal à cœur salifère au niveau des escarpements basaux (Figure I.1-26 B et C). Une

aggradation distale va provoquer le resserrement des flancs de l'anticlinal et augmenter la surcharge différentielle de part et d'autre du pli (Figure I.1-26 D : pli distal). Par la suite, du fait de l'amincissement tectonique et érosif, les charnières des anticlinaux sont percées par le sel ; les diapirs ainsi formés croissent passivement (Figure I.1-26 C et E). Plus tard, ces murs de sel peuvent alimenter la mise en place de nappes allochtones de sel (Figure I.1-26 E). Ce scénario de déformation se répète pour chacun des deux escarpements, ainsi, la maturité structurale de telle marge décroît vers les régions plus distales (Ge *et al.*, 1997a).



**Figure I.1-26 : Schéma évolutif des structures salifères liées à la progradation au-dessus d'un bassin salifère dont la base présente des escarpements vers le continent. Ce schéma évolutif résume les observations faites à partir de quatre expériences testant différents taux de sédimentation (progradation et aggradation) (modifié d'après Ge *et al.*, 1997a)**

Ces modèles ne montrent pas de structures extensives à l'instar des grabens accommodant l'étalement gravitaire dans l'expérience de Cobbold et Szatmari (1991) (Figure I.1-24). Ce défaut de structure extensive est peut être du à la durée importante des expériences et au faible taux de sédimentation simulés (0 à 0,3 cm/jours pour une durée de 8 à 75 jours, contre 1,1 cm/jour pendant 3,5 jours).

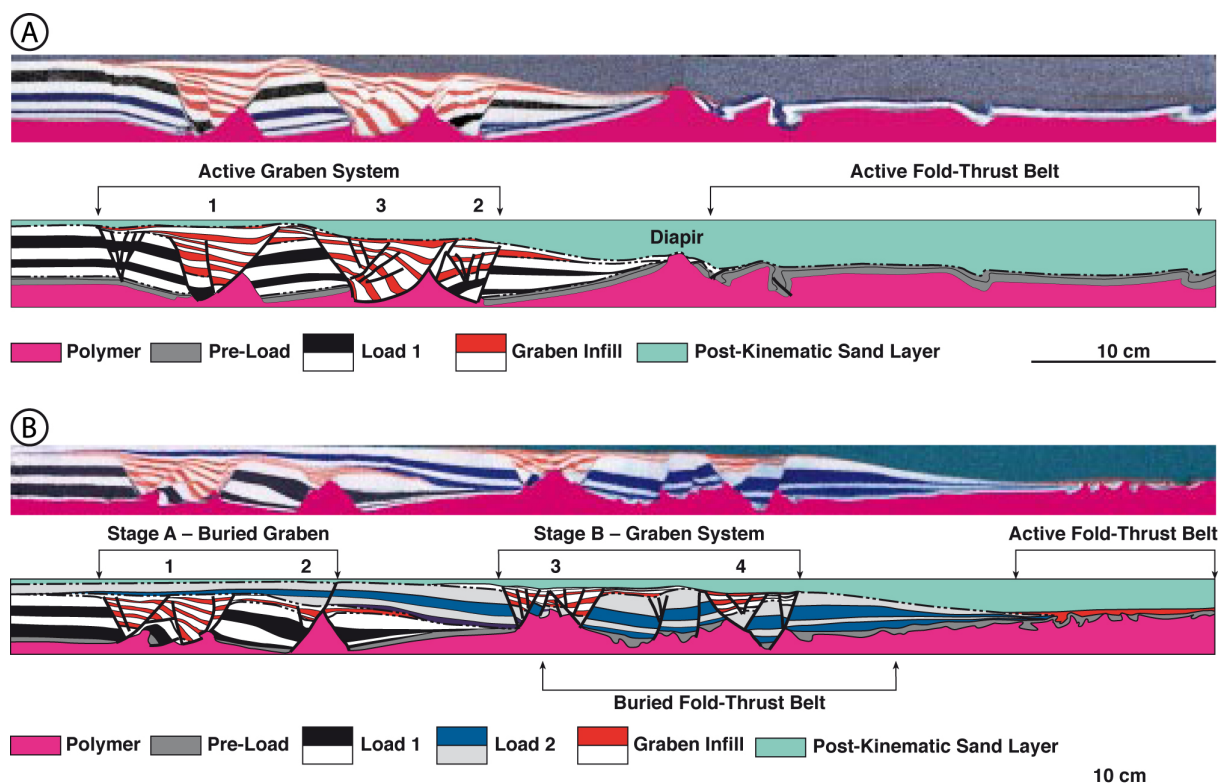


Figure I.1-27 : Coupes et coupes interprétatives des modèles de McClay *et al.* (1998) (A) Modèle de mise en charge différentielle unique. (B) Modèle simulant une mise en charge progradante multiple. Le premier biseau correspond aux couches blanches et noires, le second aux couches grise et bleu (McClay *et al.*, 1998).

McClay *et al.* (1998) ont simulé la mise en surcharge différentielle rapide d'un substratum visqueux par un biseau sédimentaire. Deux types d'expériences sont proposés, le premier modèle reproduit le dépôt rapide d'un unique biseau progradant (Figure I.1-27 A), tandis que le second consiste à modéliser en deux étapes la progradation de deux édifices sédimentaires (noté Load 1 et 2 Figure I.1-27 B).

Dans la première expérience, l'unique biseau s'étale pendant 18 h, les structures finales (Figure I.1-27 A) sont caractérisées par un système extensif proximal montrant des grabens à remplissage syntectonique, et au front du biseau, un bourrelet frontal de silicone épaissi et une ceinture plissée faillée. L'extension en amont est accompagnée d'un amincissement du substratum visqueux par fluage latéral vers le front du biseau. Le système amont accommode l'extension en formant trois demi-grabens, limités par des



failles à pendage régional ou contre-régional, s'enracinant au niveau de la couche basale de silicone. Au front du biseau le système plissé et faillé montre une faible longueur d'onde, et, directement à l'extrémité du biseau, un anticlinal pouvant éventuellement être percé par un diapir se forme où la silicone est la plus épaissie (Figure I.1-27 A ; McClay *et al.*, 1998).

Lors d'une mise en charge de la silicone en deux étapes (Figure I.1-27 B), les structures formées dans le premier lobe sont similaires à ceux de la Figure I.1-27 A. Huit heures après le dépôt du premier biseau, un second prisme sédimentaire prograde vers le bassin en recouvrant les grabens proximaux (notés 1 et 2, Figure I.1-27 B) et les structures distales (plis et bourrelet frontal) formés lors de la première phase d'étalement. Un second système extensif se développe à l'aplomb de la zone compressive formée au front du premier biseau (grabens 3 et 4, Figure I.1-27 B). Ce système est accommodé au front du biseau 2 par une nouvelle zone plissée. L'extension est cantonnée à ces grabens, les plus anciennement formés étant inactivés (McClay *et al.*, 1998).

Dans une étude en deux parties, Vendeville (2005) et Gaullier et Vendeville (2005) décrivent expérimentalement la mécanique et la cinématique de la tectonique salifère induite par la progradation sédimentaire. La première partie se focalise sur la mécanique et la cinématique de l'étalement gravitaire d'un point de vue bidimensionnel (étalement de biseau au front linéaire) (Vendeville, 2005), tandis que Gaullier et Vendeville (2005) décrivent des modèles tridimensionnels illustrant l'étalement gravitaire radial de lobes progradants dont le front de dépôt est subcirculaire. Vendeville (2005) démontre comment les dépôts sédimentaires peuvent déclencher l'étalement gravitaire et ainsi occasionner une tectonique salifère intense. Le moteur de l'étalement gravitaire est entretenu par l'instabilité gravitaire que constitue la pente de surface d'un biseau sédimentaire déposé sur un substratum visqueux. Ainsi, puisque ce processus ne requiert pas de pente basale pour engendrer des déformations, Vendeville (2005) avance le fait que l'étalement gravitaire est le mécanisme entretenant une tectonique salifère importante sur le long terme (*i.e.*, bien après l'arrêt de la subsidence thermique de la marge).

Comme l'ont montré les modèles de McClay *et al.* (1998), l'étalement gravitaire provoque la translation du biseau vers le bassin, ceci est typiquement accommodé par deux zones de déformations, (1) une zone compressive distale, et (2) une zone extensive

proximale, au niveau de laquelle, associés aux grabens se forment des diapirs réactifs (Vendeville et Jackson, 1992a).

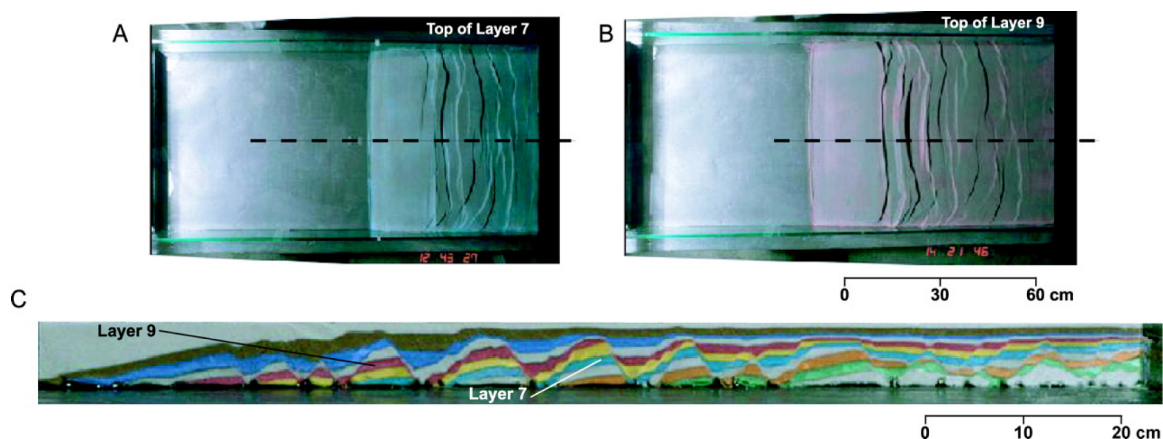


Figure 1.1-28 : Modèle simulant la progradation de la couverture sédimentaire au dessus d'une fine couche de sel. (A, B) Photographie du dessus à un stade précoce et mature de progradation (vers la droite vers la gauche) et (C) Coupe du modèle, les grabens se forment de la droite vers la gauche (Vendeville, 2005).

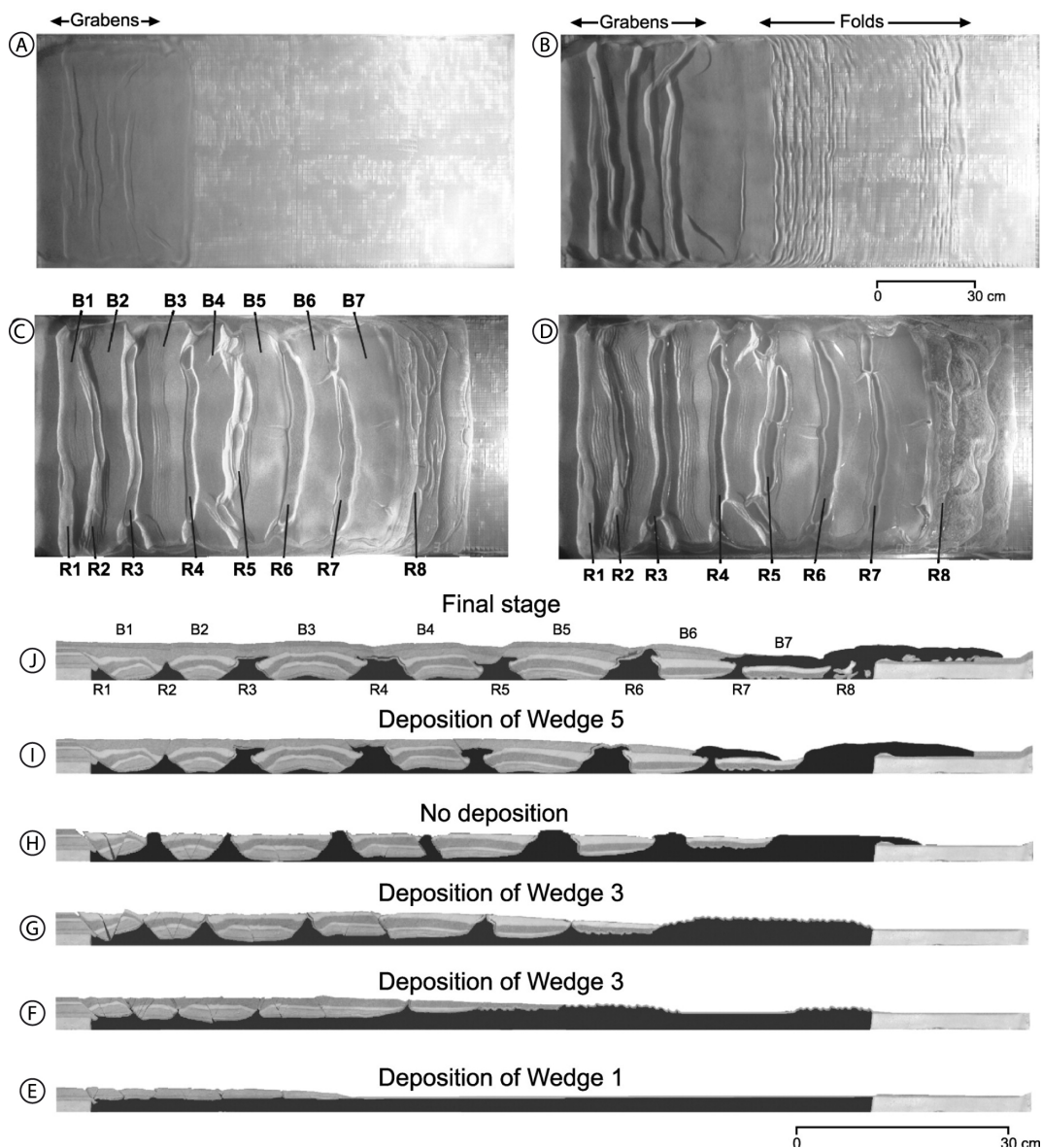


Figure I.1-29 : (A) à (D) Evolution des déformations (vue de dessus) du modèle d'étalement gravitaire sur une épaisse couche de silicone. Les structures numérotées de R1 à R8 correspondent aux rides diapiriques, celles de B1 à B7 pointent les blocs de couverture séparés par les rides de sel. (E) à (J) Restauration des étapes successives de déformations d'une coupe réalisée dans le modèle (A-C). Les étapes G et I correspondent aux étapes C et D (Vendeville, 2005).

Les modèles de Vendeville (2005) montrent que si le sel est peu épais, l'extension est majoritairement accommodée par des grabens symétriques ou asymétriques limités par des failles de croissance (Figure I.1-28). En revanche, lorsque le sel est épais, l'extension s'exprime également par des grabens dont les toits s'amincissent, ce qui permet de former des rides de sel réactives sous les grabens, ces dernières peuvent éventuellement percer à mesure que l'extension continue (Figure I.1-29 E à J ; Vendeville et Jackson, 1992a). Quand le sel affleure, l'extension n'est plus accommodée par le jeu des failles normales, mais par un élargissement des rides de sel. La compression au front du biseau, elle se traduit par la formation de plis coiffés.

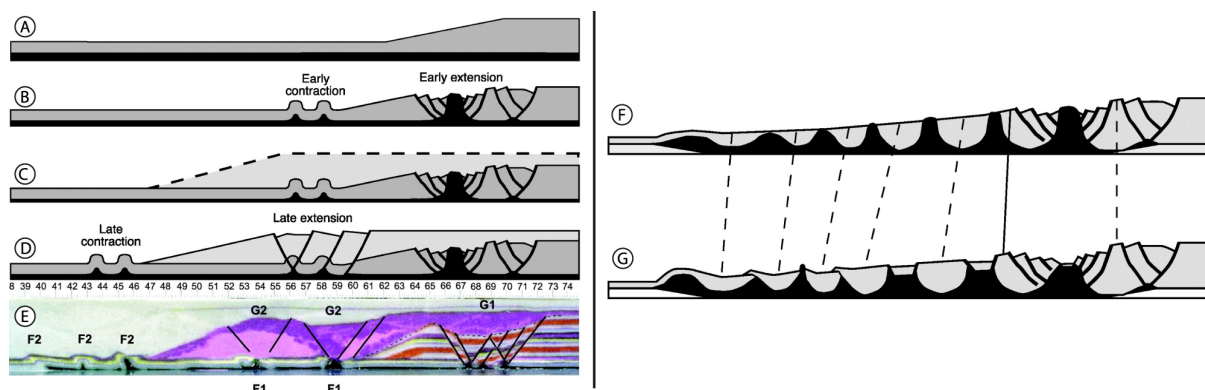


Figure I.1-30 : Réponse structurale à une progradation rapide. (A) et (B) Dépôt et étalement d'un premier biseau sédimentaire, formation de graben proximaux et de plis au front de dépôt. (C) et (D) dépôt et étalement d'un second lobe recouvrant le premier, (E) de nouveau plis se forment au front du second lobe (notés F2), les grabens plus récents (notés G2) s'enracinent sur les crêtes des plis précocement formés (F1). (F) et (G) Schémas illustrant une compression tardive des diapirs quand le front de déformation approche du butoir distal (Vendeville, 2005).

De plus, l'étalement gravitaire étant contrôlé par la sédimentation, on peut assister à une superposition de différents styles structuraux (Vendeville, 2005) provoquée par :

- Une progradation sédimentaire : les grabens accommodant l'extension récente s'enracinent au niveau des plis précocement formés au front d'un premier biseau. En d'autre terme, le domaine compressif accommodant l'étalement d'un biseau précoce est, après progradation, réactivé en extension lors de l'étalement d'un second biseau recouvrant les structures précocement formées, la zonation structurale migre vers le bassin (Figure I.1-30 A à E).
- Une rétrogradation sédimentaire : la déplacement du front de dépôt vers le continent s'accompagnera d'une migration des zones de déformation vers le

continent. Les diapirs ou failles normales seront potentiellement réactivés ou inversés par un épisode compressif tardif.

- La présence d'un butoir distal peut également conduire à l'inversion de diapirs ou de structures extensives anciennes, lorsque le front du biseau sédimentaire bute contre un butoir distal (*i.e.*, limite du bassin salifère, escarpement de faille ou intrusion magmatique) (cf. rides R7 et R8, Figure I.1-29 de H à J ; Figure I.1-30 G et F).

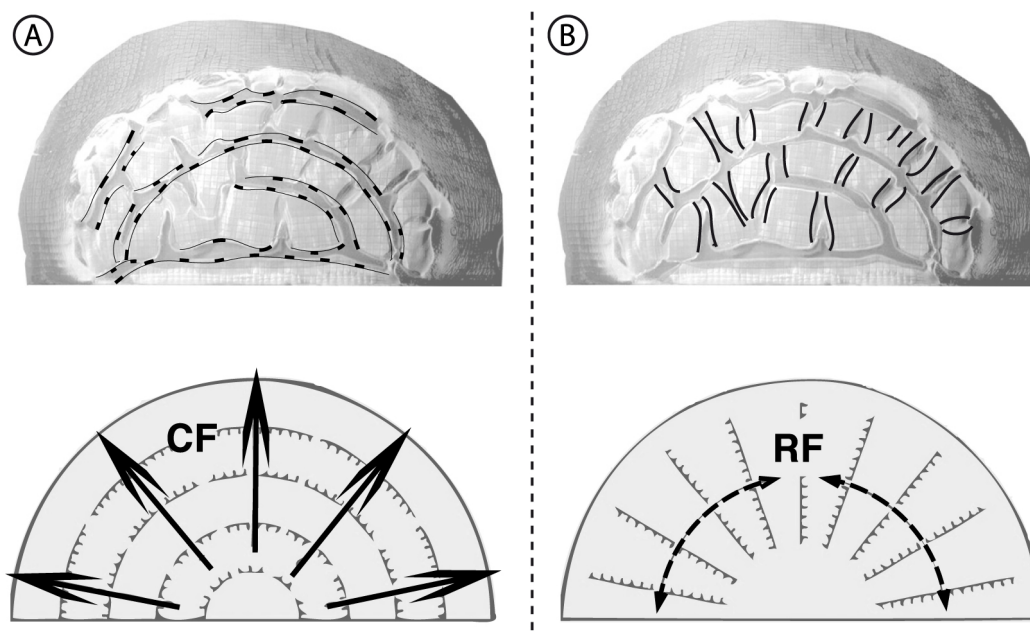
Enfin, dans le cadre de l'étalement gravitaire, il est admis que les épisodes d'activité de la tectonique salifère coïncident avec les périodes de mise en place de dépôts sédimentaires importants. Au contraire, les périodes calmes semblent liées à un hiatus d'apports sédimentaires permettant de déclencher les déformations salifères. Par ailleurs, à plus petite échelle, les mouvements du sel et les reliefs formés en surface, peuvent fortement influencer les faciès, l'épaisseur et la distribution des sédiments syntectoniques. Ces observations attestent d'une influence mutuelle entre sédimentation et l'expression des structures salifères (Vendeville, 2005).

La seconde partie de cette étude (Gauillier et Vendeville, 2005) complémente la première partie (Vendeville, 2005), en investigant l'étalement gravitaire de lobe sédimentaire ayant un front curviligne. Cette étude montre que les caractéristiques mécaniques et l'évolution cinématique de l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire sont les mêmes que celles qu'a décrit Vendeville (2005) pour des systèmes progradants avec un front linéaire et parallèle à la marge (Gauillier et Vendeville, 2005) :

- Une pente de surface (*i.e.* la pente bathymétrique) suffit pour déclencher l'étalement gravitaire ;
- L'étalement est accommodé dans le lobe par des structures extensives (grabens et rides de sel associés) et au front, par des structures compressives ;
- Les déplacements se font selon la direction des pentes, ce qui dans le cas d'un lobe correspond à des directions radiales et centrifuges ;
- l'étalement gravitaire est accru après le dépôt d'un nouveau lobe.

La principale différence entre les expériences de Vendeville (2005) et Gauillier et Vendeville (2005) réside dans la géométrie des déformations. En effet, l'étalement de lobes sédimentaires semi-circulaires est guidé par la pente de surface régionale, ce qui provoque un étalement radial. La conséquence géométrique d'un tel processus et

d'augmenter le rayon et le périmètre du lobe (Figure I.1-31), cette augmentation de surface est accommodée en formant deux familles de failles normales, l'une concentrique (Figure I.1-31 A), l'autre radiale (Figure I.1-31 B) déjà observées dans l'expérience de Cobbold et Szatmari (1991) .



**Figure I.1-31 : Etallement radial d'un lobe sédimentaire. (A) Accroissement du rayon de l'éventail sédimentaire (flèches continues) et formation de failles normales concentriques. (B) Augmentation du périmètre (flèches en pointillés) et formation de failles normales radiales (modifié d'après Gaullier et Vendeville, 2005).**

Ainsi, l'étalement radial forme un réseau de dépocentres polygonaux ou circulaire (mini-bassins) individualisés par des grabens et leurs rides de sel associées à partir desquelles peuvent évoluer des diapirs passifs. Un tel schéma structural tridimensionnel (Figure I.1-32) peut être mal interprété comme étant le résultat de mouvement purement verticaux, liés à une inversion de densité impliquant une subsidence des dépocentres accompagné par une remontée du sel. Cependant, les expériences de Gaullier et Vendeville (2005) démontrent que la formation de tels minibassins en contexte deltaïque requiert d'importants mouvements horizontaux, et que ces mouvements contrôlent les remontées locales du sel.

Gaullier et Vendeville (2005) décrivent trois étapes de l'évolution des déformations lors de l'étalement :

- (1) La première se déroule lorsque que le sel est épais et la couverture fine, l'étalement est accommodé par des grabens radiaux et concentriques dont le fond est progressivement fracturé et aminci par la formation de failles intragraben (Figure

I.1-32 A et E, structure 1), les grabens s'enracinent sur des rides de sel dont la croissance est réactive (Vendeville et Jackson, 1992a).

(2) Des rides de sel émergent à la surface (bandes sombres de la photographie ; Figure I.1-32 B et noté 2, Figure I.1-32 E). L'extension est alors en majorité accommodée par l'élargissement des diapirs plutôt que par le jeu des failles normales. Tant que le stock de sel basal est suffisant, les rides diapiriques croissent passivement, tandis que les dépocentres adjacents subsident, chassant le sel latéralement pour alimenter les diapirs.

(3) Lorsque le stock de sel basal est épuisé ou considérablement aminci (Figure I.1-32 C et D), le front de progradation a migré bien au-delà de la zone proximale, qui devient alors stable et n'est donc plus soumise à l'extension. Les rides de sel arrêtent leur remontée et deviennent quiescentes (noté 3, Figure I.1-32 E). La migration du front de dépôt vers le bassin s'accompagne du déplacement de la zone de déformations actives, où l'extension continue d'élargir les rides diapiriques. Par la suite, comme l'ont démontré Vendeville et Jackson (1992b), ces rides subsident lorsque elles ne sont plus alimentées en sel. Un remplissage sédimentaire symétrique ou asymétrique bordé par des failles normales occupe alors ces dépressions nouvellement formées (Figure I.1-32 D2 et E4).

La forme initiale des lobes sédimentaires est contrôlée par les apports sédimentaires terrigènes à l'échelle régionale, mais lorsque l'édifice sédimentaire s'étale sur un niveau d'évaporites, la bathymétrie de l'éventail sédimentaire est perturbée par les déformations accommodant l'étalement. La structuration du fond marin va donc influencer les dépôts sédimentaires à l'échelle locale, en canalisant ou en empêchant le passage du réseau de chenaux alimentant l'éventail profond. De plus, les modèles montrent qu'une fois le sel basal épuisé, la bathymétrie peut encore changer, avec notamment la subsidence des rides de sel qui inverse des reliefs positifs en dépression bathymétrique, ce qui peut potentiellement changer les voies de passage des apports alimentaires.

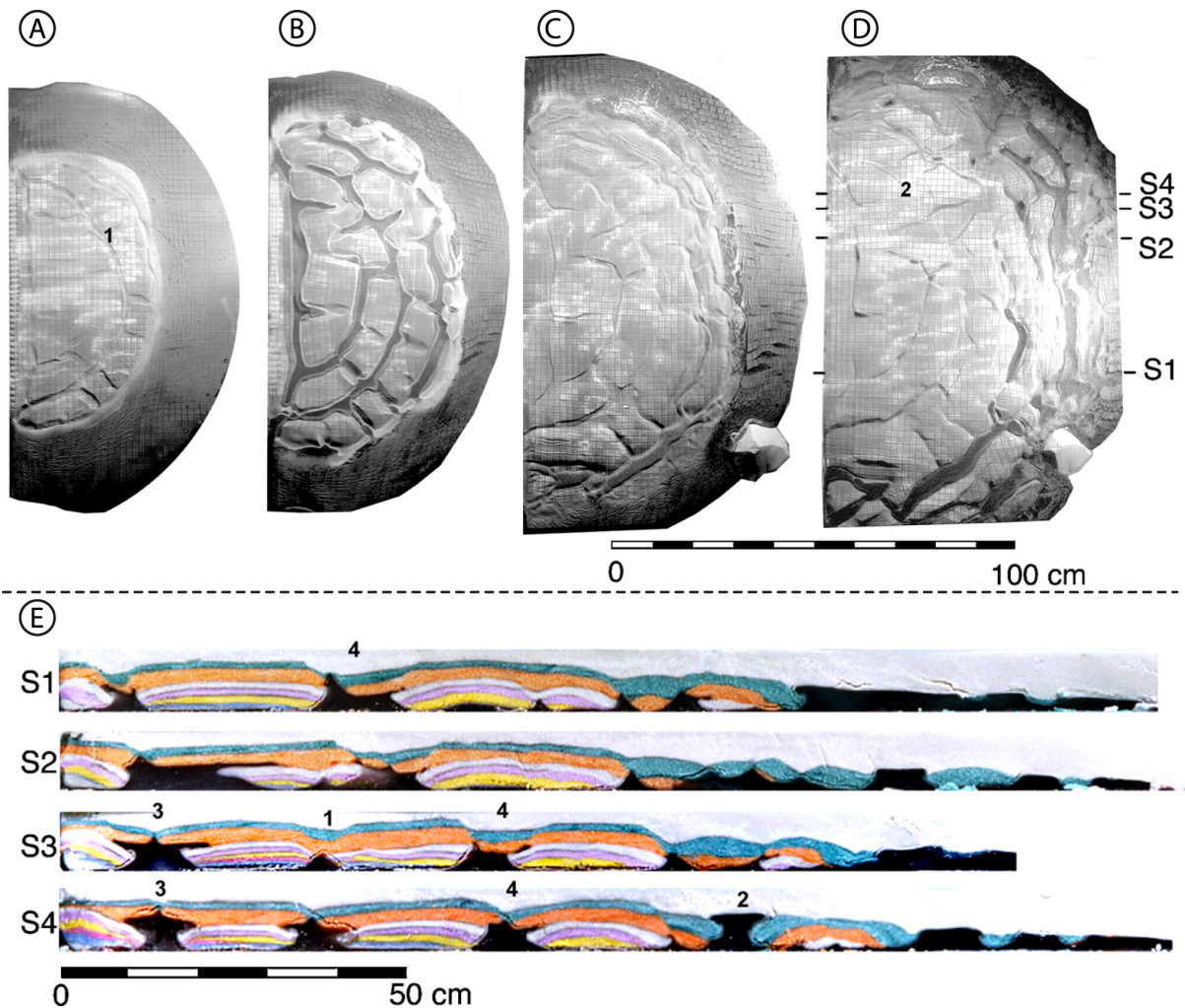


Figure I.1-32 : Evolution de l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire avec un front de dépôt subcirculaire. (A) Formation de grabens concentriques et radiaux dès le stade précoce. (B) Le stade suivant montre les rides de silicone perçant le toit des grabens. (C) L'avancement de l'étalement et l'augmentation de la sédimentation provoque la subsidence des diapirs. (D) À la fin de l'expérience la plupart des rides ont évolué en dépressions asymétriques limitées par failles. (E) Coupes S1 à S4 (localisation sur la vue D), les structures numérotées correspondent à : 1=Rides diapiriques, 2=Diapirs subsidents, 3=Structures en carapace de tortue, 4= Dépo-centres asymétriques limités par des faille normales formés au-dessus des diapirs subsident (Gaullier et Vendeville, 2005).

## **ANNEXE 1 : ARTICLE**

D'autres modèles d'étalement gravitaire ont été conduits par Loncke *et al.* (2010). Dans ces modèles, l'étalement de lobe sédimentaire n'est pas le seul paramètre simulé. En effet, cette étude expérimentale est appliquée à l'éventail profond du Nil, elle permet de déterminer dans cette région les contributions respectives de l'étalement gravitaire, combiné à la présence d'un graben sous salifère actif ou non, ou encore de butoir passif pré-salifère. Ces expériences montrent le rôle important du butoir distal pré-salifère (Mont Eratosthènes) et de la topographie pré-salifère complexe, dans le schéma structural compliqué de l'éventail profond du Nil (Loncke *et al.*, 2010).

Au cours de cette thèse, nous avons publié un article s'intéressant à cette même problématique mais dans un cadre plus générale puisque cette étude inclue la région plus septentrionale de l'éventail profond du Nil où se présente un prisme d'accrétion pré-salifère (Ride de Florence, branche occidentale de l'Arc de Chypre). Par conséquent, en plus d'une expérience s'intéressant à l'interaction entre tectonique crustale et salifère au sein d'un prisme d'accrétion sous-salifère ; l'article présenté ci-après, propose un modèle d'étalement gravitaire d'un éventail sédimentaire en présence de deux butoirs passifs. L'un est proximal et correspond au Mont Eratosthènes, l'autre est plus distal et représente le prisme d'accrétion pré-salifère de la Ride de Florence.





Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/tecto](http://www.elsevier.com/locate/tecto)

## Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part II: Experimental modeling

N.C. Sellier <sup>a,\*</sup>, B.C. Vendeville <sup>a,1</sup>, L. Loncke <sup>b,2</sup>

<sup>a</sup> Université des Sciences et Technologies de Lille I, U.F.R. des Sciences de la Terre, Cité Scientifique, Batiment SNS, Laboratoire Géosystèmes, FRE 3298 CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

<sup>b</sup> Université de Perpignan Via Domitia, Laboratoire CEFREM, Bâtiment U, 2ème Etage, 52, Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 9 September 2010  
Received in revised form 24 June 2011  
Accepted 5 July 2011  
Available online xxx

#### Keywords:

Salt tectonics  
Deep-seated tectonics  
Florence rise  
Eastern Mediterranean  
Physical modeling

### ABSTRACT

The Florence rise is located southwest of the island of Cyprus and belongs to the western part of the Cyprus arc. The Florence rise is an accretionary prism, with some amount of strike slip, where the thick layer of evaporitic Messinian decouples deformation in the post-Messinian cover from that in the pre-Messinian "basement." The basement structural highs, whether presently active or inactive, influence the deformation and displacement patterns of the salt and its overburden.

Our first experiment focused on the presence, in nature, of normal faults located above basement thrusts. Deformation of the salt layer and its overburden was influenced by several processes. On one hand, the entire model was subjected to regional shortening, and basement thrusts formed. On the other hand, the local vertical rise associated with basement thrusts created local slopes down which the salt and overburden glided gravitationally, in some places leading to the formation of normal faults in an otherwise compressional regional setting.

Our second experiment was designed to model the buttressing effect of the Florence rise and the Eratosthenes Seamount on thin-skinned displacement patterns during regional gravity spreading of the Nile cone. Results indicate that in the Northeastern distal region, buttressing by these two basement highs forced the salt and its overburden to flow northeastward, as a lateral escape toward the free boundary of the region.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction and goal of the study

The Eastern Mediterranean is a prolific playground for structural geologists who are interested in the interaction between crustal-scale, basement tectonics and shallower, salt-related gravity tectonics. At large scale, the region is currently subjected to convergence between the African and European tectonic plates, leading to subduction under the Hellenic and Cyprus arcs, which formed the Mediterranean Ridge and the Florence Rise (western branch of Cyprus Arc) (Fig. 1A). In addition to this already complex geodynamic setting, the local presence of a thick, mobile evaporitic salt layer deposited during the Messinian Salinity Crisis (Hsü et al., 1973) (Fig. 1B) has made the present-day bathymetric morphology in this area even more complex (Fig. 2). As a result, deformation of the Messinian evaporites and their Plio-Quaternary overburden is controlled by both deep-seated, thick-skinned tectonics, and gravitational, salt-related thin-skinned tectonics.

Woodside et al. (2002) described the Florence rise as a compressional domain, where oblique subduction is accommodated by some amount of strike slip. Other authors have suggested that the Florence rise domain corresponds to an accretionary prism that had already formed by the time the Messinian salinity crisis occurred (Ivanov et al., 1992; Sage and Letouzey, 1990), but has not been active much since Messinian times (Woodside et al., 2002). Sellier et al., (part I, this volume) even propose that the Florence rise domain corresponds to an accretionary prism active in post-Messinian times, arguing that the present-day structure of this accretionary wedge has been strongly influenced by salt tectonics (decoupling layer) and by the distal Nile deep-sea fan buttressing the entire system.

In order to better understand these processes, we conducted a series of experimental models that we designed on the basis of our structural analysis of the Florence rise (Sellier et al., Part I, this volume).

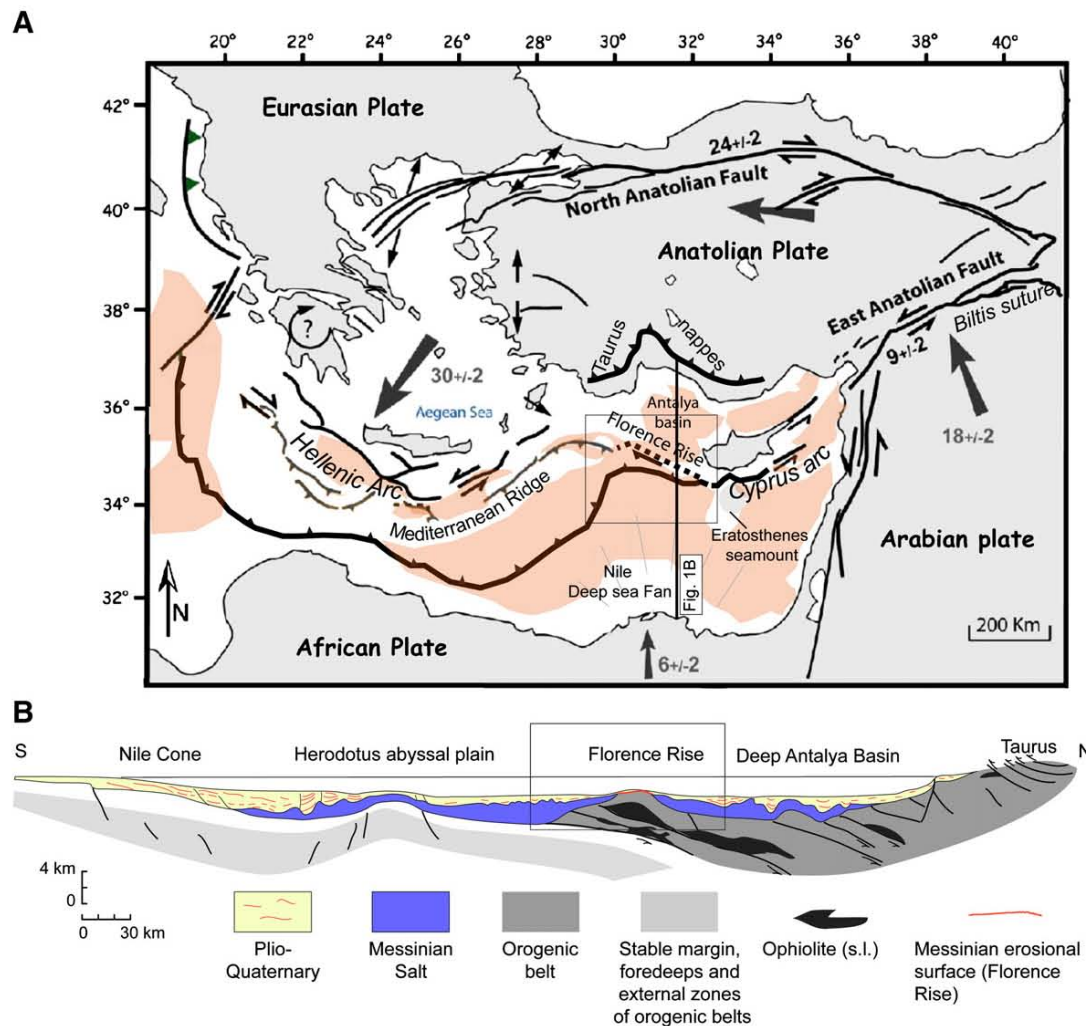
Previous modeling works by Costa et al. (2004) have already investigated the structural expression of the convergence in the Eastern Mediterranean at regional scale. By contrast, our work focused on understanding (1) how the Messinian salt can affect the structural response to horizontal and vertical movements in the basement at local scale, and (2) how basement structures (e.g., the Florence rise) can act as buttresses that influence thin-skinned, gravity spreading of a sedimentary system, such as the Nile deep-sea fan.

\* Corresponding author.

E-mail addresses: [nicolasellier@gmail.com](mailto:nicolasellier@gmail.com) (N.C. Sellier), [bruno.vendeville@univ-lille1.fr](mailto:bruno.vendeville@univ-lille1.fr) (B.C. Vendeville), [lies.loncke@univ-perp.fr](mailto:lies.loncke@univ-perp.fr) (L. Loncke).

<sup>1</sup> Tel.: +33 3 20 33 70 39.

<sup>2</sup> Tel.: +33 4 68 66 20 65.



**Fig. 1.** (A) Map of the eastern Mediterranean illustrating the geodynamic framework (modified from Chamot-Rooke et al., 2005; Chaumillon et al., 1996; Huguen et al., 2006; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Robertson, 1998a; Ten Veen et al., 2004) and areal distribution of the Messinian salt. The black frame shows the study area. The light orange areas represent the extent of the Messinian deep evaporites (after Loncke et al., 2006; Rouchy and Caruso, 2006; Sage and Letouzey, 1990). (B) Deep regional cross section intersecting the Florence Rise (modified after Biju-Duval et al., 1978).

## 2. Structural characteristics of the Florence rise

On bathymetric data, the Florence rise *s.s.* appears as a bathymetric high that connects with the nearby Anaximander Mountains and the Nile deep-sea fan (Fig. 2). Seismic data show that no Messinian salt was deposited there because this was a pre-Messinian high (Lofi et al., 2011; Sage and Letouzey, 1990; Sellier et al., this volume; Woodside et al., 2002). Southwestwards (toward the Nile deep-sea fan), buried under the Plio-Quaternary and the Messinian salt, the Florence Rise is affected by a set of southward-verging thrusts (Fig. 2) (Sage and Letouzey, 1990). Thick Messinian salt bodies and their Plio-Quaternary cover overlay this pre-Messinian accretionary prism. Surface deformation is characterized mainly by folds whose wavelength decreases toward the Florence Rise as the Plio-Quaternary overburden becomes thinner (Fig. 2). Structural analysis by Sellier et al. (this volume) reveals that the Messinian salt effectively decouples deformation between the shallow (Plio-Quaternary) and deeper (pre-Messinian) levels. Surprisingly, we found a few normal faults and grabens trending parallel to the folds and located within the contractional belt (Fig. 2). On the basis of seismic-reflection data, these extensional features do not appear to be located randomly. Grabens in the Plio-Quaternary cover are located above the crest of

fault-related anticlines affecting the pre-Messinian subsalt basement (Fig. 2). The above observation suggests that these extensional structures may be generated by gravitational deformation above pre-Messinian structural highs created by basement thrusting. However, it remained unclear whether such gravitational extensional deformation could occur in such a vigorous compressional environment. Another important structural characteristic of the Florence Rise domain is the occurrence of a structural belt affected by strike slip leading to lateral escape the salt and its overburden near the distal edge of the Nile deep-sea fan, in a fashion similar – albeit at a different scale – of the Anatolian plate extruded westwards during crustal collision. Here, the eastern Nile deep-sea fan is involved in vigorous gravitational spreading above salt (Gauillier et al., 2000; Loncke et al., 2006, 2010), leading there to its collision with the Florence rise system and the Eratosthenes seamount, associated with thin-skinned strike slip. The Eratosthenes seamount forms a tabular and sub-circular relief culminating at 1500 m above the surrounding seafloor. This bathymetric high is thought to be of continental origin, and to have rifted away from the African domain during Mesozoic times (Guiraud and Bosworth, 1999; Robertson, 1998a, 1998b). It is currently colliding against the Cyprus Arc (Robertson, 1998a, 1998b) and has already been described as a passive buttress for

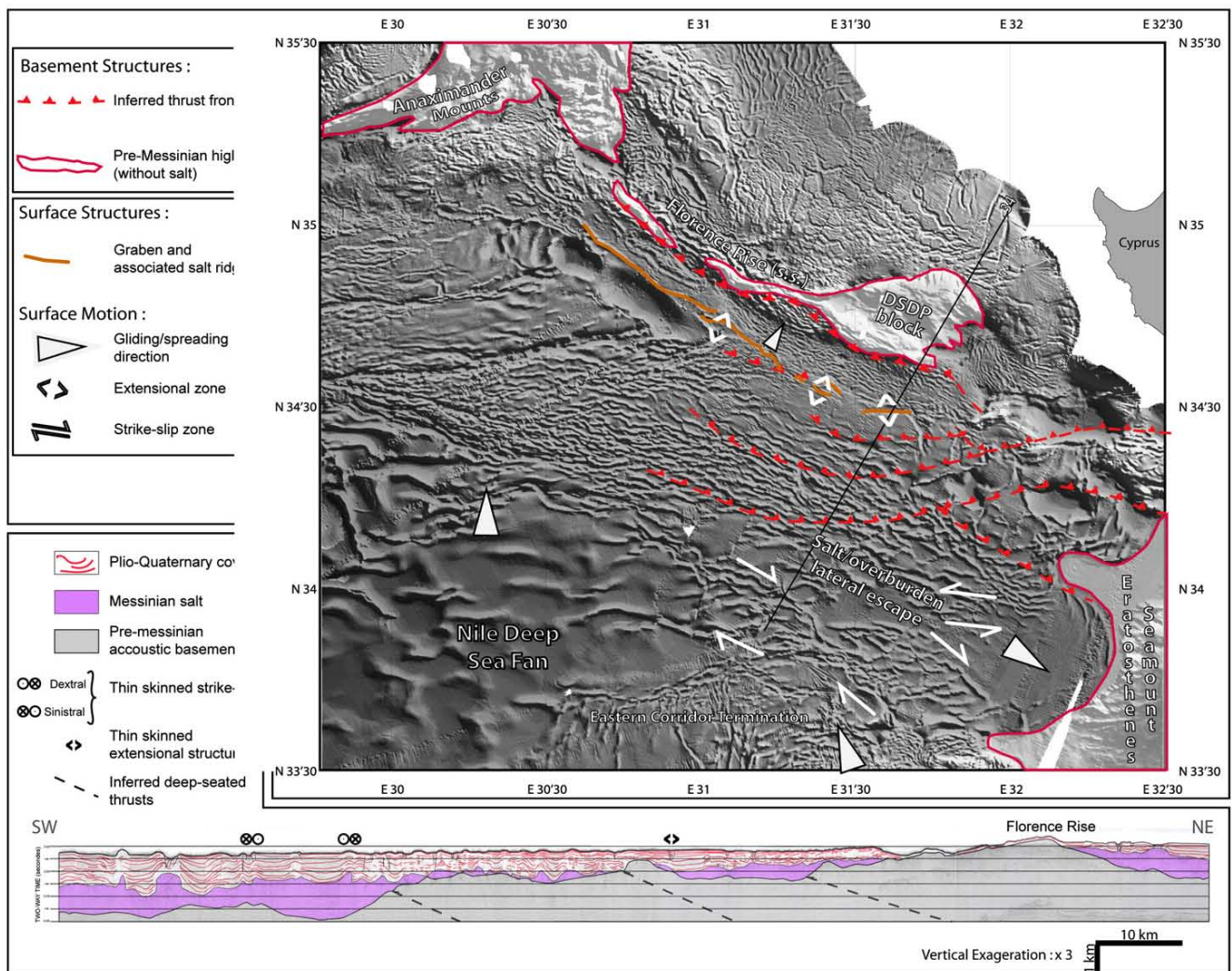


Fig. 2. Morphobathymetric and regional seismic cross section line drawing showing the main structural features tested in this study i.e. (1) the interaction between thick-skinned (in red on the map) and thin-skinned tectonic close to the Florence Rise (surficial local extension south of the Florence Rise and DSDP block) and (2) the salt/overburden extrusion (lateral escape) creating strike-slip deformations in the Plio-quaternary overburden at the toe of the Nile Deep Sea Fan.

gravity spreading of the Plio-Quaternary overburden above salt (Loncke et al., 2006, 2010). The gravity-driven folds on the distal Nile deep-sea fan probably also participate in folding in the Florence Rise domain, which thus combines both tectonic and gravitational shortening.

### 3. Experimental procedures

Both physical models focused on the contribution of gravitational forces on deformation of the Messinian salt and its Plio-quaternary overburden. Our experimental design integrated the geological characteristics of the Florence Rise region. They include a viscous layer analogue of the mobile Messinian halite, overlain by brittle material simulating the clastic Plio-Quaternary cover. We used a transparent silicone polymer (SGM 36, a polydimethylsiloxane manufactured by Dow-Corning, UK). The silicone polymer has a viscosity of about  $5 \times 10^4 \text{ Pa s}^{-1}$  and has been widely used as a halite analogue (Vendeville and Jackson, 1992a, 1992b; Weijermars et al., 1993), whose viscosity ranges between  $1 \times 10^{16}$  and  $1 \times 10^{19} \text{ Pa s}^{-1}$  (Spiers et al., 1986; van Keken et al., 1993). For the Plio-Quaternary sediment overburden, we

used dry aeolian quartz sand that obeys the Mohr–Coulomb criterion of failure and has a  $30^\circ$  angle of internal friction and a low cohesion. Works by Krantz (1991) and Schellart (2000) have shown that such material is well suited to simulate brittle sedimentary rocks in the upper few kilometres of the continental crust.

#### 3.1. Modeling the interaction between thin-skinned and thick-skinned tectonics in an accretionary prism: experimental setup

This experiment tested whether gravitational gliding could occur efficiently in regional compressional crustal-scale setting, but also how mechanical decoupling can influence the structural pattern of an accretionary prism at shallow level.

We constructed a model in a deformation box 50-cm wide and 97-cm long. The lower half of the model comprised a 4-cm-thick brittle layer made of dry sand, underlain by a 2-cm-thick layer of viscous PDMS silicone (SGM 36, manufactured by Dow Corning, UK). This set up was chosen to allow modeling the formation of thrusts in a brittle basement beneath the salt and its overburden. The lowermost viscous layer was added not as an actual analogue of the viscous lower crust,

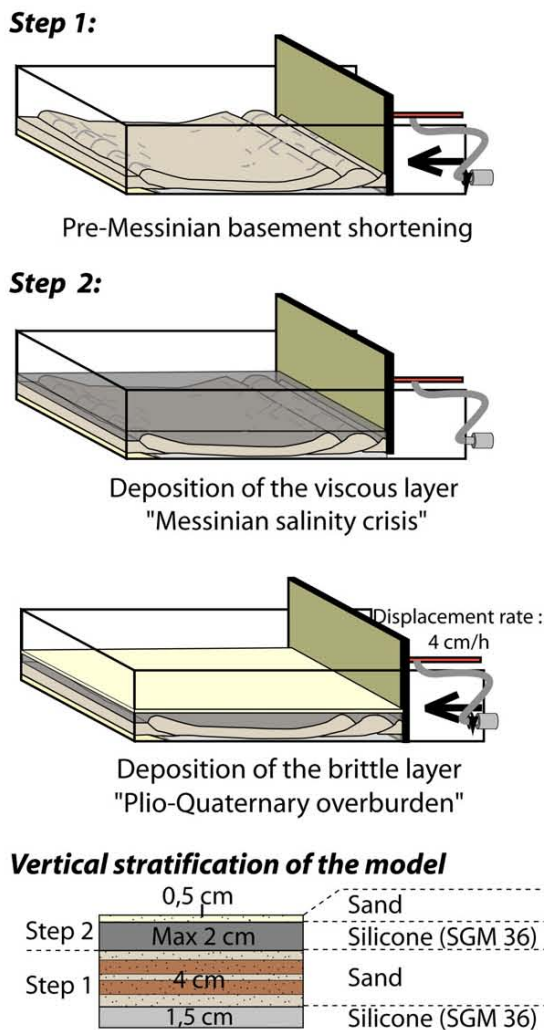


Fig. 3. Experimental procedure and vertical stratification of the model.

but as a technical way to favor the development in the basement of widely spaced thrusts distributed across the entire model, and allow for significant local horizontal and vertical displacements of the basement blocks, as is the case in nature.

During the first stage, we shortened the model at a rate of 0.6 cm/h for a duration of 25 h and a total amount of 15% shortening. The deformed model comprised several boxfold anticlines bounded by kink zones and having a wavelength analogous to that of basement thrust sheets in the area located south of the Florence Rise (Fig. 2). Note that, possibly because of lateral friction, one of the thrusts trended slightly obliquely with respect to the direction of imposed regional shortening (Figs. 3 and 4B). We then stopped shortening and deposited a layer of viscous silicone polymer (~20 mm-thick) on top of the model. This layer modeled the Messinian mobile evaporitic unit (Figs. 3 and 4, Video 1). We then deposited a brittle, 5 mm-thick sand layer that simulated the Plio-Quaternary overburden (Fig. 3, Video 1). We restarted applying regional shortening the model at a high rate of 4 cm/h. The scaling of the model was based on the salt and overburden analogues properties. The length ratio was about  $1 \times 10^{-5}$  (a 5 mm-thick silicone layer representing 500 m of salt). The ratio for densities was about 1, as was the gravity ratio. Therefore, the resulting ratio for gravitational stresses was  $1 \times 10^{-5}$ . The viscosity ratio was  $1 \times 10^{-15}$  ( $1 \times 10^{19}$  for halite's viscosity in nature, and  $1 \times 10^{-4}$  for PDMS in the experiment); hence the strain-rate ratio was

$1 \times 10^{10}$  (1 h in the experiment represented  $1 \times 10^6$  years in nature). This corresponded to modeling a rate of convergence in nature of  $0.35 \text{ cm year}^{-1}$  in nature.

Shortening reactivated the basement thrusts, causing the fault-related anticlines to rise anew and renewing growth of the topographic highs (Fig. 4I). For clarity, in the section below, we use the terms North, South, East and West when describing the model's top, bottom, right and left areas. We also refer to the salt analogue as "salt," and the upper sand layer as Plio-Quaternary overburden.

### 3.2. Modeling the buttressing effect of basement highs located at the toe of the Nile deep-sea fan: experimental set-up

In this second experiment, we tested how the pre-Messinian Florence Rise accretionary prism beneath the Florence Rise may have indirectly influenced gravity-driven tectonics by building a distal buttress at the toe of the Nile deep-sea fan. We designed the experimental set-up illustrated in Fig. 6. First, we deposited two Pre-Messinian buttresses, in a  $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$  deformation box using dry quartz sand. The first buttress had a semi-circular planform (Diameter: 30 cm) and modeled the Eratosthenes seamount in nature (Fig. 6). The second buttress was a rigid belt, also built out of dry sand, located in the northern part of the model, and simulating the pre-Messinian Florence Rise accretionary prism (Fig. 6). Then, we simulated the Messinian salinity crisis by depositing a layer of viscous silicone polymer (2 cm thick) that was subsequently overlain by a thin layer of sand (2–3 mm), modeling the Upper-Messinian brittle series. Finally, we deposited a lobe of sand (having a radius of 60 cm and thickness of 5 mm) in order to trigger radial gravity spreading of a sedimentary lobe analogous to that of the Nile Deep Sea fan. The stresses driving deformation are related to the topographic slope of the lobe (De Jong and Scholten, 1973; Ramberg, 1981; Vendeville, 2005). Then, we deposited six successive syntectonic layers (having a sub-circular planform), each one 5-mm thick, which triggered renewed spreading of the lobe.

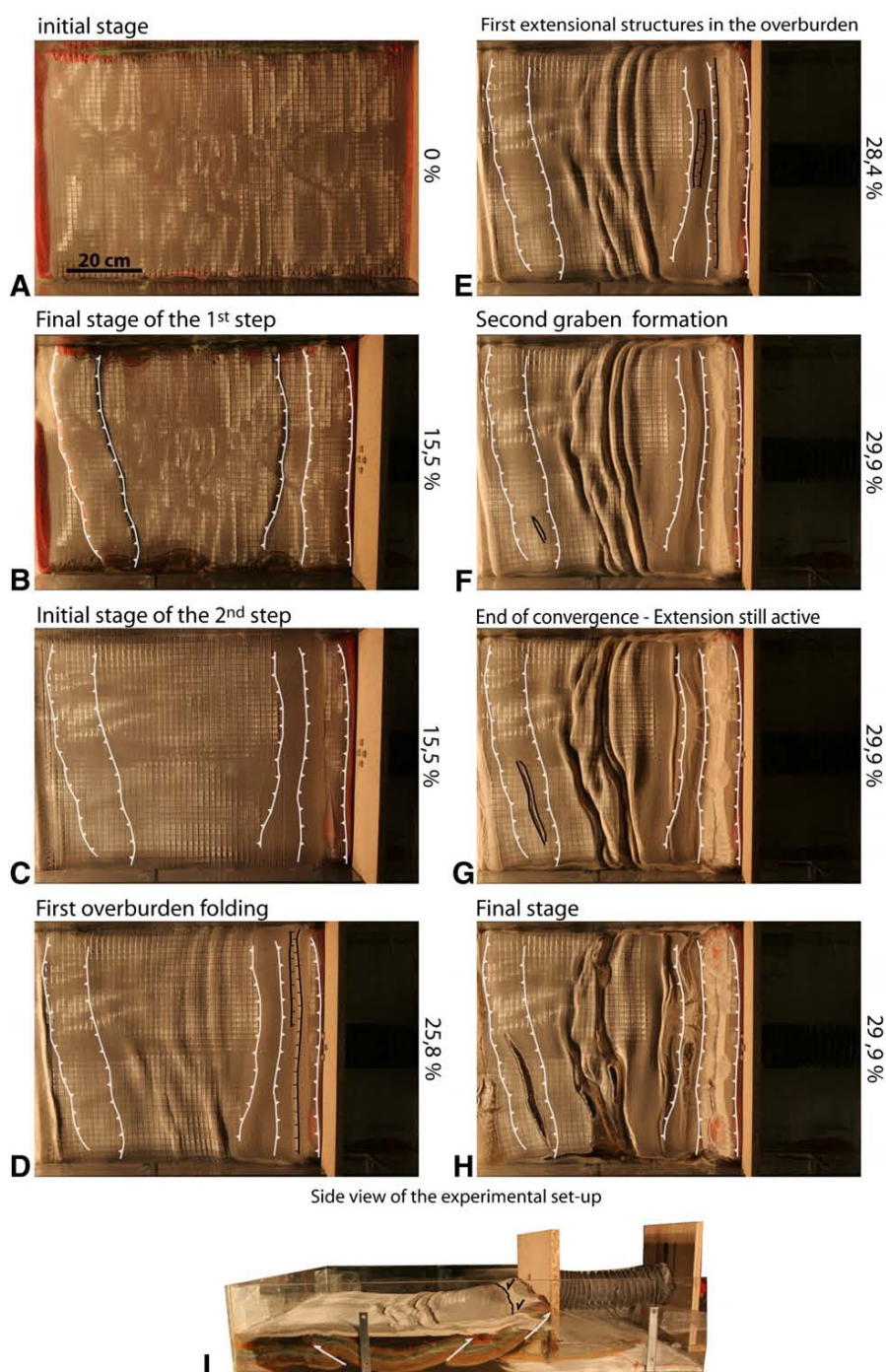
It is important to emphasize that no crustal convergence was imposed in this model, which tested only the effect of spreading of the Nile deep-sea fan on the final deformational pattern in the Florence rise domain. However, imposing a convergent movement to the basement would merely increase the finite amount of shortening in the distal area without changing the general deformation pattern.

## 4. Results

### 4.1. Interaction between thin-skinned and thick-skinned tectonics in an accretionary prism

The first stage of the experiment is illustrated in Fig. 4 (photographs A and B) and in Video 1. Fig. 4B shows the surface expression of thrust sheets deforming the pre-Messinian basement before the salinity crisis occurred. E–W shortening created two deformed areas, one located against the mobile wall (right in Fig. 4B), one located near the opposite side of the experimental box (left in Fig. 4B). These crustal structures correspond to structural highs, which were afterwards overlain by a silicone viscous layer (simulating the Messinian salt layer) and a brittle layer of dry sand (simulating the Plio-Quaternary cover) (Fig. 4C and Video 1). After 25% of additional regional convergence (Video 1 and Fig. 4D), shortening was accommodated in the Plio-Quaternary by folding in the cover, and reactivation of the basement thrusts. Most, if not all, the compressional structures in the cover formed above areas located in between the basement anticlines. The gentle bulge on the model surface, above the basement thrust (Fig. 4D to I), confirmed the activity of the deep-seated structures beneath the shallower Plio-Quaternary cover.

Starting from stage D (Fig. 4 and Video 1), local extensional structures formed in the sedimentary cover even though the regional setting was compressional (after 25% of convergence; Fig. 4D and I). The



**Fig. 4.** A to H: Overhead photographs showing the evolution of an experiment focusing on the interaction between thin-skinned and thick-skinned tectonics. The amount of shortening is indicated on the right side of the photographs (the mobile wall moved from the right to the left). White lines with triangles represent the crustal thrust; the black lines with orthogonal ticks indicate normal faults in the overburden. The scale is on the A photograph. I: side view of the experimental set-up after 29.9% of shortening.

first extensional structure was one single normal fault located above the first basement anticline near the moving wall, and accommodated a large amount of extension (10 cm or more). The geographic correlation between the location of thin-skinned extensional structures and actively growing basement highs was confirmed later in the experiment (Fig. 4F to H and Video 1), when a new graben formed after 29.9% of shortening, in the western part of the model. This graben formed exactly on top of the western basement anticline, and, like the basement

anticline, its trend was oblique with respect to the regional direction of shortening. This indicates that local extension did not occur in response to regional tectonics, but in reaction to the rise of structural relief created by basement thrusting (Fig. 5). After this stage, we stopped applying regional shortening in order to further illustrate how the geometry of the basement can trigger local, gravity-driven, thin-skinned tectonics. The extensional structures and reactive salt ridges kept growing even after compression had ceased (Fig. 4G and H and Video 1). Overhead

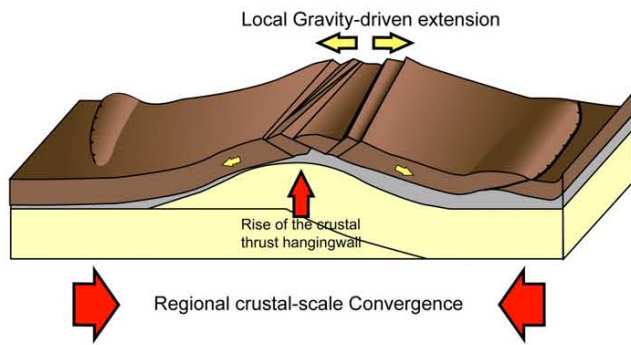


Fig. 5. Cartoon illustrating the process of gravity gliding of the cover down the slope of a structural high.

photographs of the model clearly indicate that the extensional structures follow closely the trends of the basement thrust sheets, indicating that extension was triggered by local basement uplift, rather than as a result of regional tectonic stresses (Fig. 4E and F, Video 1). This result is in agreement with results from Pichot and Nalpas (2009). Finally, the compressional structures in the Plio-Quaternary cover were generated by two processes, first the regional shortening imposed onto the model, and second, the local gravity gliding down the slope of the rising basement anticlines. As a result, the amount of shortening recorded by these structures is greater than the amount of imposed regional shortening.

#### 4.2. Buttressing effect of basement highs located at the toe of the Nile deep-sea fan

As described by Vendeville (2005) and Gaullier and Vendeville (2005), gravity spreading of a deltaic sedimentary lobe resting on a mobile layer is characterized by a pattern of multidirectional displacements (Fig. 7 and Video 2). In our model, evidence of such displacement appeared rapidly (after 1 h). This was expressed, first by the formation of a generation of concentric grabens and their associated salt ridges (following a trend parallel to the lobe boundary), and a second generation trending radially formed later (Fig. 7C, D, E and Video 2).

Measuring the displacement of passive markers, we established maps of the displacement vectors in order to quantify the surface movements during spreading (Fig. 7). On the sedimentary lobe, displacement vectors show radial gravity spreading through time. However, in the vicinity of the Eratosthenes seamount (ESM) (Fig. 7E and Video 2), spreading became partitioned, one part of the rafts being preferentially guided Northward, and another part Eastward. The Eratosthenes seamount acted as a distal buttress (as described in Loncke et al., 2006 and in Loncke et al.,

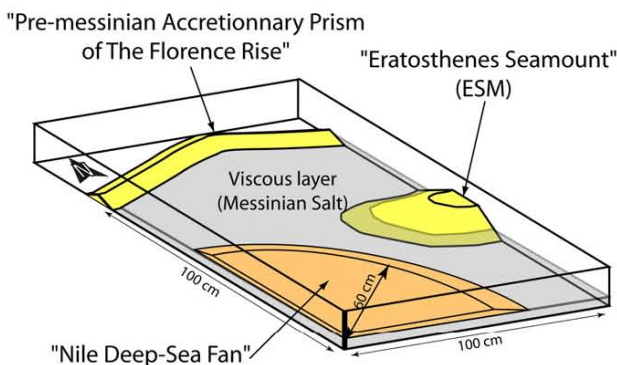


Fig. 6. Experimental set-up of the second model (influence of distal buttresses).

in press) on late gravity spreading of the Nile deep-sea fan by deflecting the movements of the distal overburden blocks and forcing them to move around the rigid buttress.

An interesting result from this experiment deals with the effects that the presence of a distal buttress (here the pre-Messinian accretionary wedge whose highest point forms the Florence rise) have on the spreading of the Nile deep-sea fan. These effects are recorded in term of pattern of displacement vectors and fold orientation in the analogue model. When the distal part of the sedimentary lobes encounters the Florence rise distal buttress (Fig. 7D and Video 2), the sedimentary lobe was forced to spread eastward (Fig. 7E and Video 2). This eastwards escape was associated with relative strike slip along both passive buttresses. Near the Florence Rise analogue, *en échelon* folds recorded a relative left-lateral movement, whereas North of Eratosthenes seamount, right-lateral motion occurred. The domain located in between both regions underwent translation, but little deformation.

### 5. Comparisons between Models and Nature

The first experiment of gravity-driven tectonic above an active/inactive thrust sheet (Fig. 8) clearly show that extensional structures can form in the mobile layer and its cover despite the regional compressional context. This was made possible by the presence of Messinian salt, which mechanically decouples the Plio-Quaternary overburden from the pre-Messinian basement. In this first experiment, deformation of the viscous layer and its overburden was influenced by several processes: on one hand, the entire model was subjected to a regional compressional stress regime; on the other hand, slip along the basement thrusts created local structural and topographic highs and lows, hence local slopes along which gravitational gliding took place (Figs. 4D and 8).

When comparing these experiments to the natural example of the Florence ridge, two main similarities can be outlined:

- First, in both cases, shallow and deep compressional structures were decoupled.
- Second, in both examples, extension occurred in the surface cover though the regional stresses were compressional. Extensional structures follow the trend of deep basement highs (Figs. 8 and 9).

The second experiment simulated radial gravity spreading of a sedimentary lobe (the Nile deep-sea fan) in the presence of complex distal passive buttresses (i.e., the Eratosthenes seamount and the buried Florence Rise accretionary prism). This experiment demonstrates the ability of buttresses to reorient the direction of gravity spreading. The collision of the Nile deep-sea fan with the Florence rise buttress even generated thin-skinned lateral extrusion bounded by strike-slip zones. The deformation patterns in the natural prototype (Fig. 9A) and the experimental model (Fig. 9B) near of the buttresses show marked similarities, such as the *en échelon* folds along the buttresses domains. Moreover, the extrusion domain in both model and nature show both a less deformed domain located between the toe of the Nile deep-sea fan and the buttress area (Fig. 9). This last experiment was carried out without any imposed regional compressional stresses. The resulting deformation illustrates all the importance of thin-skinned gravity tectonics in controlling the structural fabric of the outer region of the Florence rise.

### 6. Conclusions

Experimental modeling results from this study have provided valuable insights on how thick-skinned crustal tectonics and thin-skinned gravitational tectonics have interacted in the Florence Rise area. Where salt is present, its acts as an efficient mechanical decoupling layer, even allowing for local extensional deformation above basement highs. Basement and surface deformation differ in style and in wavelength. Large-wavelength thrusts develop in the basement, while

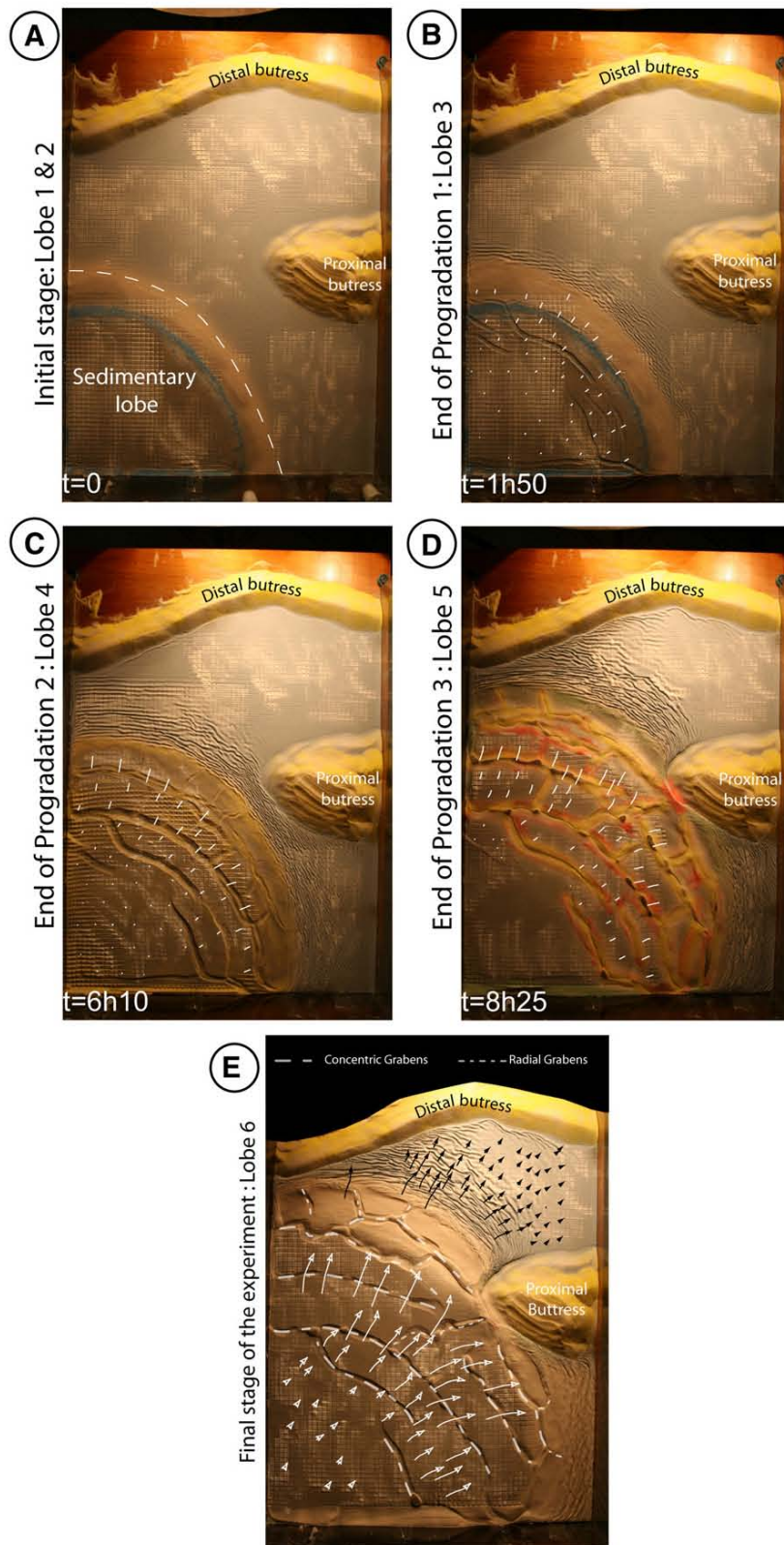


Fig. 7. Overhead photographs showing the evolution of the experiment simulated the effect of passive buttresses at the toe of the Nile deep-sea fan (white and black arrows show the spreading direction).

Please cite this article as: Sellier, N.C., et al., Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part II: Experimental modeling, Tectonophysics (2011), doi:10.1016/j.tecto.2011.07.003

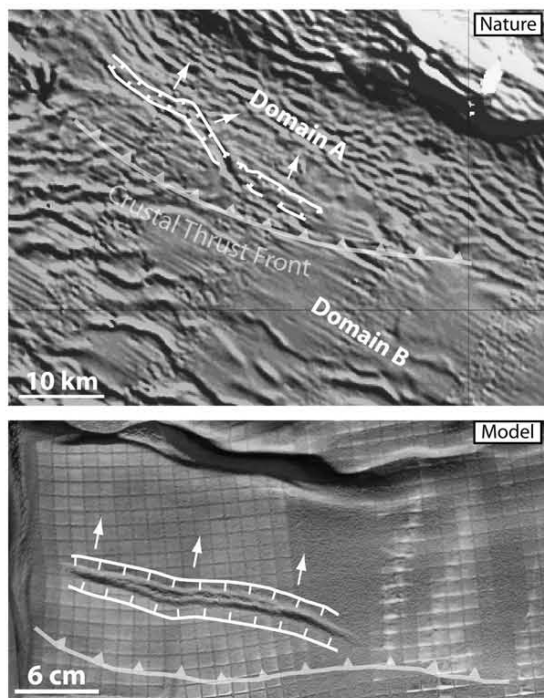


Fig. 8. Local extension above active crustal thrust faults. Top: nature. Bottom: model.

small-wavelength folds (depending on sedimentary thicknesses) form in the sedimentary cover. The presence of basement highs (Florence Rise and Eratosthenes Seamount) acting as buttresses further complicates the deformational pattern by locally reorienting the stress fields and displacement paths (whether generated by gravity-driven or crustal tectonics). In the case of the Florence Rise, the salt and its overburden escape laterally eastward where the distal Nile deep-sea fan collides with both the Florence ridge and the Eratosthenes seamount.

Finally, these results can be useful for interpreting deformation along other convergent alt-bearing regions. Most of the convergent Mediterranean domains, i.e., the Mediterranean Ridge (Chaumillon and Mascle, 1997; Huguen et al., 2001), the eastern Cyprus bend (Benkhelil et al., 2005; Maillard et al., 2010), the Calabrian arc (Rossi and Sartori, 1981) and the recently reactivated Algerian and Ligurian margins (Kherroubi et al., 2009; Sage et al., 2011; Yelles et al., 2009) include thick salt layers that strongly decouple the cover from the basement. It is therefore a crucial issue to interpret the origin of surface deformation and not attribute them systematically to deep-seated tectonics.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.tecto.2011.07.003.

#### Acknowledgments

We deeply thank the Caraïbes team of IFREMER (DCB/NSE/ILE department) and especially JM Sinquin for open-minded and free access to technology for academic research. We thank Jean-Yves Reynaud for his preliminary constructive comments and Christopher Talbot for his detailed and helpful reviews.

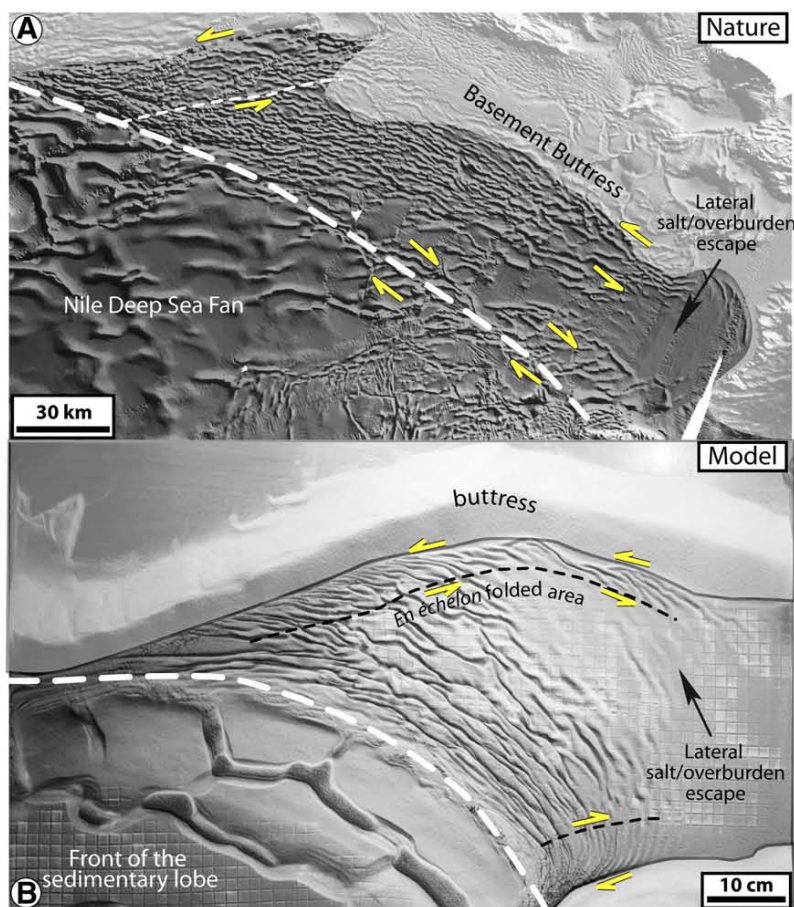


Fig. 9. En echelon folding at the toe of a spreading deep-sea fan. Top: nature. Bottom: model.



## References

- Benkheilil, J., Mazhar, B., Branchoux, X., Courp, T., Gonthier, E., Hübscher, C., Maillard, A., Tahchi, E., 2005. La branche orientale de l'arc de Chypre. Morphostructure d'une frontière de plaques d'après les résultats de la campagne BLAC (2003). *C.R. Geoscience* 337, 1075–1083.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., 1978. Variety of margins and deep basins in the Mediterranean. *AAPG Bulletin* 293, 293–317.
- Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Le Pichon, X., Dotmed working group, 2005. DOTMED: a synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean. *Mém. Soc. Géol. France*, n.s., 177. 64 p. 9 plates + CD.
- Chaumillon, E., Mascle, J., 1997. From foreland to forearc domains: new multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean). *Marine Geology* 138, 237–259.
- Chaumillon, E., Mascle, J., Hoffmann, J., 1996. Deformation of the Western Mediterranean Ridge. *Tectonophysics* 263, 163–190.
- Costa, E., Camerlenghi, A., Polonia, A., Cooper, C., Fabretti, P., Mosconi, A., Murelli, P., Romanelli, M., Sormani, L., Wardell, N., 2004. Modeling deformation and salt tectonics in the eastern Mediterranean Ridge accretionary wedge. *Geological Society of America Bulletin* 116, 880–894.
- De Jong, K.A., Scholten, R., 1973. Gravity and Tectonics. John Wiley, New York. 502 p.
- Gaullier, V., Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II—radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. *AAPG Bulletin* 89 (8), 1081–1089.
- Gaullier, V., Mart, Y., Bellaiche, G., Mascle, J., Vendeville, B., Zitter, T., Second Leg PRISMED II scientific party, 2000. Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan: insights from the PRISMED II cruise. Geological Society London Special Publications 174, 111–129.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics* 315, 73–108.
- Hsü, K., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The Origin of the Mediterranean Evaporites. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1203–1231.
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkheilil, J., Kopf, A., Volkonskaia, A., 2001. Deformational styles of the Eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath-mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics* 343, 21–47.
- Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B., Mascle, J., 2006. Morphology of a pre-collisional, salt-bearing, accretionary complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches* 27, 61–75.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., Woodside, J.M., 1992. Geological and geophysical investigations in the Mediterranean and Black Seas. UNESCO Reports in Marine Science 56 208 pp.
- Kherroubi, A., Devêrçhère, J., Yelles, K., Mercier De Lepinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracene, R., Gaullier, V., Graindorge, D., 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin. Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology, Special Issue on EUROMARGINS: Imaging, monitoring, and modelling the physical, chemical and biological processes in the European passive continental margins* 261 (1–4), 17–32. doi:10.1016/j.margeo.2008.05.016, 2009.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188, 203–207.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100, 12675–12690.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Loncke, L., Maillard, A., Sage F. and Thion, I., 2011. Atlas of the Messinian seismic markers in the Mediterranean and Black Seas. Co-Edition Société Géologique de France (Mémoires de la SGF, nouvelle série) et C.C.G.M.
- Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B.C., Camera, L., 2006. The Nile deep-sea fan: an example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology* 23, 297–315.
- Loncke, L., Vendeville, B.C., Gaullier, V., Mascle, J., 2010. Respective contributions of tectonic and gravity-driven processes on the structural pattern in the Eastern Nile deep-sea fan: insights from physical experiments. *Basin Research* 22, 765–782.
- Maillard, A., Hübscher, C., Benkheilil, J., Tahchi, E., 2010. Deformed Messinian markers in the Cyprus Arc: tectonic and/or Messinian Salinity Crisis indicators? *Basin Research* 23, 146–170.
- McClusky, S., Balassian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzinis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Pilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695–5719.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling. *Tectonophysics* 473, 466–475.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, Deformation and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geological Application, second ed. Academic Press, London. 452 pp.
- Robertson, A.H.F., 1998a. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceeding of the ODP: Scientific Results*, 160, pp. 723–782.
- Robertson, A.H.F., 1998b. Formation and destruction of the Eratosthenes seamount, eastern Mediterranean Sea, and implications for collisional processes. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceeding of the ODP: Scientific Results*, 160, pp. 681–699.
- Rossi, S., Sartori, R., 1981. A seismic reflections study of the external Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches* 4, 403–426.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology* 188–189, 35–67.
- Sage, L., Letouzey, J., 1990. Convergence of the African and Eurasian plate in the eastern Mediterranean. In: Letouzey, J. (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*. Editions Technip, Paris, pp. 49–68.
- Sage, F., Beslier, M., Thion, I., Larroque, C., Dessa, J.X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1263–1282.
- Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials; scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324 (1–2), 1–16.
- Sellier, N.C., Loncke, L., Vendeville, B.C., Mascle, J., Zitter, T., Woodside, J., Loubrieu, B., this volume. Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part I: Structural analysis.
- Spies, C.J., Urai, J.L., Lister, G.S., Boland, J.N., Swart, H.J., 1986. The influence of fluid-rock interaction on the rheology of salt rock. Final Report, Nucl. Sci. Technol. 131 pp.
- Ten Veen, J., Woodside, J.M., Zitter, T.A.C., Dumont, J.F., Mascle, J., Volkonskaia, A., 2004. Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. *Tectonophysics* 391, 35–65.
- Van Keken, P.E., Spies, C.J., Van Den Berg, A.P., Muylert, E.J., 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation on steady state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics* 225, 457–475.
- Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: part I—mechanics and kinematics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89, 1071–1079.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 331–354.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 354–371.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1993. Rheological and tectonic modelling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143–174.
- Woodside, J.M., Mascle, J., Zitter, T.A.C., Limonov, A.F., Ergün, M., Volkonskaia, A., Shipboard scientists of the PRISMED II Expedition, 2002. The Florence Rise, the Western Bend of the Cyprus Arc. *Marine Geology* 185, 177–194.
- Yelles, K., Domzig, A., Devêrçhère, J., Bracene, R., Mercier De Lepinay, B., Strzeczynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P., Djellit, H., 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algeria: the Khayr-Al-Din bank. In: Bertotti, G., Teixell, A., Frizon de Lamotte, D., Charroud, M. (Eds.), *Tectonophysics, Special Issue on "The geology of vertical movements of the lithosphere"*, 475, pp. 98–116.

## **I.2 La Modélisation sédimentaire et stratigraphique : *Flume Experiments***

En fonction des objets et du milieu de sédimentation qu'ils modélisent le long d'une marge passive, on distinguera :

- Les dispositifs simulant les processus de transport, d'érosion et/ou de dépôt de la plaine alluviale jusqu'au talus continental. On les regroupera sous le terme générique de modèles alluviaux
- Les modèles reproduisant l'écoulement et/ou le dépôt de courants turbiditiques.

Concernant les modèles alluviaux, cet état des lieux ne reprendra pas l'ensemble des études expérimentales. Seuls des modèles stratigraphiques récents reproduisant le système sédimentaire de la plaine alluviale jusqu'à la pente en passant par la plateforme seront présentés ici. Pour de plus amples détails, des travaux précédents proposent une synthèse bibliographique des différents aspects étudiés grâce à ce type de modélisation : Graveleau (2008) discute des modèles simulant les processus géomorphologiques agissant dans ce contexte alluvial (dynamique des chenaux méandriiformes ou en tresse, dynamique du réseau de drainage, etc.) (Graveleau, 2008, p 172-179). Rohais (2007) présente une synthèse des expériences se focalisant sur la dynamique des cônes alluviaux et des fans deltas.

En revanche, l'accent sera mis sur les dispositifs modélisant les écoulements turbiditiques et leur dépôt, étant donné qu'il s'agit d'une des thématiques ayant inspiré ce travail de thèse.

### **I.2.1 Quelques modèles alluviaux et stratigraphiques**

Alors que pour des applications en géomorphologie ou en ingénierie, l'approche expérimentale est bien développée pour simuler la dynamique sédimentaire en milieu alluvial, les modèles stratigraphiques sont apparus bien plus tard, puisque, entre autre, une telle modélisation implique des mouvements verticaux pour simuler la subsidence ou du soulèvement.

Deux laboratoires sont actuellement en pointe et font référence pour la modélisation stratigraphique, il s'agit du laboratoire de Paola à St. Anthony Falls (SAFL,

université du Minnesota, Minneapolis) et du laboratoire de Postma à la faculté des Sciences de la Terre (Utrecht).

Le SAFL de Paola a développé l'*eXperimental EarthScape facility* (XES ou Jurassic Tank,) un dispositif permettant de simuler l'érosion, le transport et l'accumulation de sédiments clastiques couplés à des variations du niveau de base et de la subsidence ; et ainsi d'observer l'évolution stratigraphique à l'échelle du laboratoire.

Le Jurassic tank est un large bassin de 16 m par 6,5 m dont le substrat peut, de manière contrôlée, simuler des mouvements verticaux relatifs (subsidence ou soulèvement tectonique). Pour ce faire, la base du bassin est composée d'un système de 432 entonnoirs hexagonaux agencés en nid d'abeille (Figure I.2-1), l'ensemble est recouvert par une épaisse couche de graviers surmontée par une membrane de caoutchouc. La subsidence est provoquée en injectant de l'eau sous pression pour évacuer les graviers à la base des entonnoirs (Figure I.2-1). Une impulsion d'eau provoque 0,12 mm de subsidence pour chacune des 432 cellules, le dispositif comprend un programme permettant de paramétrer individuellement la vitesse d'évacuation des graviers, et ainsi de reproduire une subsidence différentielle lente et continue. Le système permet d'obtenir une hauteur d'environ 1,3 m d'espace d'accommodation (Paola *et al.*, 2001).

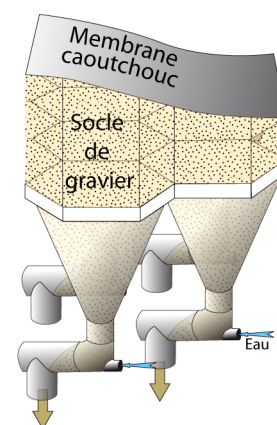
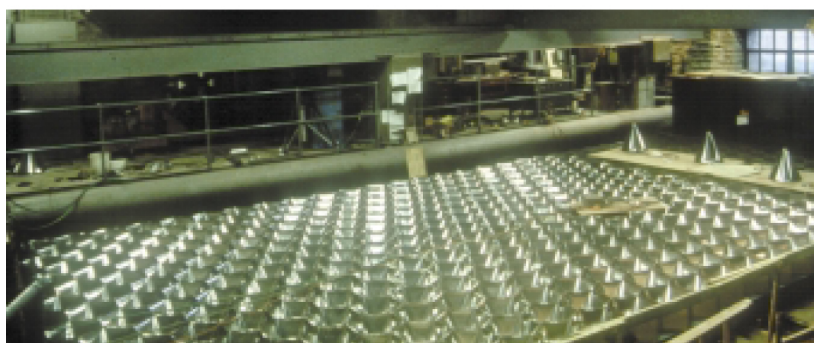


Figure I.2-1 : Photographie de la base en nid d'abeille du dispositif *eXperimental EarthScape*. Schéma du mécanisme de subsidence de la base du bassin (l'injection d'eau sous pression provoque l'évacuation d'une petite quantité de gravier à la base responsable de la subsidence du toit des graviers). (modifié d'après Paola *et al.*, 2001).

Une mixture de sédiments et d'eau peut-être injectée à partir d'une des bordures du dispositif, et pendant le dépôt des sédiments le niveau de base peut être changé grâce à système de vases communicants constitué d'un bassin annexe relié par un siphon au

bassin principal et commandé par ordinateur. Enfin, le bassin est également équipé d'un système pouvant reproduire des précipitations et de la houle (Paola *et al.*, 2001).

La première expérience conduite dans le prototype du Jurassic tank a été publiée par Heller *et al.* (2001). Elle décrit l'évolution de la géomorphologie et la stratigraphie séquentielle produite expérimentalement par des variations lentes puis rapides du niveau de base dans un bassin subsident. Pour cette expérience (XES 96-1), seule une dizaine de cellules sont utilisées, le dispositif mesure alors 1 m de large pour 1,6 m de longueur. Sur une des bordures du bassin, une source unique nourrit le bassin avec un mélange d'eau et de sédiments avec, respectivement, un débit de 55,3 cm<sup>3</sup>/s et 3,53 cm<sup>3</sup>/s (Heller *et al.*, 2001). Les sédiments utilisés consistent en un mélange de volumes équivalents de sable fin et de poudre de charbon, dont la granulométrie médiane est de 120 µm. La poudre de charbon est choisie en raison de sa faible densité (1,3) par rapport au sable de quartz (2,65), lui conférant une plus grande mobilité, à l'instar des sédiments les plus fins dans un système naturel (Heller *et al.*, 2001). Le taux de subsidence varie dans le bassin de façon à obtenir une géométrie en cuvette, avec un maximum de subsidence au centre du bassin (Figure I.2-2). Les taux de subsidence et de sédimentation sont maintenus constants pendant toute l'expérience, ils sont déterminés de telle sorte que les apports sédimentaires compensent l'espace créé par la subsidence. Le bassin n'est ni sous-alimenté ni suralimenté en sédiments, ce qui se traduit par une stabilité de la position du rivage, maintenu au milieu du bassin en l'absence de variation du niveau de base imposée. L'expérience vise à observer l'enregistrement stratigraphique consécutif à une chute lente puis rapide du niveau de base. En raison de la géométrie en cuvette du bassin imposée par la subsidence, les variations du niveau de base changent d'un point à l'autre du bassin et exercent un contrôle sur la stratigraphie. De plus, l'étroitesse du bassin ainsi que la flexure progressive liée à la subsidence produit un faisceau de failles normales et inverses concentrées dans la partie proximale du bassin qui d'après Heller *et al.* (2001) n'influencent pas fondamentalement l'évolution stratigraphique générale.

Heller *et al.* (2001) notent des différences entre les limites de séquences inhérentes à un contrôle allocyclique (variations lente ou rapide du niveau de base). L'observation de l'évolution géomorphologique sur l'enregistrement vidéo (disponible en ligne : <http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/Experimental%20Study/xes96-1.htm>) permet de connaître plus précisément les raisons de ces différences. Il apparaît que lors

d'une chute progressive du niveau de base, il se forme une vallée incisée dès lors que la ligne de rivage a progressé jusqu'au niveau de la zone de subsidence maximale. Une fois initiée, cette vallée peu profonde s'élargit très rapidement par érosion régressive et finit par couvrir une large surface qui s'étend sur l'ensemble du bassin, les produits de l'érosion se déposent immédiatement en aval. Comme pour la surface d'érosion, les dépôts migrent vers l'amont. L'enregistrement stratigraphique de cette limite de séquence est difficile à identifier en coupe (Figure I.2-2), puisqu'il s'agit d'une vaste et subtile discordance devenant concordante en aval (Heller *et al.*, 2001).

A contrario, Heller *et al.* (2001) montrent qu'une chute suivie d'une remontée rapide du niveau de base, forme des vallées plus étroites et profondes, qui, en s'allongeant, voient les dépôts mis en place à leurs embouchures progressivement exposés et érodés. Contrairement à une chute lente, le remplissage des vallées ne se fait pas avant la remontée (Heller *et al.*, 2001). Ainsi, les vallées étant incisées plus profondément, la limite de séquence est plus facilement identifiable en coupe par rapport à une limite formée lors d'une chute lente.

L'analyse stratigraphique séquentielle des coupes de leurs modèles (Figure I.2-2) permet à Heller *et al.* (2001) d'identifier les limites de séquences de dépôt en fonction des variations du niveau de base et de proposer des zones réservoirs potentielles en se basant sur les variations de niveau de gris : les grains clairs (quartz) représentent la fraction la plus grossière et donc la plus poreuse d'un système naturel (facies fluviales), tandis que les grains sombres (poudre de charbon) correspondent à la fraction la plus fine et la moins poreuse (facies de pentes). Quatre zones distinctes sont pointées : la zone la plus proximal du bassin ; les biseaux sédimentaire dans la partie supérieure des failles de croissance ; le cortège de régression forcée et le cortège transgressif formés respectivement pendant la chute et la remontée rapide du niveau de base (Heller *et al.*, 2001).

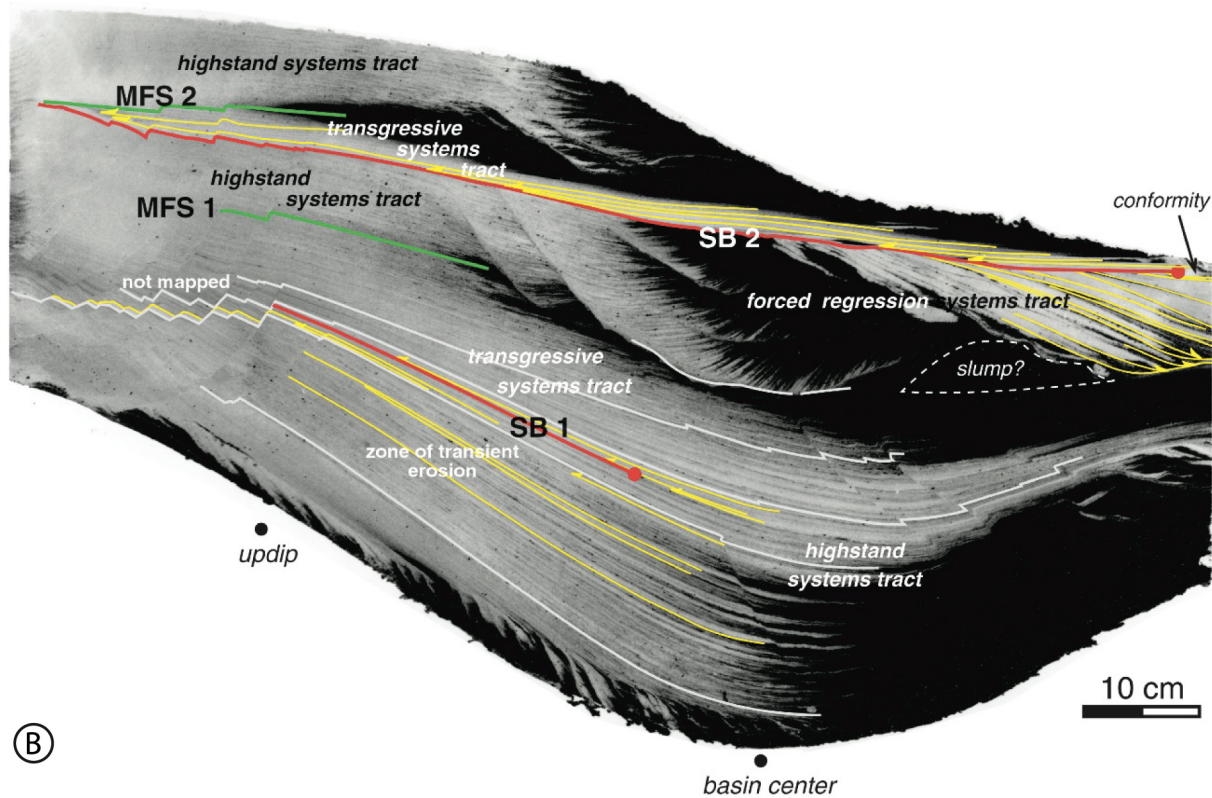
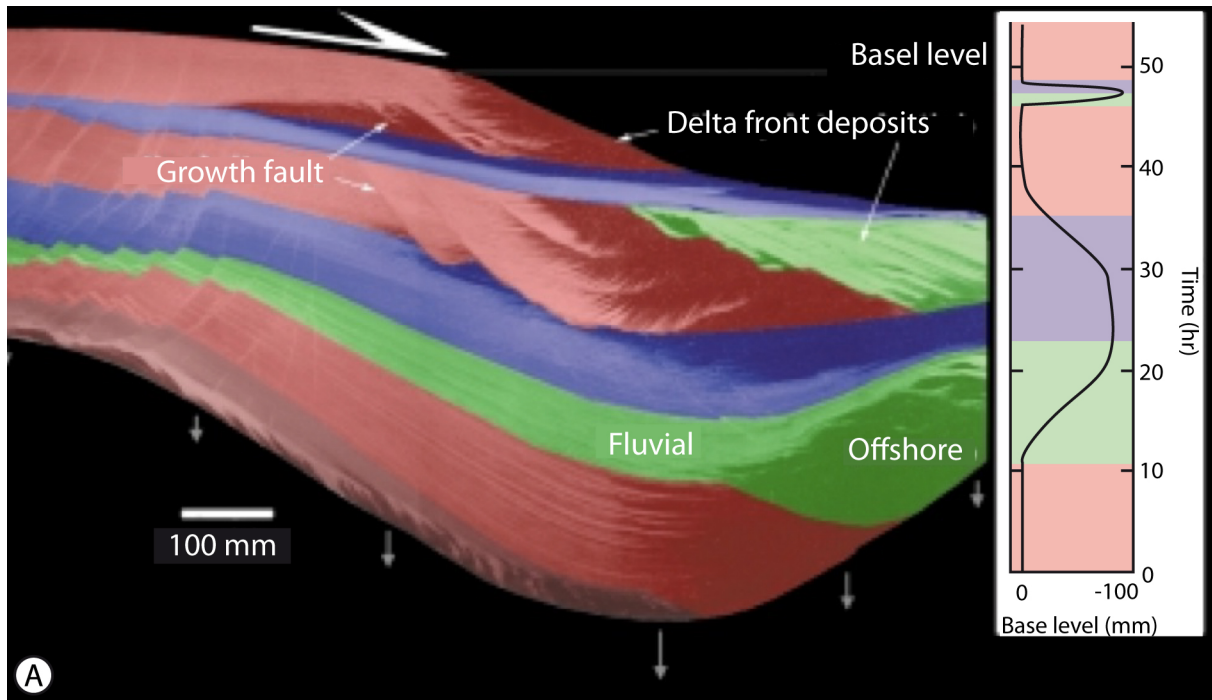


Figure 1.2-2 : Interprétation de la distribution des lithofaciés fluviaux et de pente le long d'une coupe parallèle à la direction des apports sédimentaires. (A) Courbe de variation du niveau de base et localisation des dépôts associés (Paola *et al.*, 2001). (B) Cortèges sédimentaires et limites de séquences. Les sédiments clairs correspondent au sable, les sombres à la poudre de charbon (Paola *et al.*, 2001).

Depuis ces essais préliminaires, l'*eXperimental EarthScape facility* (XES) à été utilisé dans une configuration de plus grande (6 x 3 m) impliquant plus de cellules, afin d'étudier le remplissage sédimentaire syntectonique au niveau d'une faille active dont le jeu vertical est reproduit par subsidence différentielle des cellules à la base du bassin

(Kim et Paola, 2007) ; ou encore, de la même manière que Heller *et al.* (2001), d'analyser la stratigraphie séquentielle en réponse à la subsidence et à des variations du niveau de base à une plus grande échelle expérimentale (Martin *et al.*, 2009).

Le laboratoire d'Utrecht propose également le même type de d'approche étudiant expérimentalement l'évolution morphologique et architecturale d'un système fluvial soumis à des fluctuations du niveau de base sur la morphologie et l'architecture (Van Heijst et Postma, 2001 ; Van Heijst *et al.*, 2001), au jeu d'une faille synsédimentaire (Van Heijst *et al.*, 2002), ou encore à des contrôles autocyclus (Van Dijk *et al.*, 2009).

## I.2.2 Les modèles turbiditiques

Ce type de modélisation se focalise sur le transport et/ou le dépôt de courant de turbidité et de coulée de débris au niveau du bassin profond. Contrairement aux modèles alluviaux, pour lesquels les processus dynamiques ont été observés et décrits dans leur contrepartie naturelle, la dynamique des courants de turbidité n'est connue que par le biais d'instrumentation de certains canyons (*e.g.* Shepard, 1979). Ce type d'études s'intéresse principalement aux canyons directement connectés à une rivière susceptible de générer des courants de turbidité hyperpycnaux (Xu, 2011). L'instrumentation de tels canyons a permis de déterminer (1) précisément des profils de vitesse et (2) semi-quantitativement la concentration de particules en suspension pour des écoulements hyperpycnaux. En outre, l'enregistrement en continu de l'activité de ces canyons sur une période annuelle a permis de révéler l'existence de processus de transfert sédimentaires étroitement liés aux cycles des marées et aux tempêtes. Cependant, l'instrumentation de canyons n'a pas encore permis de mettre en évidence l'hydrodynamique d'évènements plus catastrophiques et destructeurs pour les outils tels que des courants de turbidité déclenchés par les séismes (Xu, 2011).

A contrario, le foisonnement de données décrivant la géométrie et la stratigraphie des systèmes sédimentaires profonds apporte des éléments de compréhension quant à l'hydrodynamique de ces écoulements. Dans ce contexte, l'expérimentation en laboratoire a surtout été utilisée comme un outil pour confirmer les intuitions des sédimentologues quant aux processus de transport sédimentaire en eaux profondes.

La modélisation des courants de turbidité et des coulées de débris s'est développée il y a une quarantaine d'année (*e.g.*, Middleton, 1966a ; Hampton, 1972).

Edwards (1993) et Middleton (1993) proposent une revue des travaux s'attelant à reproduire les processus de transport et de dépôt en domaine sédimentaire profond. Ainsi, seul les modèles récents simulant le transport et le dépôt de courant de densité seront discutés dans cette partie.

A l'heure actuelle, on peut distinguer deux grands types de dispositifs pour simuler les courants turbiditiques :



- Les modèles bidimensionnels s'intéressant à l'hydrodynamique des écoulements confinés et plus récemment à leur dépôt, ils sont conduits dans des dispositifs en chenaux étroits (I-Tank) (*e.g.*, Middleton et Neal, 1989 ; Alexander et Morris, 1994 ; Garcia, 1994 ; Parsons et Garcia, 1998 ; Bursik et Woods, 2000 ; Alexander et Mulder, 2002 ; Kostic *et al.*, 2002 ; McCaffrey *et al.*, 2003 ; Lamb *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2005 ; Choux *et al.*, 2005 ; Gerber *et al.*, 2008).
- Les modèles tridimensionnels étudiant le dépôt d'écoulements turbiditiques non confinés se propageant dans un large bassin connecté à un chenal (T-Tank) (*e.g.*, Lüthi, 1981 ; Alexander et Morris, 1994 ; Kneller, 1995 ; Ouchi *et al.*, 1995 ; Imran *et al.*, 2002b ; Parsons *et al.*, 2002 ; Morris et Alexander, 2003 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Toniolo *et al.*, 2004 ; Mohrig *et al.*, 2005b ; Violet *et al.*, 2005 ; Keevil *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2006 ; Straub *et al.*, 2008b).

### 1.2.2.1 Dimensionnement des écoulements

Comme pour la modélisation tectonique, l'enjeu des modèles expérimentaux d'écoulement turbiditique est d'aboutir à un dimensionnement correct permettant de comparer, dans le meilleur des cas quantitativement, sinon qualitativement, les résultats expérimentaux avec des exemples naturels de bien plus grande échelle. Le dimensionnement des modèles de transport et de dépôt turbiditique est achevé en adaptant les méthodes classiques d'ingénierie. Ceci passe par la comparaison de trois composante (Paola *et al.*, 2009):

- Le dimensionnement géométrique des topographies statiques interférant avec l'écoulement.
- Le dimensionnement dynamique des propriétés de l'écoulement afin d'estimer l'équivalence entre le modèle et sa contrepartie naturelle.
- Le dimensionnement dynamique du transport sédimentaire pour une comparaison des régimes de transport sédimentaire entre le modèle et le prototype naturel.

Dans un premier temps, en considérant le cas simple d'un fluide s'écoulant sur une structure de géométrie fixe (*e.g.*, base horizontale ou inclinée, obstacle), la géométrie de cette structure doit être réduite en appliquant :

- soit le même facteur d'échelle aux trois axes de coordonnées x, y et z (modèles homogènes),
- soit en appliquant un facteur d'échelle différent aux différents axes de coordonnées (modèles distordus).

Pour ce dernier cas de figure, la distorsion est généralement appliquée à l'axe z (exagération verticale) ceci permet d'obtenir une pente et un écoulement d'épaisseur plus importants aboutissant à des forces motrices du courant plus grandes que celle agissant dans un modèle homogène (Paola *et al.*, 2009).

Le dimensionnement dynamique de courants de turbidité expérimentaux se fait en deux étapes (Paola *et al.*, 2009). La première consiste à identifier les variables adimensionnelle caractérisant la dynamique du système ; soit en utilisant les équations régissant la dynamique de l'écoulement, soit à partir d'une analyse dimensionnelle. Une fois ces paramètres identifiés, le modèle expérimental doit être conçu de telle sorte que ces derniers, ainsi que ceux définissant la géométrie et les conditions aux limites du système, aient la même valeur que dans le prototype naturel.

Pour un système impliquant un écoulement de fluide sur une surface ayant une géométrie fixée, les variables adimensionnelles régissant la dynamique du système et devant être impérativement dimensionnés (*i.e.* devant avoir des valeurs similaires dans le modèle et le prototype naturel) sont :

- **le nombre de Froude (Fr) :**

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gL}}$$

Où U correspond à la vitesse d'écoulement (m.s<sup>-1</sup>), g à l'accélération gravitationnelle (m.s<sup>-2</sup>), et L à l'échelle de longueur (m).

Lorsque les modèles impliquent des fluides dont la densité varie, comme pour la modélisation d'écoulements turbiditiques denses, le nombre de Froude est exprimé sous sa forme densimétrique :

$$Fr_d = \frac{U}{\sqrt{g'h}}$$

Où l'accélération gravitationnelle réduite s'écrit :  $g' = \frac{(\rho_c - \rho_a)}{\rho_a} g$

h correspond à la hauteur de l'écoulement,  $\rho_c$  et  $\rho_a$  la densité du courant et du fluide ambiant, respectivement.

Cette expression peut également s'écrire sous la forme suivante (Violet *et al.*, 2005) :

$$Fr_d = \frac{U}{\sqrt{RCgh}}$$

où C correspond à la concentration volumétrique du courant turbiditique et

$$R = \frac{\rho_s}{\rho_a} - 1$$

$\rho_s$  et  $\rho_a$  sont respectivement la densité du sédiment et de l'eau ambiante. La valeur de R est d'environ 1,65 pour les sédiments naturels.

La valeur du nombre de Froude rend compte du régime subcritique (régime fluvial,  $Fr < 1$ ) ou supercritique (régime torrentiel,  $Fr > 1$ ) de l'écoulement gravitaire.

- **Le nombre de Reynolds (Re) :**

$$Re = \frac{UL}{\nu}$$

où  $\nu$  correspond à la viscosité cinématique du fluide ( $m^2.s^{-1}$ ).

En pratique, il est difficile (voire quasi impossible) de réunir toutes les conditions nécessaires pour accéder à un dimensionnement dynamique rigoureux, notamment lorsque le modèle implique des flux d'eau. Ceci est lié au dimensionnement dynamique du nombre de Reynolds (Re) (Paola *et al.*, 2009). En effet, parmi tous les fluides susceptibles d'être utilisés dans les expériences impliquant un écoulement, aucun ne peut avoir une valeur de viscosité cinématique ( $\nu$ ) suffisamment faible par rapport à l'eau. Ainsi, le seul moyen de garantir une similitude dynamique entre le nombre de Reynolds d'un système naturel (prototype) et d'un modèle, et donc d'accéder à un dimensionnement correct, est d'utiliser des vitesses d'écoulement proportionnellement très grandes dans le modèle.

L'utilisation d'écoulements rapides a pour conséquence de rendre impossible le dimensionnement dynamique du nombre de Froude entre le prototype et le modèle (Paola *et al.*, 2009).

Bien que problématique, cet obstacle pour accéder à une modélisation quantitative proprement dimensionnée apparaît pire qu'il ne l'est (Paola *et al.*, 2009). En effet, la robustesse des ouvrages de génie civil bien que ceux-ci soient imparfaitement dimensionnés, montre que cette difficulté a été outrepassée par les ingénieurs, sous réserve des précautions discutées ci-après (Paola *et al.*, 2009).

Un outil permettant de surmonter ce problème de dimensionnement dynamique lié à la viscosité cinématique repose sur le principe empirique de l'indépendance du nombre de Reynolds (Paola *et al.*, 2009). A la condition que l'écoulement soit turbulent à toute échelle ( $Re > 2000$ ), l'idée est de faire le postulat que si  $Re$  est suffisamment élevé dans le prototype naturel et dans le modèle, sa valeur exacte n'influencera que très peu la dynamique du système.

Cependant, une nouvelle difficulté intervient lorsqu'il s'agit d'appliquer l'indépendance du nombre de Reynolds à un système fluide sédiment. En effet, la nature granulométrique de la suspension sédimentaire et notamment sa proportion en sable et en particules fines dans le prototype naturel a un impact non négligeable sur la dynamique de l'écoulement. A petite échelle, l'effet des fines sur l'écoulement des particules est analogue à l'effet du nombre de Reynolds sur l'écoulement de fluide. Malheureusement, ces effets granulométriques dans le système naturel étant bien moins connus, la présence de particules fines dans un courant de turbidité naturel constitue un obstacle au moins aussi conséquent que la viscosité cinématique de l'eau pour achever le dimensionnement dynamique, ce qui doit être pris en compte dans la conception de modèles expérimentaux de courant turbiditique (Paola *et al.*, 2009).

En résumé, un modèle d'écoulement turbiditique sera dimensionné dynamiquement si il préserve les principales caractéristiques du prototype naturel ( $Fr$  et  $Re$ ). Pour ce faire, l'état subcritique de l'écoulement doit être honoré ( $Fr < 1$ ) (*e.g.*, Al-Ja'aidi *et al.*, 2004). Le contrôle qu'exerce le nombre de Reynolds ( $Re$ ) sur l'écoulement est relaxé (indépendance du nombre de Reynolds) lorsque la valeur de  $Re$  est largement au-dessus de la transition entre l'état laminaire et l'état turbulent ( $Re > 2000$ ). Cependant, les travaux expérimentaux de Parsons et Garcia (1998) sur la similitude dynamique des fronts des courants gravitaires montrent que  $Re$  doit être au minimum de  $2 \cdot 10^5$  si l'on veut préserver la cascade d'énergie à toute les échelles de la turbulence dans la tête du courant turbiditique (*i.e.* la dynamique du mélange au front du courant expérimental est similaire au prototype naturel). Traduit dans les termes du modèle, ces

conditions expérimentales sont réunies lorsque la vitesse d'écoulement est supérieure à  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  et lorsque la hauteur de la tête est d'au minimum 5 à 10 cm (Parsons et Garcia, 1998).

### **I.2.2.2 Ecoulements confinés : Approche bidimensionnelle (I-Tank)**

Par le passé, la plupart des expériences menées dans ce type de bassins en chenal se sont intéressés principalement à l'hydrodynamique des courants (*e.g.*, Allen, 1971 ; Garcia et Parker, 1989). Dorénavant, les études plus récentes présentées ici, étudient non seulement le comportement mécanique des écoulements mais également les dépôts de ces derniers.

Cependant, certaines de ces études proposent encore d'étudier le comportement mécanique des courants de turbidité en mettant en œuvre de nouvelles techniques d'investigation (Parsons et Garcia, 1998 ; McCaffrey *et al.*, 2003 ; Baas *et al.*, 2005 ; Choux *et al.*, 2005).

#### **I.2.2.2.1 Approche hydrodynamique : Etudes récentes**

Parsons et Garcia (1998) publient une étude proposant d'investiguer quantitativement les processus de mélange au front de courants gravitaires similaires à leurs équivalents naturels en mesurant la dynamique interne d'écoulements expérimentaux pour une large gamme de nombre de Reynolds.

Les expériences sont conduites dans un chenal de 300 cm de long pour 30 cm de large et 50 cm de profondeur. La moitié aval du chenal est équipée d'un tapis roulant destiné à générer un profil de vitesse vertical uniforme s'opposant au courant (Figure I.2-3 A); et ainsi de réduire l'instabilité des écoulements et d'observer les fronts des courants gravitaires en un point fixe du chenal (Parsons et Garcia, 1998). L'article ne fait pas mention de la méthode suivie pour produire les écoulements turbidifiques. L'évolution spatio-temporelle des fronts des courants générés est mesurée bien plus précisément que tous les travaux antérieurs (Parsons et Garcia, 1998). Une première série d'expériences vise à observer l'évolution de la densité au cours du temps grâce à un conductivimètre haute vitesse faisant des mesures à haute fréquence en un point du dispositif (Figure I.2-3 B). La seconde série de modèles a pour but de mettre en évidence la structure interne des écoulements (*i.e.* l'évolution spatiale) grâce à la fluorescence induite par laser (LIF Figure I.2-3 B). Pour cette série de mesures, les courants expérimentaux contenant un composé fluorescent sont illuminés et enregistrés pendant

une dizaine de minutes au niveau de la bordure du tapis roulant (Figure I.2-3 A). Cette série d'expériences permet de révéler les différences entre les structures tourbillonnantes d'écoulement à faible et à fort nombre de Reynolds. Il apparaît que pour un faible nombre de Reynolds, le tourbillonnement arrive plus rapidement que pour un nombre de Reynolds plus élevé. Ces tourbillons conservent leur forme plus longtemps et montrent une symétrie selon l'axe vertical d'éjection. La structure interne pour les écoulements à fort nombre de Reynolds est différente : Parsons et Garcia (1998) y observent la formation de digitations de 1 mm d'épaisseur pour 1 cm de long (notées L et x sur le dernier spectre Figure I.2-3 C). Ce phénomène de digitation serait imputable à un accroissement du taux de mélange lié à l'augmentation du nombre de Reynolds (Figure I.2-3 B).

D'un point de vue mécanique des fluides, cette étude confirme les hypothèses des travaux précédents, selon lesquelles le mélange au front des courants de turbidité est plus ou moins efficace en fonction du nombre de Reynolds ( $Re$ ). Parsons et Garcia (1998) démontrent grâce à cette technique de mesures précises que la similarité des processus caractérisant le front des courants gravitaires est achevée pour un nombre de Reynolds supérieure à 1000, cependant, les auteurs avancent que cette similitude n'est vraie que pour la partie supérieure du front, les processus de mélanges à la base au front de la tête n'ayant pas été étudiés dans le cadre de cette étude (Parsons et Garcia, 1998).

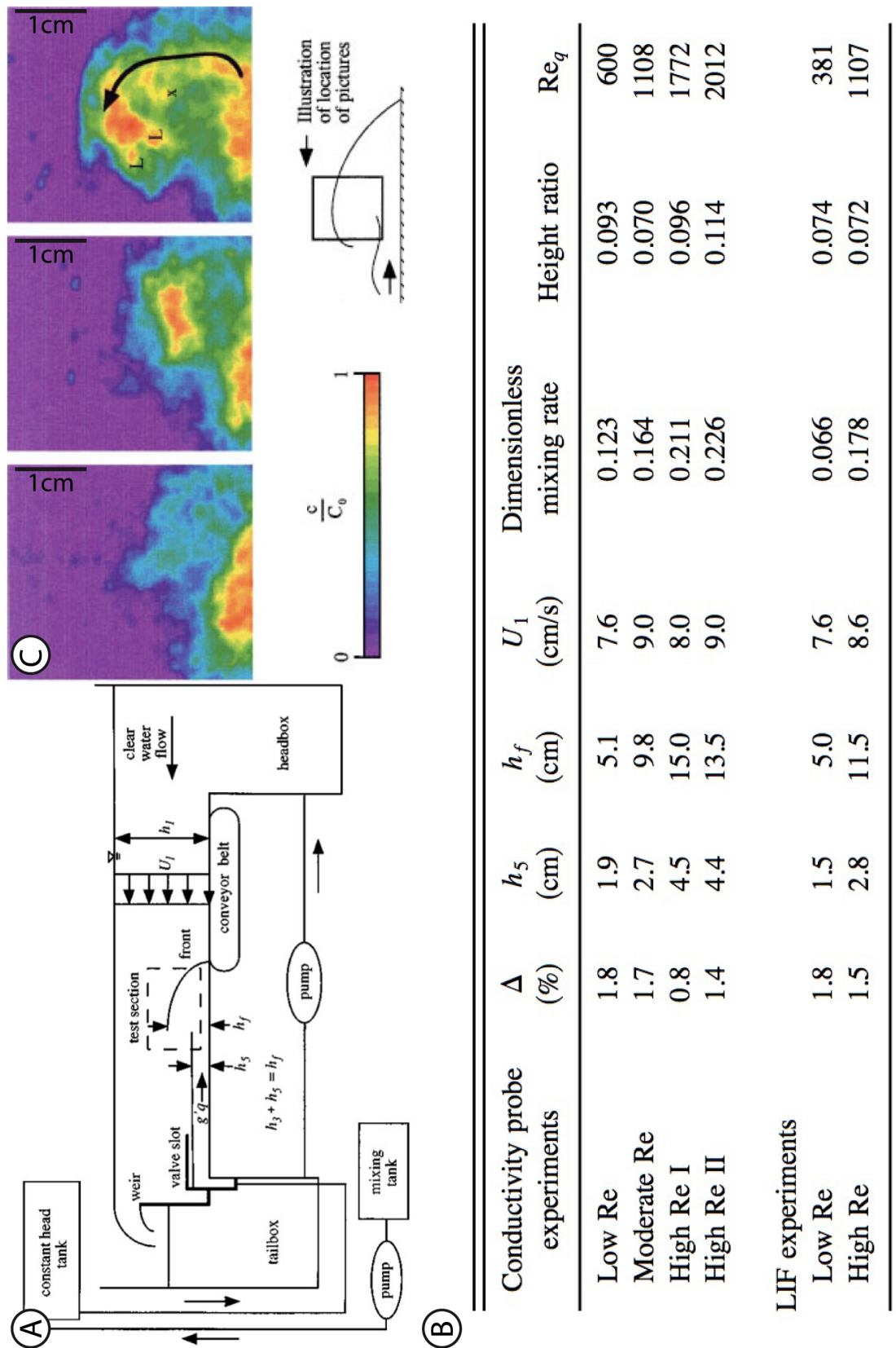


Figure I.2-3 : (A) Schéma du dispositif expérimental de Parsons et Garcia (1998) permettant, grâce au tapis roulant (conveyor belt) de mesurer l'évolution spatio-temporelle au front de courants de turbidité stationnaires. Les mesures sont réalisées au niveau de l'encadré noté *test section*. (B) Conditions et paramètres expérimentaux des six expériences ( $\Delta$  contraste de densité initial,  $h_5$  hauteur du courant à l'arrière du front,  $h_f$  hauteur du front,  $U_1$  vitesse de propagation du front,  $Re$  nombre de Reynolds). (C) Image spectrale acquise par fluorescence induite par laser de l'évolution d'un tourbillon au front d'un écoulement à grand nombre de Reynolds ( $Re=1107$ ); l'intervalle de temps entre chaque image est de 0,1 s (Parsons et Garcia, 1998).

Quelques années plus tard, l'équipe du laboratoire de Leeds publie trois articles (McCaffrey *et al.*, 2003 ; Baas *et al.*, 2005 ; Choux *et al.*, 2005) illustrant l'évolution spatio-temporelle et les interactions entre turbulence et distribution des sédiments d'écoulements turbiditiques expérimentaux déclenchés dans un dispositif en chenal.

Comme Parsons et Garcia (1998), McCaffrey *et al.* (2003) proposent également d'étudier l'évolution spatio-temporelle de courants de turbidité mais cette fois-ci en s'intéressant à la vélocité, à la concentration et à la granulométrie des sédiments en suspension. Les écoulements sont simulés dans un chenal de 10 m de long pour 30 cm de large, rempli avec 30 cm d'eau (Figure I.2-4 A). Le canal est équipé de siphons pour échantillonner les courants gravitaires en continu et de sondes Doppler ultrasoniques pour mesurer les profils de vitesses. Ces sondes sont disposées de façon à enregistrer les vitesses d'écoulements horizontalement (Best *et al.*, 2001 ; McCaffrey *et al.*, 2003). Les échantillons prélevés dans les siphons sont analysés au granulomètre laser afin d'obtenir à la fois les données de concentration et de granulométrie. La méthode de prélèvement étant intrusive, il n'est possible d'échantillonner chaque écoulement qu'en un unique point.

Huit courants gravitaires identiques (Figure I.2-4 B) ont été reproduits dans le chenal, ils sont constitués d'un mélange à 5% par volume d'eau et de farine de silice dont la taille des particules est comprise entre 0,01 et 60  $\mu\text{m}$  ( $D_{50}=8 \mu\text{m}$ ). Pour chaque expérience 30 l de ce mélange sont préparés et maintenu en suspension dans un réservoir annexe (McCaffrey *et al.*, 2003) avant d'être libéré en provoquant la vidange de la suspension à travers un tube de 63 mm de diamètre, la vidange du réservoir dure environ 25s.

Les deux premiers courants de turbidité sont étudiés à l'exutoire du réservoir afin de mesurer leur durée et leur stabilité en terme de vitesse, granulométrie et concentration. Les 6 écoulements suivants sont utilisés pour analyser l'évolution spatio-temporelle. Chacun de ces écoulements est échantillonné verticalement tout les centimètres entre 0,6 à 4,6 cm. Comme illustré sur la Figure I.2-4 A. Le réservoir de mélange est déplacé de 1,32 m vers l'amont, tandis que le dispositif de mesure reste fixe, ceci permet de collecter les données pendant différentes phases d'évolution (Figure I.2-4 C). Les données ainsi collectées sont alors combinées pour illustrer l'évolution spatio-temporelle d'un unique évènement turbiditique (McCaffrey *et al.*, 2003) (Figure I.2-4 D).



McCaffrey *et al.* (2003) considèrent que l'évolution spatio-temporelle est uniquement liée aux conditions internes de l'écoulement en toute indépendance de la manière dont ces courants gravitaires sont générés. Ces écoulements quasi stables évoluent dans le chenal comme des bouffées turbiditiques soudaines (*surge-type*) qui prennent très rapidement de l'ampleur avant de progressivement s'estomper. Ainsi McCaffrey *et al.* (2003) remarquent que les vitesses d'écoulement à la source et en aval diffèrent.

En effet, les expériences montrent que le front du courant turbiditique progresse plus rapidement que son corps à l'arrière, la conséquence d'un tel phénomène est que les écoulements expérimentaux perdurent plus longtemps le long du chenal en raison de l'étirement de l'avalanche turbide.

McCaffrey *et al.* (2003) extrapolent leurs résultats expérimentaux au système naturel, ils avancent le fait que les courants de turbidité naturels voient leur vitesse décroître plus rapidement dans les régions proximales que dans les régions distales. Ceci doit avoir un impact sur le style sédimentaire, notamment avec des taux de sédimentation potentiellement plus importants dans la région proximale (McCaffrey *et al.*, 2003).

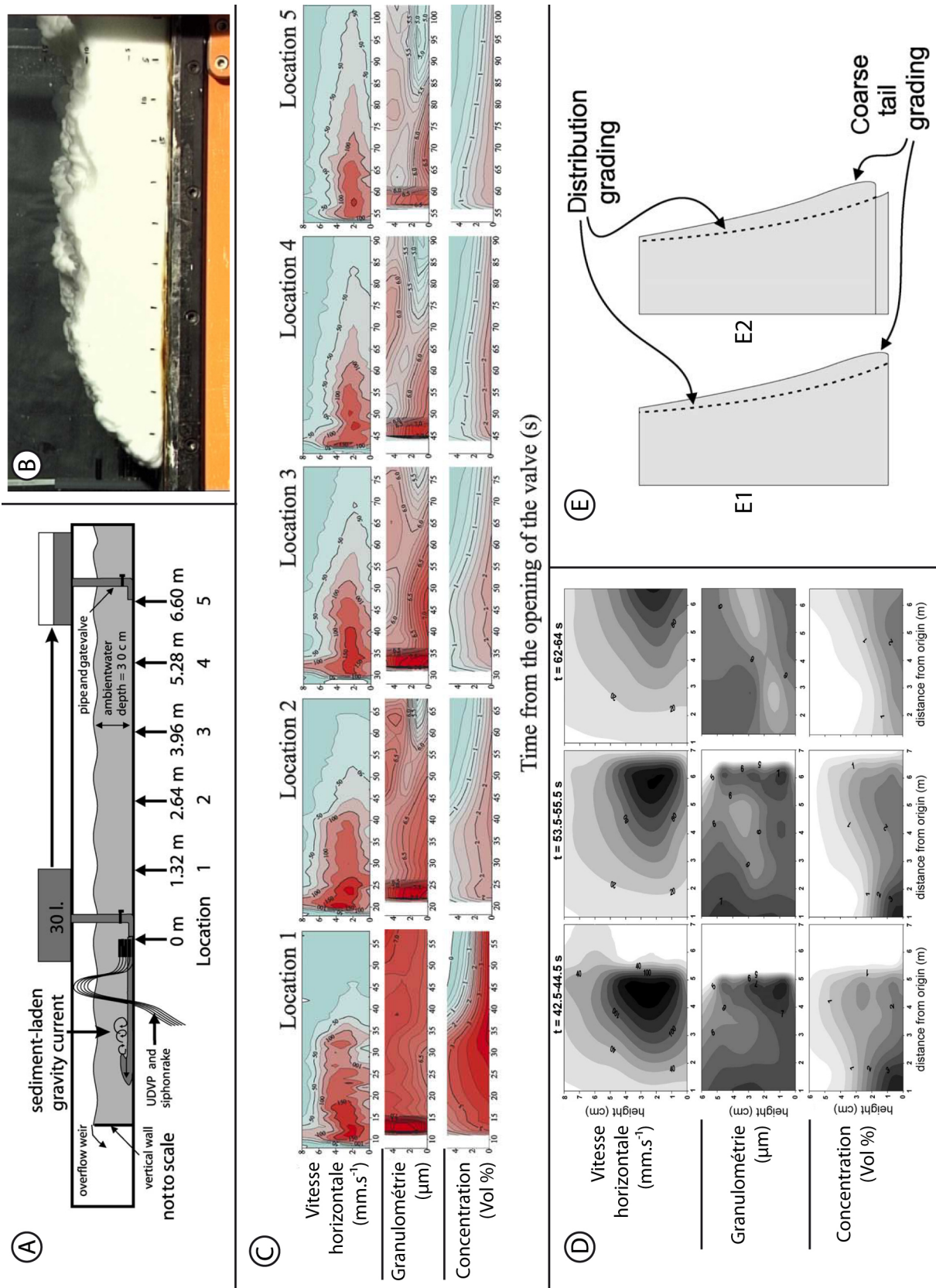


Figure 1.2-4 : (A) schéma du dispositif expérimental montrant la position des instruments de mesure (UDVP et siphonrake) et du réservoir pour les 8 écoulements. (B) Capture vidéo de la tête d'un écoulement, la largeur de la photo correspond à 55 cm. (C) Profils verticaux des vitesses, granulométries et concentrations mesurées au cours du temps, l'axe vertical correspond à la hauteur d'échantillonnage (0.6, 1.6, 2.6, 3.6 et 4.6 cm). (D) Evolution spatio-temporelle d'un écoulement idéalisé obtenu en combinant les données expérimentales. (E) Logs schématiques illustrant le granoclassement de type *coarse tail grading* lorsque (E1) les sédiments grossier dérivée de la tête se déposent en même temps que les sédiments fins dérivés du corps et (E2) lorsque les sédiment fins du corps se déposent plus précocement (McCaffrey *et al.*, 2003).

Concernant l'évolution granulométrique, les expériences de McCaffrey *et al.* (2003) montrent que les grains les plus grossiers se trouvent en majorité à la tête du courant. Ils observent par ailleurs que le corps de l'écoulement est caractérisé verticalement par un affinement de la granulométrie vers le haut suivie par un grossissement (Figure I.2-4 C *Location 2 à 5*). McCaffrey *et al.* (2003) imputent la présence de sédiments plus grossiers dans la partie supérieure du corps à un flux de particules en provenance de la tête descendant sur le corps du courant. Dans un système naturel, McCaffrey *et al.* (2003) pensent que ce phénomène peut être responsable du développement d'un granoclassement de type "coarse tail grading" (Figure I.2-4 E).

Choux *et al.* (2005) conduisent une étude complémentaire utilisant le même dispositif (Figure I.2-4 A) et la même méthodologie expérimentale que McCaffrey *et al.* (2003) afin de comparer l'évolution spatio-temporelle d'écoulements pour des concentrations en particules de 5 % (McCaffrey *et al.*, 2003) et de 14 % par volume. La comparaison des résultats pour les deux concentrations initiales montre que les écoulements sont similaires du point de vue des structures spatio-temporelles de vitesse, de turbulence, de granulométrie et de concentration. Pour chaque concentration testée, les courants gravitaires montrent tous deux une vitesse maximum au tiers de la hauteur totale du panache sédimentaire, cette vitesse décroît lentement dans le corps et rapidement dans la queue de l'écoulement. De la même manière, dans les deux cas, l'intensité de la turbulence est plus importante à la tête et à la base des écoulements, alors que la turbulence est moindre à la hauteur où la vitesse est maximum et dans la queue. Choux *et al.* (2005) remarquent les mêmes similitudes entre les deux concentrations concernant la stratification de la granulométrie moyenne et la concentration de l'écoulement. La population des grains est bien mélangée à la tête, tandis qu'au niveau du corps elle est caractérisée par un granoclassement normal évoluant vers un granoclassement inverse à l'arrière du corps et au niveau de la queue (Choux *et al.*, 2005). Comme indiqué précédemment, ce granoclassement inverse aurait pour origine un flux de particules grossières en provenance de la tête se trouvant incorporé dans la queue.

Les principales différences qu'observent Choux *et al.* (2005) entre les deux concentrations (5 % et 14 %) est que les écoulements plus denses évoluent plus rapidement du simple jet de mélange au débouché du réservoir vers un véritable

courant de turbidité dans le chenal à partir du moment du déclenchement de l'évènement turbiditique.

Toujours dans le même chenal expérimental du laboratoire de Leeds (Figure I.2-4 A), Baas *et al.* (2005) proposent une étude détaillée du couplage entre l'écoulement et les caractéristiques de la suspension sédimentaire (vitesse, turbulence, concentration et granulométrie) pour des courants gravitaires de faible densité à 5% décrits précédemment du point de vue de l'évolution spatio-temporelle par McCaffrey *et al.* (2003) (voir ci-dessus). Cette étude propose un modèle théorique expliquant les variations spatiales internes du couplage entre la ségrégation granulométrique et le mélange contrôlé par l'interaction entre la turbulence et la sédimentation gravitaire des particules en suspension.

Baas *et al.* (2005) observent que les têtes de leurs écoulements expérimentaux sont fortement turbulentes, relativement bien mélangées, diluées et comprennent une granulométrie grossière. Ces caractéristiques résultent du cisaillement frontal et du mélange entre écoulement et fluide ambiant générant un flux turbide dirigé vers le haut qui s'oppose à la sédimentation des particules (Baas *et al.*, 2005).

Le corps de l'écoulement montre une stratification des densités et de la granulométrie avec une turbulence importante confinée à la limite inférieure et supérieure de l'écoulement. Baas *et al.* (2005) notent que cette partie du courant gravitaire est dominée par les processus de décantation plutôt que par de la turbulence.

Ce contraste dans la dynamique des particules de différentes tailles modifie la distribution granulométrique générale reconnue dans la tête et le corps. En effet, tandis que le dépôt des particules les plus grossières produit un granoclassement normal dans la partie inférieure de la tête, au niveau de la partie inférieure du corps, les classes granulométriques se comportent différemment suivant l'alternance de phases turbides à relativement faible vitesse et de phases moins turbulentes à vitesse plus importante. Les particules les plus grandes réagissent à ce changement de comportement hydrodynamique en alternant des phases de mélange et des phases d'accumulation préférentielle à la base de l'écoulement. Concernant les particules les plus fines, Baas *et al.* (2005) n'observent pas de réponse à ces variations.

La partie supérieure des écoulements est caractérisée par des instabilités de Kelvin-Helmholtz formées à l'interface écoulement/fluide ambiant. Entre ces deux

étages du corps de l'écoulement, une zone peu turbulente où la vitesse est maximale forme une barrière empêchant les échanges de particules entre ses deux niveaux. Le modèle que proposent Baas *et al.* (2005) implique des changements périodiques de granulométrie à la base de l'écoulement pouvant expliquer la formation de rubanements et de lamines observés dans les turbidites naturelles (terme D de la séquence de Bouma).

#### **1.2.2.2 Approche dépositionnelle**

Les études expérimentales les plus récentes simulant les courants de turbidité confinés s'intéressent majoritairement, en plus de l'hydrodynamique des écoulements, à leurs dépôts (Middleton et Neal, 1989 ; Garcia, 1994 ; Bursik et Woods, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001b ; Alexander et Mulder, 2002 ; Kostic *et al.*, 2002 ; Lamb *et al.*, 2004 ; Gerber *et al.*, 2008) .

Middleton et Neal (1989) estiment que les premiers travaux s'intéressant au dépôts résultants de courants turbiditiques expérimentaux utilisant une suspension sédimentaire à granulométrie bien classée (Middleton, 1967) ont produit des lits d'épaisseurs constantes, échouant ainsi à reproduire l'amincissement généralement observé pour les turbidites naturelles à mesure de l'éloignement de la source. Faisant suite à ces observations, Middleton et Neal (1989) proposent une étude explorant l'influence de paramètres tel que la taille, le classement et la densité des grains, ainsi que la géométrie et la concentration des écoulements sur l'épaisseur de turbidites expérimentales. Pour ce faire, le dépôt des turbidites est simulé dans un canal de 6 m de long pour 0,15 m de large et 50 cm de profondeur similaire à celui utilisé par Middleton (1966c, b, 1967) ; les écoulements sont déclenchés en amont du dispositif en ouvrant la porte hermétique d'un sas de mélange.

Afin de tester différentes géométries de courants, deux dimensions de sas (29 et 59 cm de long), quatre profondeurs (15, 20, 30 et 40 cm de haut) et deux concentrations initiales (20% et 40%) sont utilisées (Middleton et Neal, 1989).

Les écoulements sont paramétrés pour obtenir des épaisseurs mesurables, les sédiments utilisés ont une granulométrie plus grossière ; en effet, le rapport entre la taille des sédiments et la taille de l'écoulement se trouve alors bien plus important que pour des courants turbiditiques naturels. Par ailleurs, ce type d'expériences nécessite également d'utiliser des concentrations plus importantes que dans la nature. Middleton

et Neal (1989) avancent que la granulométrie grossière et la concentration élevée utilisées pour ces expériences conduit probablement à des taux de sédimentation plus élevés que dans la nature. Cependant, pour extrapoler les résultats expérimentaux aux turbidites naturelles, Middleton et Neal (1989) avancent le fait que l'influence des paramètres contrôlant les épaisseurs de dépôts ne sont pas radicalement différents pour des taux de sédimentation plus faibles conformes aux turbidites naturelles. En outre, pour Middleton et Neal (1989) les meilleurs équivalents naturels de ces turbidites expérimentales sont celles déposées dans des bassins allongés.

Trois tailles de billes de verre (85, 156 et 258  $\mu\text{m}$  pour une densité de 2,45) et une taille de billes de plastique (180  $\mu\text{m}$  pour une densité de 1,52) sont utilisées pour le mélange initial. Ces microbilles (verre et plastique) sont utilisés individuellement afin d'obtenir un sédiment montrant un très bon classement et une sphéricité des particules quasi parfaite. Pour un mélange moins bien trié, deux classes granulométriques de microbilles de verre sont utilisées (Middleton et Neal, 1989).

Trois séries d'expériences sont menées pour cette étude :

- La première série utilise les trois classes granulométriques de microbilles de verre. Dans un premier temps, les événements turbiditiques sont déclenchés à partir du plus petit sas de mélange (29 cm de long) pour des hauteurs de 15, 20, 30 et 40 cm à forte et faible concentration (respectivement 20 et 40 %). Les autres courants expérimentaux sont déclenchés à partir du plus grand sas (59 cm de long) pour les trois tailles de microbilles et les deux concentrations, mais uniquement à 20 et 30 cm de hauteur.
- Afin de comparer les résultats obtenus avec les microbilles de verre, la seconde série d'expériences est réalisée en utilisant les microbilles de plastiques (moins denses mais ayant une vitesse de sédimentation similaire aux billes de verre les plus fines). Les courants denses sont déclenchés pour les deux concentrations, à partir du petit sas de mélange à 15, 20, 30 et 40 cm de hauteur et pour le plus grand sas à des hauteurs de 15, 20 et 30 cm.
- La dernière série d'expériences utilise un mélange en proportion égale des microbilles les plus fines (85  $\mu\text{m}$ ) et les plus grossières (258  $\mu\text{m}$ ) afin d'obtenir une taille moyenne égale à la granulométrie des microbilles intermédiaires (156  $\mu\text{m}$ ). Seul le petit sas est utilisé, mais les effets de la concentration initiale du mélange sont testés pour trois valeurs (20, 30 et 40 %).

Pour Middleton et Neal (1989), changer la taille du sas, revient à changer le volume de sédiment en suspension. Ce qui, dans la nature pourrait être contrôlé par des caractéristiques physiographiques de la marge (*e.g.*, la taille des canyons), les apports sédimentaire à la tête des canyons ou par la puissance et la durée des évènements déclenchant (*e.g.*, séismes ou tempêtes).

Chaque écoulement turbiditique et le dépôt associé sont reproduits deux fois, les épaisseurs des couches sont mesurées à travers la vitre latérale avec une précision d'un demi millimètre.

Les résultats de ces expériences montrent que les épaisseurs déposées sont uniformes proche de la source, excepté pour les expériences utilisant un mélange de sédiments mal classés, dont les dépôts tendent à montrer une forme de biseau (Figure I.2-5). Il apparaît que les écoulements à forte concentration produisent des dépôts d'épaisseurs plus uniformes, mais également plus épais et courts (Figure I.2-5 B) à volume égal de sédiments (Middleton et Neal, 1989). De plus, une augmentation de la taille du sas de mélange (hauteur et longueur) conduit à des épaisseurs plus importantes. Enfin, les expériences montrent que l'épaisseur déposée est directement proportionnelle à la taille des grains.

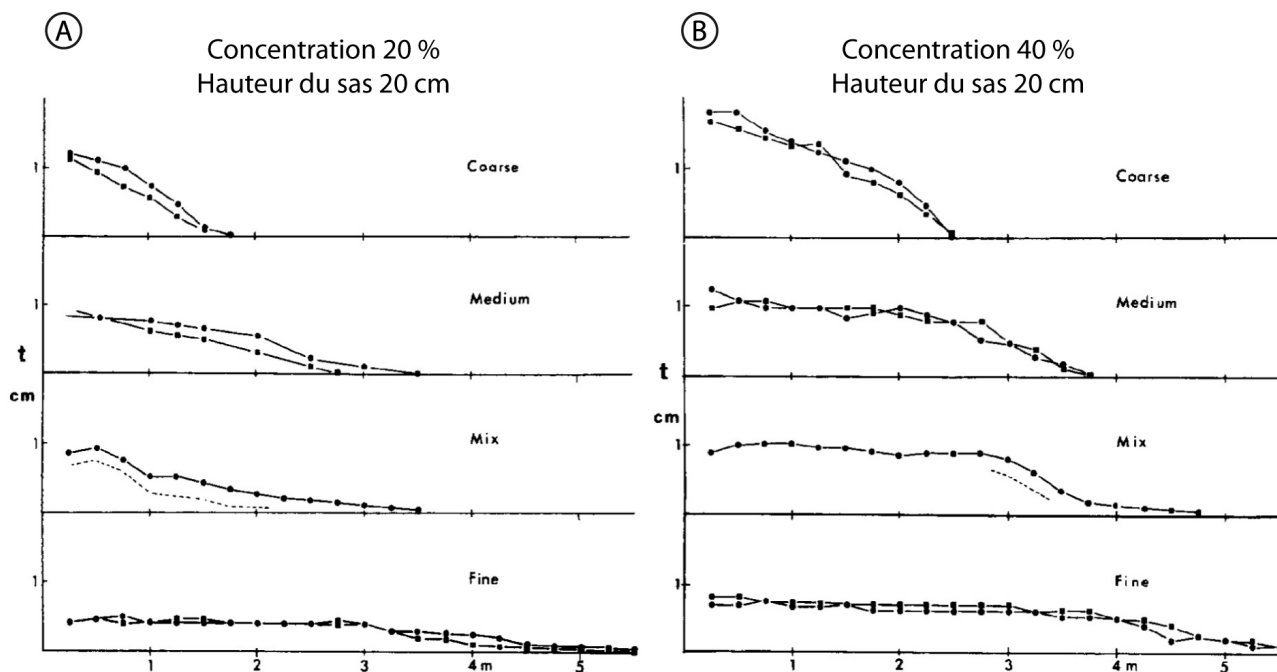


Figure I.2-5 : Profils longitudinaux montrant les variations d'épaisseurs de dépôt de courants turbiditiques de (A) 20 % et 40 % (B), déclenchés à partir d'un sas de 20 cm de haut. Chacun des profils montre les deux profils de dépôts pour, de haut en bas, des microbilles de 258  $\mu\text{m}$  (coarse), 156  $\mu\text{m}$  (medium), un mélange de sédiment mal classés (mix : 256 + 85  $\mu\text{m}$ ) et des microbilles de 85  $\mu\text{m}$  (fine) (Middleton et Neal, 1989).

Middleton et Neal (1989) démontrent qu'il existe une relation proportionnelle entre le rapport de l'épaisseur et du volume de la suspension et le rapport entre vitesse de sédimentation et la vélocité de la tête de l'écoulement. Cette relation déterminée expérimentalement donne des valeurs plausibles de vélocité des courants de densité quand on extrapole les résultats à une échelle un million de fois plus grande que celle des expériences (Middleton et Neal, 1989).

Alors que les écoulements expérimentaux de Middleton et Neal (1989) se déposent sur une surface horizontale et uniforme, Mulder et Alexander (2001b) proposent une étude simulant le dépôt de courant de densité sur une surface non uniforme. Dans leur article ils étudient l'effet du changement de la pente sur l'épaisseur des dépôts en faisant une analogie à différentes échelles, avec les changements de pentes observés à la base de la pente continentale ou pour des cas plus abrupte comme pour la base d'une rampe tectonique ou aux embouchures des canyons. Leurs expériences complètent les travaux antérieurs de Garcia et Parker (1989) illustrant les effets sur le régime d'écoulement du ressaut hydraulique résultant d'une réduction progressive de la pente. Or, la concentration en sédiment utilisée pour les écoulements de Garcia et Parker (1989) ne permet pas d'étudier les variations dans la géométrie des dépôts liée au ressaut hydraulique engendré par une rupture de pente (Mulder et Alexander, 2001b).



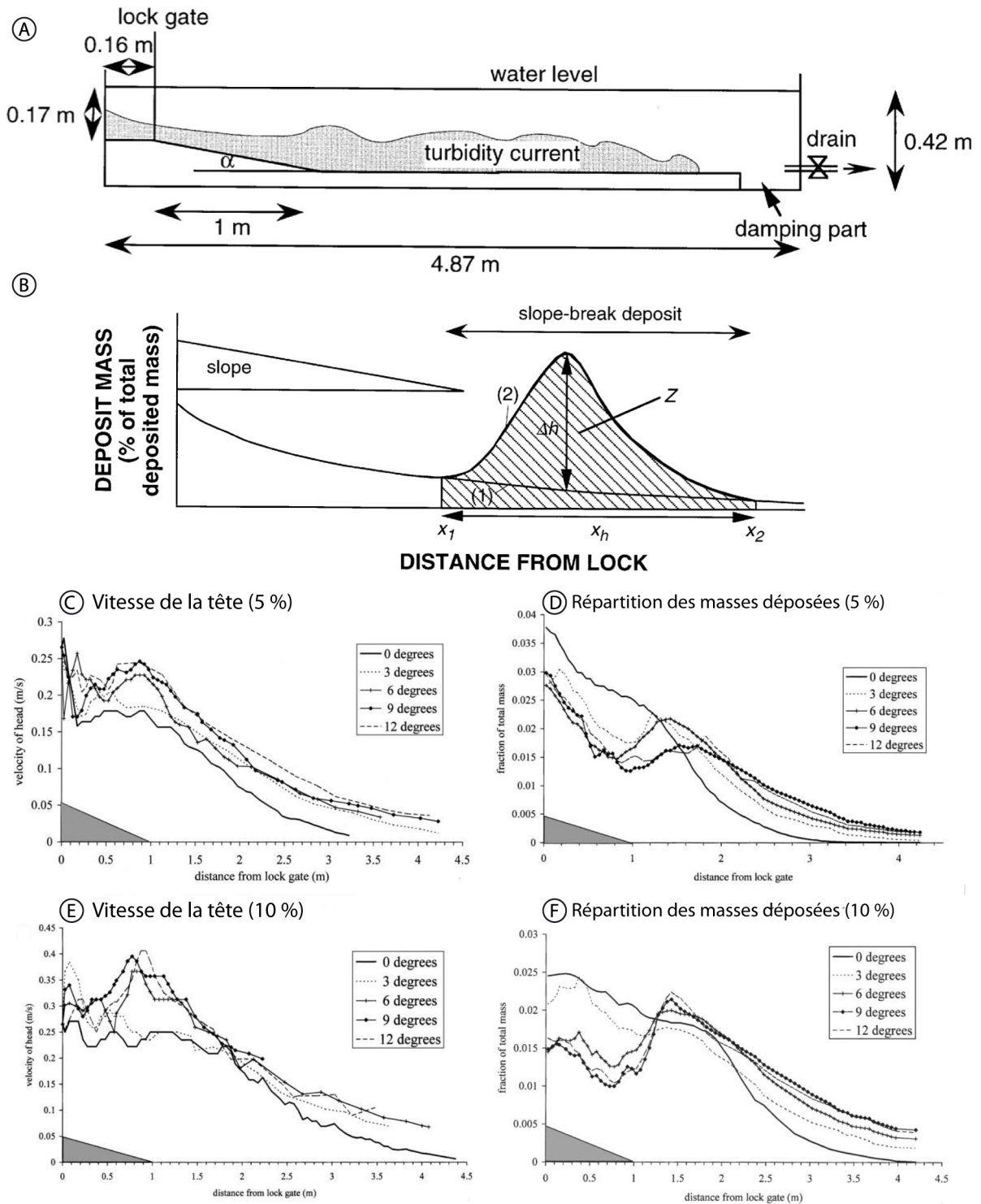


Figure 1.2-6 : (A) Dispositif expérimental ; (B) géométrie des dépôts de rupture de pente ; (C) et (D) vitesse et répartition des masses déposées pour un mélange de concentration initial de 5 % par volume le long de pentes de 0, 3, 6 9 et 12° ; et pour 10 % par volume (E) et (F) (Mulder et Alexander, 2001b).

Les écoulements denses confinés sont générés en libérant un mélange d'eau et de particules à partir d'un sas placé en amont d'un canal de 4,87 m de long pour 17 cm de large et 42 cm de profondeur. La mixture est composée de particules de carbure de silicium modérément classées (masse volumique :  $3220 \text{ kg.m}^{-3}$ ) dont la taille moyenne des grains est de  $51 \mu\text{m}$ , deux concentrations initiales de 5 et 10 % sont utilisées.

Le mélange eau/carbure de silicium est maintenu vigoureusement en suspension dans un sas de 16 cm de long pour 17 cm de large et de hauteur, chaque bouffée turbide est déclenchée en ouvrant la porte du sas de mélange. Les écoulements ainsi déclenchés empruntent un plan incliné de 0, 3, 6, 9 ou 12° sur 1 m de long avant d'atteindre une surface horizontale occupant la majeure partie du canal expérimental (Figure I.2-6 A). La plupart des courants turbiditiques n'atteignent pas l'extrémité aval du chenal, ce qui permet de s'affranchir des effets de déflexion du courant contre la vitre la plus distale du canal (Mulder et Alexander, 2001b). Une fois les dépôts formés, les sédiments sont siphonnés en divers sites d'échantillonnage puis séchés et pesés afin de déterminer la distribution des masses déposées dans le canal.

Les résultats montrent que lorsqu'un courant dense passe au-dessus d'un changement de pente abrupte, les dépôts qu'il engendre montrent une géométrie asymétrique en cloche et une épaisseur maximum à proximité de la rupture de pente (Figure I.2-6 B). Ces dépôts de rupture de pente (Mulder et Alexander, 2001b) sont liés aux variations de l'énergie cinétique de l'écoulement. En effet, le corps des courants expérimentaux devient plus épais et plus lent juste en aval de la rupture de pente. La vitesse d'écoulement décroît très rapidement, ce qui a pour conséquence de permettre aux particules de sédimenter, formant ainsi le dépôt de rupture de pente (Mulder et Alexander, 2001b). L'épaisseur maximum de ces dépôts se situe légèrement en aval de la rupture de pente puisque les particules en train de décanter se trouvent entraînées par l'écoulement pendant leur dépôt (Mulder et Alexander, 2001b). D'après Mulder et Alexander (2001b), la présence d'une rupture de pente permet de former des dépôts jusqu'à 10 % plus épais que lorsque la pente est constante ou nulle.

La comparaison des dépôts en fonctions des paramètres testés (pente, concentration Figure I.2-6 C à F) révèle que les dépôts sont moins épais sur des pentes importantes. De plus, la présence d'une pente permet un transport et un dépôt plus en aval des particules, plus la pente est raide plus les dépôts sont étendus (Figure I.2-6 D et F). La Figure I.2-6 (C et D) montrent bien que la majeure partie de la masse des particules déposée se situe à proximité de la rupture de pente, ainsi que la géométrie en cloche asymétrique de ces dépôts de rupture de pentes. Mulder et Alexander (2001b) interprètent le dépôt formé suite au glissement de Nice en 1979 à l'embouchure du canyon du Var comme un analogue naturel aux dépôts de ruptures expérimentaux.

Les travaux de Mulder et Alexander (2001b) étudient les caractéristiques hydrodynamiques et les géométries de dépôt occasionnées au niveau d'une rupture de pente par des bouffées turbiditiques (*surge-type*). Ces mêmes auteurs proposent une étude portant sur la même problématique (*i.e.* le ressaut hydraulique) (Alexander et Mulder, 2002), mais cette fois-ci, les écoulements simulés sont simulés, non pas sous forme de bouffées turbiditiques, mais sous forme de courants de densité quasi stables représentant des courants denses hyperpicnaux formés lorsque la concentration en particules des eaux d'une rivière à son embouchure dépasse la concentration de l'eau du bassin (*e.g.*, Mulder et Alexander, 2001a). A cause d'une densité des eaux marines plus importante, ce type de courant dense s'initie plus aisément dans les bassins lacustres (*i.e.* avec moins de particules sédimentaires), cependant, il n'est pas rare que des fleuves produisent ce type de courants dans des bassins marins (Mulder & Sytvisky, 1995 In : Alexander et Mulder, 2002). Ces courants hyperpicnaux sont qualifiés de quasi stables par opposition aux bouffées turbiditiques, en raison de leur persistance pendant une période relativement longue (de quelques heures à quelques mois) et de leur vitesse moyenne constante pendant la durée de l'événement (Alexander et Mulder, 2002).

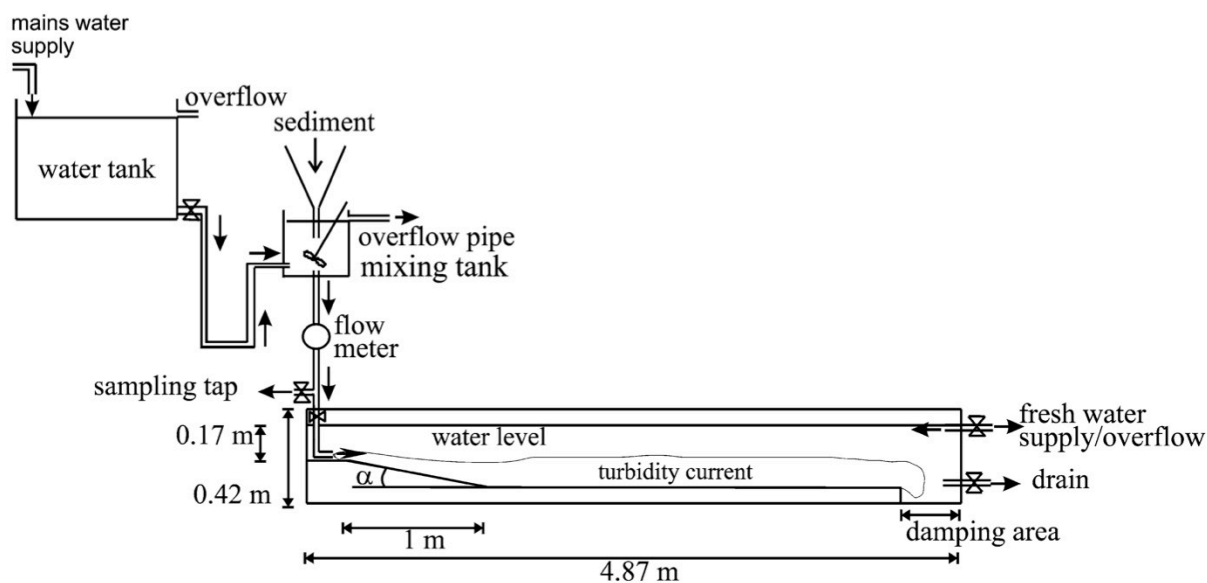


Figure I.2-7 : Appareillage expérimental utilisé pour la simulation de courants de densité quasi stables, notez le dispositif de préparation du mélange initial en amont du chenal par rapport au dispositif de Mulder et Alexander (2001b) (Alexander et Mulder, 2002)

Le canal utilisé pour cette étude (Figure I.2-7) est le même que celui de Mulder et Alexander (2001b) (Figure I.2-6 A). Cependant, l'appareillage est équipé en amont d'un dispositif pour préparer une grande quantité de mélange eau-sédiment (un large réservoir d'eau connecté à un réservoir de tête pour le mélange) le réservoir contenant le mélange initial est relié au canal par un tuyau muni d'une vanne dont l'ouverture

déclenche l'écoulement hyperpycnal. La taille des particules utilisée pour le mélange varie de 45, 63, 66 et 90  $\mu\text{m}$ , elles sont ajoutées dans le mélange initial afin d'obtenir une concentration de 0,23, 0,45 et 0,9 % par volume (Alexander et Mulder, 2002). La mixture est libérée à un débit de 3,33, 5 ou 8,33  $\times 10^{-5} \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pendant 600s (soit respectivement des volumes de 20, 30 et 50 l). Comme pour les travaux de Mulder et Alexander (2001b), la pente proximale varie de 0 à 9° par incréments de 3°.

Alexander et Mulder (2002) observent que l'épaisseur de l'écoulement à proximité du front varie en fonction de la distance par rapport à la source. Il apparaît que cette épaisseur dépend de la pente, de la taille des grains et de leur classement. Par ailleurs, la distance de parcours de ces courants de densité est fonction de la proportion en particules fines plutôt que de la taille moyenne des particules. Concernant les dépôts occasionnés par ces courants de densité quasi stables, les modèles montrent que la géométrie obtenue est similaire pour toutes les concentrations et granulométries testées, en revanche ils diffèrent de par leur amplitude (Alexander et Mulder, 2002). Les dépôts montrent une épaisseur maximale de 2 à 4 cm dans la région proximale du canal, où la chute de vitesse est la plus importante ; au-delà de ce point, l'épaisseur diminue progressivement (Alexander et Mulder, 2002). Les écoulements chargés des particules les plus fines engendrent des dépôts plus étendus dans le canal, ainsi, Alexander et Mulder (2002) relie les variations de l'amplitude des dépôts à la granulométrie des particules en suspension. Ils dénotent également une plus grande capacité de transport et donc une plus grande extension des dépôts, pour les écoulements les plus énergétiques, montrant un nombre de Reynolds le plus important (Alexander et Mulder, 2002).

Plus récemment, Lamb *et al.* (2004) ont publié une étude visant à comparer la dynamique d'écoulement et le dépôt de courants turbiditiques continus (hyperpycnaux) avec des écoulements intermittents (*i.e.* bouffées turbiditiques ou *surge type*) au niveau de mini bassins d'intra-pente. Les écoulements sont simulés dans un chenal de 31 cm de large, 76 cm de profondeur et 10,6 m de long (Figure I.2-8 A). Le fond du dispositif est agrémenté d'une cuvette de 4,1 m de long pour 15 cm de profondeur représentant le profil d'un mini bassin (Figure I.2-8 A), les dimensions de ce dernier ont été mise à l'échelle à partir du rapport moyen longueur/profondeur mesuré à partir des profils bathymétriques d'une douzaine de mini bassins dans le Golfe du Mexique.

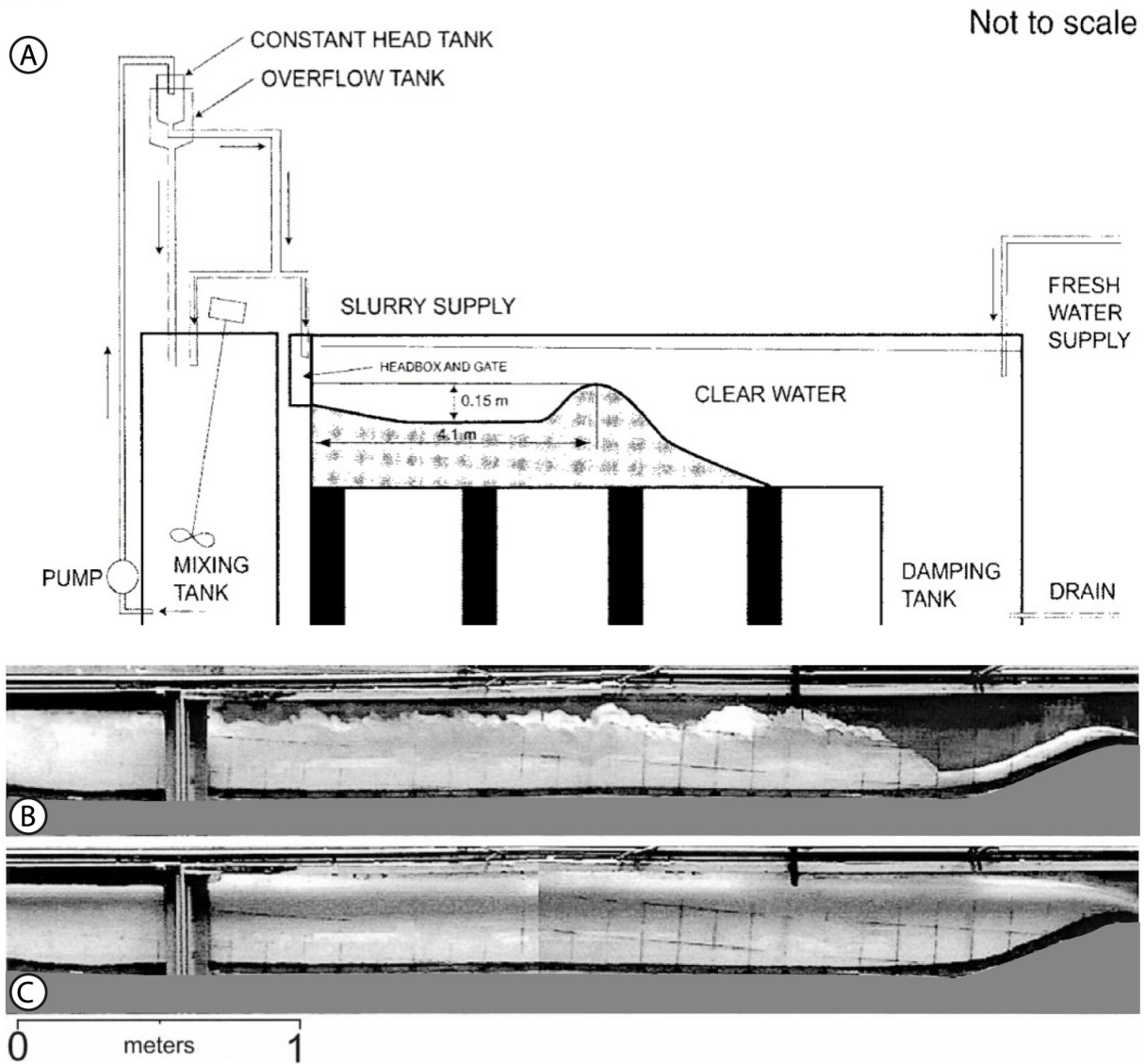


Figure I.2-8 : (A) Appareillage expérimental dédié à l'étude des conditions hydrodynamiques et de dépôts de courants denses continus ou intermittents entrant dans un mini bassin d'intra-pente. Vue latérale de (B) la tête d'un courant continu entrant dans le bassin (de a gauche vers la droite) et (C) du même écoulement après l'installation de conditions hydrodynamiques quasi stables (Lamb *et al.*, 2004).

Un mélange initial eau/particules est préparé en amont du dispositif dans un réservoir de mélange (noté *Mixing tank* Figure I.2-8 A) ; cette mixture est mise en circulation continue entre le réservoir de mélange et un réservoir de tête placé plus haut (noté *constant head tank* Figure I.2-8 A), pendant l'expérience, une partie du mélange est déviée au niveau du bassin de tête dans un bassin de débordement (noté *overflow tank* Figure I.2-8 A) puis vers le chenal (Lamb *et al.*, 2004). Le mélange entre alors dans le mini bassin en passant une porte limitant l'épaisseur de l'écoulement à 3 cm. Tandis que l'appareillage est intentionnellement développé pour observer l'onde de réflexion contre la lèvres aval du mini bassin expérimental ; en aval du chenal, un dispositif (noté *Damping tank* Figure I.2-8 A) prévient toute déflexion de l'écoulement contre la bordure la plus distale du bassin.

Quatre expériences d'écoulements continus et une expérience simulant une douzaine de bouffées turbiditiques sont réalisés afin d'analyser les dépôts résultants de ces deux types d'écoulements (Lamb *et al.*, 2004). Le mélange initial utilisé pour chaque courant est composé à 50 % d'argiles (kaolinite) et 50 % de silt (farine de silice de taille moyenne de 20 à 45  $\mu\text{m}$ ); d'après les observations, à petite échelle, les silts ont tendance à se déposer facilement et montrent un potentiel de remobilisation faible, tandis que les argiles en suspension agissent comme un vecteur maintenant le contraste de densité par rapport à l'eau ambiante, et ce même si les particules les plus grossières (silt) se sont déposées (Lamb *et al.*, 2004). La concentration du mélange injecté dans le chenal est de 5 % par volume.

Pour les quatre expériences d'écoulements continus (hyperpycnaux) ont été conçues pour déborder du mini bassin, le débit d'écoulement est maintenu constant à 0,5, 0,85, 1 ou 2  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  pour une durée variant de 14 à 55 minutes jusqu'à l'écoulement d'environ 1580 à 1680 l de mélange. L'expérience de remplissage du mini bassin par des bouffées turbides est conçue pour que le mini bassin capture l'intégralité des sédiments injectés, 12 lâchés à un débit de 1  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$  pendant 15 s sont réalisés, soit un volume d'environ 10 % de la capacité initiale du mini bassin (Lamb *et al.*, 2004). Le temps entre chaque évènement turbiditique est d'environ 8 heures, de façon à ce que l'ensemble des particules ait sédimenté. A la fin de chaque expérience de courant continu ou entre chaque bouffée turbiditique, l'épaisseur de sédiments déposés dans le mini bassin est mesurée grâce à une pointe limnimétrique droite ou un sonar à ultrason (Lamb *et al.*, 2004).

Les résultats montrent que les deux types d'écoulement engendrent une signature distincte dans la géométrie des dépôts :

- L'architecture résultant d'évènements turbiditiques continus (hyperpycnaux) est caractérisée par un drapage sédimentaire (Figure I.2-9).
- Tandis que dans le cadre d'un remplissage par bouffées turbides, les sédiments occupent le fond du bassin et s'amincissent au niveau des bordures, formant un empilement de dépôts à géométrie lenticulaire ou *ponded deposit* (Figure I.2-9) (Lamb *et al.*, 2004).

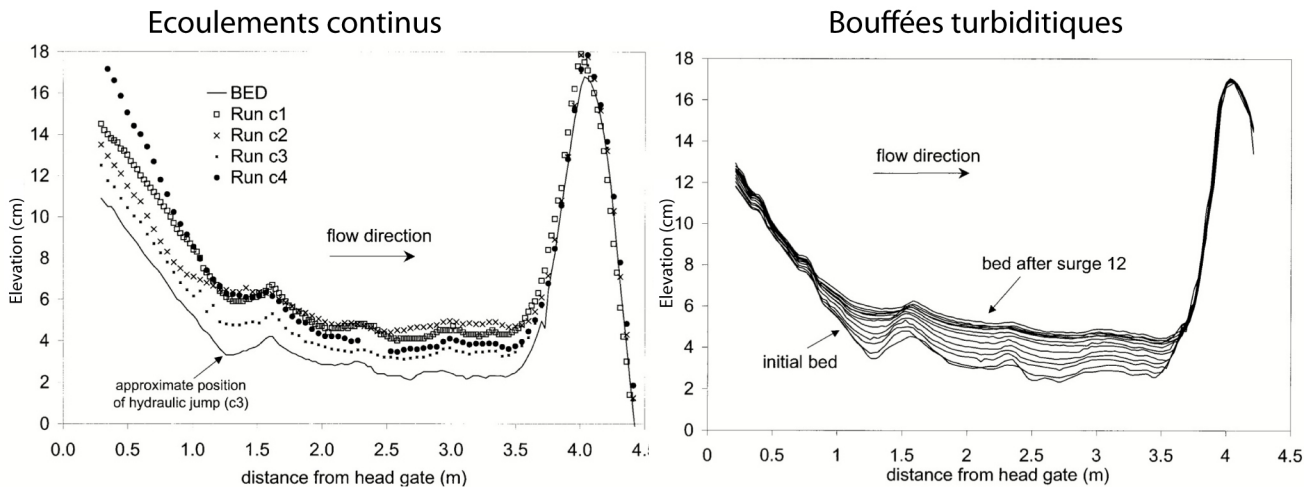


Figure I.2-9: Graphiques représentant la géométrie et l'épaisseur des dépôts pour les 4 expériences d'écoulement continu (c1 à c4 à gauche) et pour les 12 bouffées turbiditiques (à droite) (Lamb *et al.*, 2004).

Lamb *et al.* (2004) attribuent ces différences de géométries à la proportion relative entre la taille et le corps des écoulements. En effet il apparaît que dans le cadre d'écoulements continus, il s'instaure un courant turbiditique confiné quasiment stable, limité en amont par un ressaut hydraulique (*hydraulic jump* : Figure I.2-9) et en aval par la lèvre du mini bassin. Ces conditions favorisent le dépôt constant de sédiments dans le sens de l'écoulement et formant ainsi le drapage sédimentaire du fond du mini bassin (Lamb *et al.*, 2004). Pour les bouffées turbiditiques, les résultats montrent que leur durée (15 s contre des écoulements continus de 14 à 55 minutes) mais également leur petite taille, font que la majeure partie de la charge sédimentaire est contenue dans la tête turbide du courant de densité, ce qui permet un transport plus distal de ces particules. Cependant les bouffées ne sont pas suffisantes pour passer la lèvre aval du mini bassin expérimental. Ces conditions conduisent à une géométrie de dépôt lenticulaire épousant la base du bassin (*ponded deposit*) (Lamb *et al.*, 2004).

Dans cette étude, Lamb *et al.* (2004) distinguent une bouffée turbiditique d'un courant de densité continu par la durée de l'écoulement. Si le temps de l'évènement turbiditique est suffisamment long pour permettre l'instauration de conditions hydrodynamiques quasi stables l'écoulement est qualifié de continu, si tel n'est pas le cas, on parle de bouffée turbiditique (*surge type*). A l'échelle d'un mini bassin du Golfe du Mexique, le laps de temps pour atteindre l'état d'écoulement continu est estimé à environ une heure (Lamb *et al.*, 2004). Ceci donne une estimation de la taille des bouffées turbiditiques naturelles, en utilisant cette échelle de temps (< 1 heure) les dépôts lenticulaires (*ponded deposits*) impliquent des bouffées turbiditiques de faible volume comparé à la taille du mini bassin. Les expériences révèlent que la capacité de

capture des sédiments est plus importante pour des écoulements sous forme de bouffée que pour des écoulements continus, néanmoins, la durée des écoulements continus permet de déposer des plus grandes quantité de sédiments (Lamb *et al.*, 2004).

Un autre sujet d'étude expérimentale des courants de turbidité consiste à observer les effets de la présence d'obstacles sur le comportement et le dépôt de ces derniers. La plupart des travaux de ce type ont été réalisés pour des écoulements non confinés (approche tridimensionnelle cf. I.2.2.3 ci-dessous). Toutefois, Pantin et Leeder (1987), Edwards (1993), Alexander et Morris (1994) et Bursik et Woods (2000) proposent une série d'expériences simulant des écoulements turbiditiques à proximité d'obstacles pour des courants de densité confinés, mais seuls les travaux de Alexander et Morris (1994) et Bursik et Woods (2000) incluent des particules dans leurs écoulements afin d'en étudier la sédimentation.

Les expériences de Alexander et Morris (1994) concernent pour la plupart des écoulements de haute densité non confinés chargés en particules grossières (approche tridimensionnelle cf. I.2.2.3 ci-dessous), cependant, leur étude inclut une série de modèles confinés afin d'observer le comportement bidimensionnel simple des écoulements vis à vis d'un obstacle. Les modèles sont réalisés dans un chenal de 487 cm de long pour 17 cm de larges et 32 cm de profondeur (Figure I.2-10 A) ; à 1,75 m de l'embouchure du sas, un obstacle en biseau de 2,6 cm de haut représentant l'escarpement d'une faille bordant un bloc basculé est placé (Figure I.2-10 A et B). La structure du courant turbiditique le long du chenal est synthétisée sur la Figure I.2-10 C. Alexander et Morris (1994) observent un ralentissement de la tête de l'écoulement accompagné d'un accroissement de sa hauteur (2,3 fois l'épaisseur initiale) lors de sa rencontre avec l'obstacle. Concomitamment, un jet de fluide de densité plus faible jaillit au-dessus de l'obstacle et forme un tourbillon stationnaire (Figure I.2-10 C). Par la suite, un fin panache de fluide dense contourne l'obstacle et s'écoule en reprenant la morphologie classique d'un courant de turbidité dans le reste du chenal. A la rupture de pente, au pied du biseau, les auteurs constatent un intense mélange provoquant une augmentation de l'épaisseur du courant de turbidité accompagné, comme en amont de l'obstacle, de la formation d'un tourbillon stationnaire de fluide moins dense (Figure I.2-10 C). De plus, Alexander et Morris (1994) remarquent que la distance de propagation de la tête de l'écoulement est fonction de granulométrie, du classement et de la concentration des grains en suspension. Cette série d'expérience ne se focalise que



sur le comportement hydrodynamique des écoulements, la géométrie des dépôts occasionnée par ces courants de turbidité étant discutée pour les expériences d'écoulements non confinés (approche tridimensionnelle cf. I.2.2.3 ci-dessous)

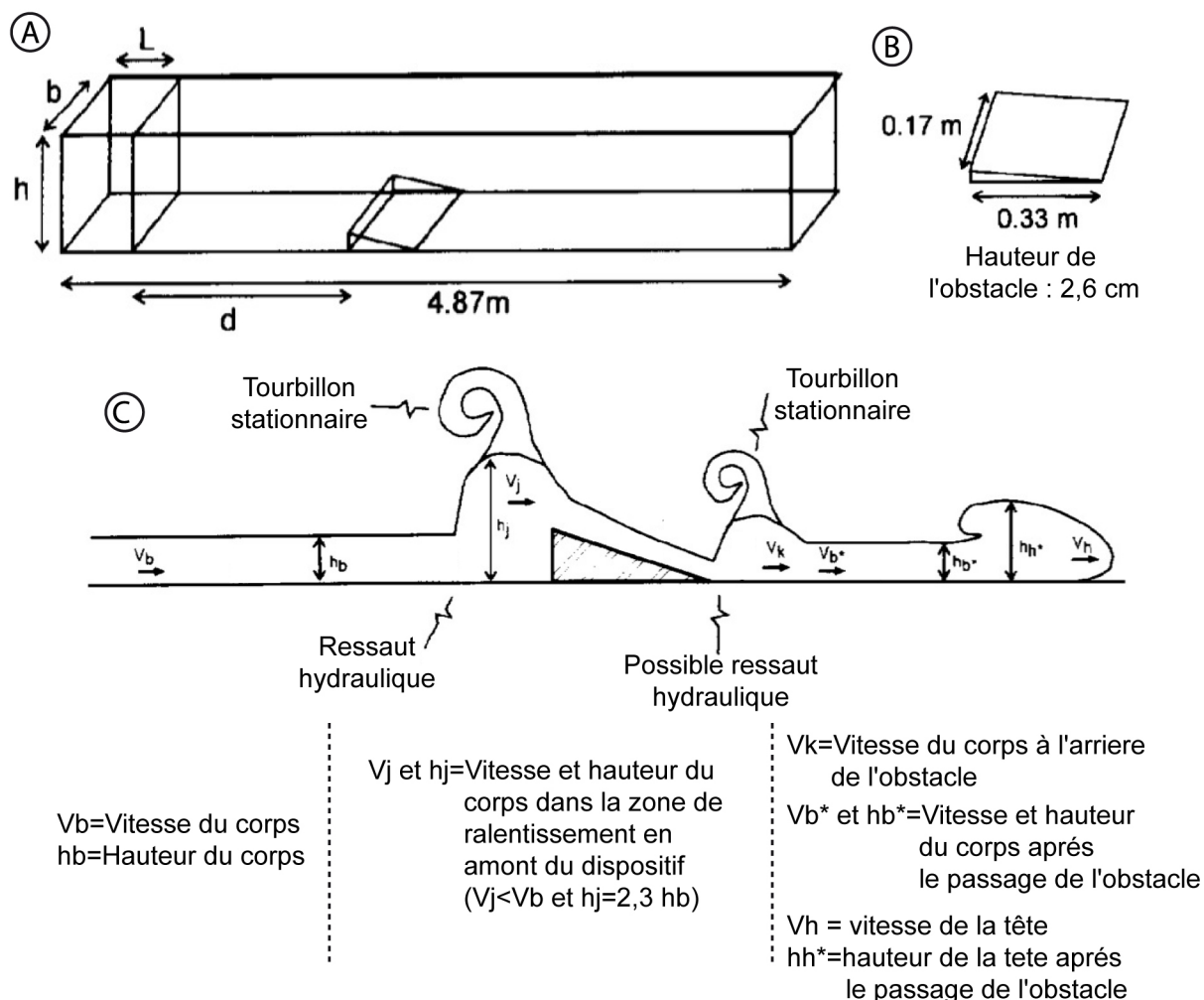


Figure I.2-10 : Dispositif expérimental utilisé pour l'étude de l'interaction d'écoulements denses confinés chargés en particules grossières de Alexander et Morris (1994). (A) Schéma montrant la dimension du chenal expérimental, la hauteur  $h=32$  cm correspond à la tranche d'eau,  $b=17$  cm, la longueur du sas de mélange  $L=16$  cm et l'obstacle est placé à une distance  $d=175$  cm de l'embouchure du sas de mélange. (B) Dimensions du biseau faisant obstacle à l'écoulement. (C) Principales structures hydrodynamiques observées expérimentalement d'un écoulement confiné interagissant avec un obstacle biseauté (modifié d'après Alexander et Morris, 1994).

L'autre étude expérimentale s'intéressant à l'effet de changement de topographie sur les dépôts turbiditique dans un environnement confiné est proposée par Bursik et Woods (2000). Leur article propose une série d'expériences menées dans un canal expérimental de 300 cm, 20 cm de large et 60 cm de profondeur, permettant d'étudier l'influence du changement de largeur et de profondeur de la topographie d'un chenal sur la géométrie des dépôts engendrés par ces courants denses stables chargés en particules (Figure I.2-11). Pour ce faire, Bursik et Woods (2000) simulent sur le parcours de

l'écoulement des rétrécissements, élargissement soudains ainsi que la présence de rides transverses.

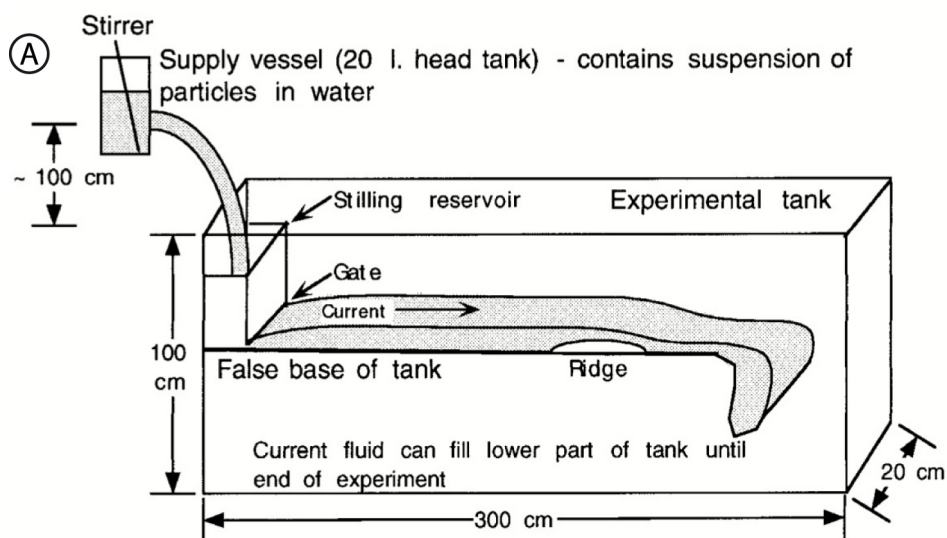


Figure I.2-11 : Chenal expérimental utilisé par Bursik et Woods (2000), la base du dispositif (*False base of bank*) est inclinée de 0 à 5° est peut être équipée de rides transverses, rétrécissement ou d'élargissement afin d'évaluer l'impact de tel changement de topographie dans le chenal sur les dépôts turbiditiques (Bursik et Woods, 2000).

Le mélange initial est préparé dans un réservoir placé au dessus du dispositif afin d'obtenir un taux d'écoulement constant pour chaque expérience. Le sédiment utilisé est composé de particules d'oxyde d'aluminium de 63  $\mu\text{m}$  de diamètre. Chaque courant est déclenché en libérant une vingtaine de litres de mélange dans un sas placé en amont du chenal, à la base de ce dernier une fente laisse s'écouler le courant dense le long d'une surface penté (0 à 5°) dans le bassin principal. En général, la tête des écoulements parcourt le dispositif en  $\sim 20$  s ; pendant les minutes restantes de l'expérience, les observations montrent que le courant dense est stable, et dépose des particules sur la pente de test (Bursik et Woods, 2000). En parallèle de chaque courant dense chargé en particules, un courant salin de même densité est simulé pour comparaison.

Une fois les particules déposées le long de la pente, les taux de sédimentation locaux sont mesurés en prélevant les dépôts tout les 5 cm sur une surface égale de 5 cm par 10 cm.

Les résultats d'une première série d'expériences de sédimentation sur une surface plane montrent que les dépôts s'amincissent exponentiellement à mesure que l'on s'éloigne de la source (Bursik et Woods, 2000). Ces expériences préliminaires servent de contrôle en vue de comparaison avec les suivantes, pour lesquelles la base

pentée du chenal est occupée par divers changements de topographie (rides, rétrécissement ou élargissement du chenal). Cette série d'expériences montre que tant que l'écoulement ne rencontre pas d'obstacle topographique suffisamment imposant pour bloquer et réfléchir l'intégralité du courant, la tendance générale à l'amincissement des dépôts en s'éloignant de la source est conservée et ce même si des changements de régime d'écoulement aient été observés à l'approche de variation topographique du chenal (Bursik et Woods, 2000). En revanche, il apparaît qu'un changement de la largeur du chenal affecte la distance le long de laquelle les dépôts s'amincissent (les portions plus larges voient leurs dépôts s'amincir plus rapidement). Ce type de modèle prédit qu'un écoulement passant des obstacles topographiques sans être bloqué, occasionnera des dépôts s'amincissant distalement, et ce même si des changements de régime d'écoulement (subcritique à supercritique) se produisent (Bursik et Woods, 2000). Ceci signifie que dans un système naturel, les variations de vitesse et de régime d'écoulement ne vont pas provoquer de changement significatifs dans les épaisseurs déposée ; sauf si une partie de l'écoulement se trouve bloqué voire réfléchi lorsqu'il rencontre un obstacle trop imposant (Bursik et Woods, 2000).

### I.2.2.3 Ecoulements non confinés : Approche tridimensionnelle (T-Tank)

Les études expérimentales d'écoulements confinés décrites précédemment, lorsqu'elles ne sont pas réalisées dans un but de simplification d'objets tridimensionnels en deux dimensions (*e.g.*, Alexander et Morris, 1994 ; Lamb *et al.*, 2004), sont des analogues d'environnements de dépôt profonds particuliers. En effet, pour Mulder et Alexander (2001b) les résultats de leur modèles simulant le ressaut hydraulique au niveau d'une rupture de pente sont comparés aux processus agissant à l'intérieur ou au débouché des canyons entaillant le talus continental. Quant aux modèles de Bursik et Woods (2000), l'analogue naturel auquel fait référence leur publication est un bassin allongé de 360 km de long pour 60 km de large au SW de la marge portugaise (Horseshoe Abyssal plain) (Lebreiro *et al.*, 1997 In : Bursik et Woods, 2000)

Par conséquent, ce type de modèles bidimensionnel apparaît peu représentatif d'une configuration plus générale, selon laquelle les avalanches turbiditiques débouchent de l'embouchure des canyons ou de systèmes de chenaux-levées pour s'étaler de manière non confinée au niveau de la plaine abyssale. Avec l'objectif de modéliser de telles conditions de dépôt, il s'est développé, après une première tentative dans les années 50 (Kuenen, 1951), une approche expérimentale tridimensionnelle (*i.e.* non confinée) de modèles de transport et de dépôt en environnement sédimentaire profond (*e.g.*, Lüthi, 1981 ; Alexander et Morris, 1994 ; Kneller, 1995 ; Ouchi *et al.*, 1995 ; Imran *et al.*, 2002b ; Parsons *et al.*, 2002 ; Morris et Alexander, 2003 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Toniolo *et al.*, 2004 ; Mohrig *et al.*, 2005b ; Violet *et al.*, 2005 ; Keevil *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2006 ; Straub *et al.*, 2008b).

Les dispositifs permettant ce genre d'étude consistent en de larges bassins expérimentaux parfois connectés à un chenal d'alimentation (*T-Tank*), ces bassins permettent de simuler l'étalement et le dépôt tridimensionnel de courants turbiditiques.

Dans le cadre de cette thèse, ne serait ce que pour la largeur des dispositifs (comparé à l'étroitesse des dispositifs en chenaux décrit précédemment), cette approche expérimentale tridimensionnelle est en adéquation avec l'objectif visant à développer un appareillage expérimental permettant de simuler les processus de dépôts détritiques dans le bassin profond, couplé avec des déformations salifères.

### *1.2.2.3.1 Premières expériences d'écoulements et de dépôts turbiditiques tridimensionnels*

Les premières expériences de ce type ont été publiées par Kuenen (1951). Cette étude, en plus d'investiguer les propriétés de courants turbiditiques de haute densité d'un point de vue hydrodynamique en conditions confinées, montre une série d'expériences étudiant l'action de courants gravitaires dévalant un étroit chenal vers un bassin plus large (Kuenen, 1951).

Dans une première série d'expériences, la base du bassin principal est horizontale. Le dispositif utilisé consiste en un canyon d'environ 40 cm et penté d'une dizaine de degrés, débouchant sur un large bassin de 5 x 3 m et profond de 40 à 50 cm (Figure I.2-12 A). Les écoulements sont générés en libérant 40 l d'une suspension d'argiles et de sable, la granulométrie du sable est fine pour les 5 premiers écoulements (I à V Figure I.2-12 B) ou grossière avec une teneur en argiles moindre (pour favoriser un dépôt plus rapide) pour les 4 écoulements suivants (VI à IX Figure I.2-12 B). Kuenen (1951) observe que les écoulements, une fois arrivés dans le bassin, s'étalent en formant un front quasi circulaire. Une fois déposée, les particules forment à proximité du canyon, un delta légèrement oblong de sable grossier accompagné d'une dépression à son origine (en amont). Kuenen (1951) remarque que cette dépression est dans l'alignement direct du canyon (Figure I.2-12 A) et attribue cette caractéristique au pouvoir érosif du courant dense. Au-delà de cet édifice proximal, les courants de turbidité forment des dépôts caractérisés par des fines lamines s'amincissant uniformément en s'éloignant de la source (Figure I.2-12 B).

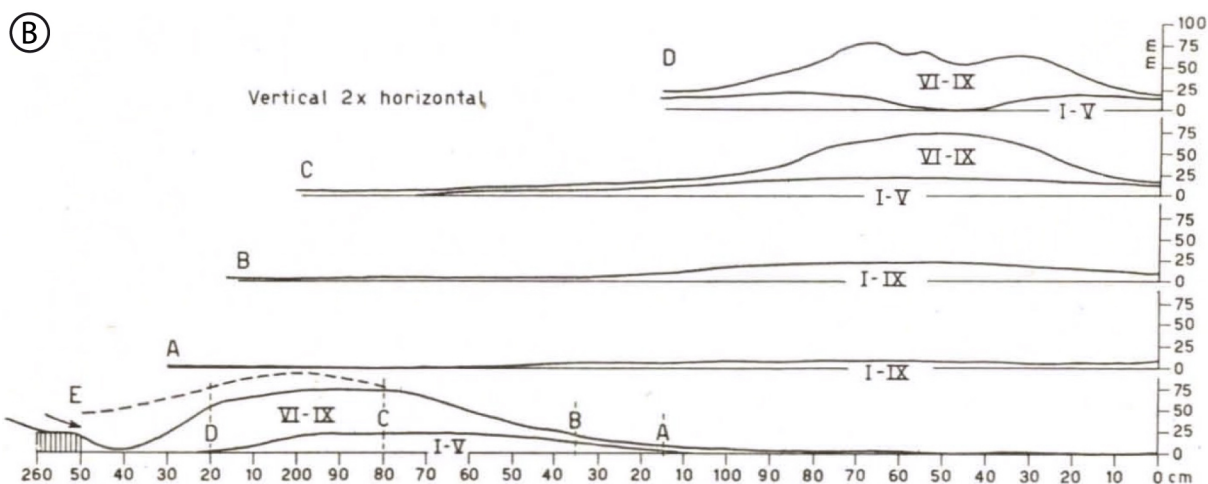
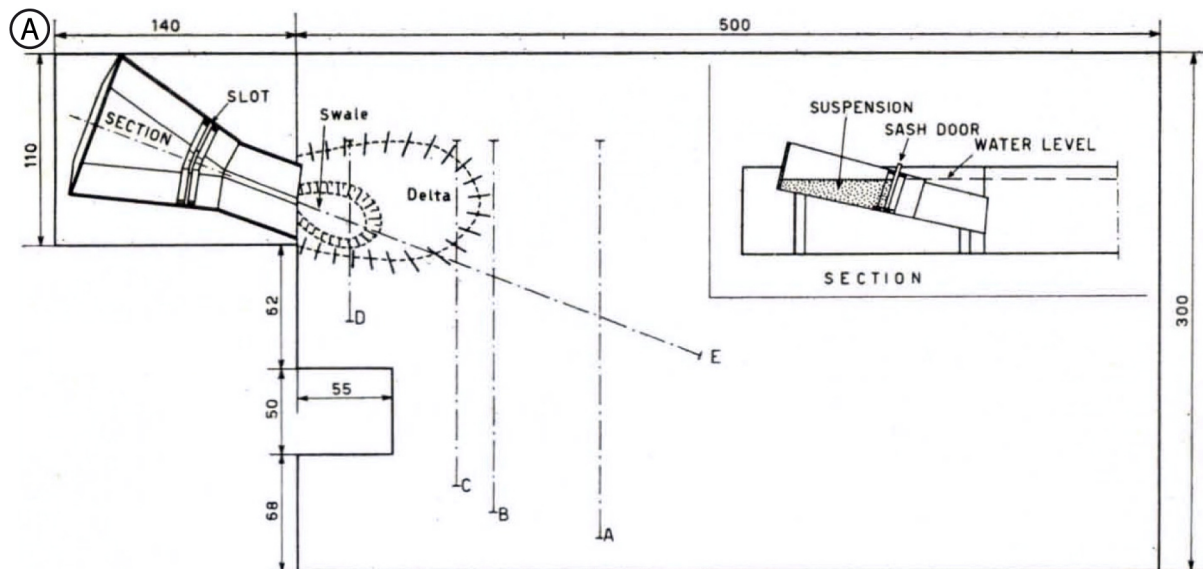


Figure I.2-12: (A) Schéma du Bassin expérimental utilisé par Kuenen (1951) les coulées turbidite produise directement à l'embouchure du canyon une dépression (noté Swale) connecté à un delta oblong de sable grossier (noté Delta) et (B) coupes des dépôts forés au front du canyon subaquatique sur une base horizontale (les coupes ont une exagération verticale x 2, leur localisation est indiquée sur le schéma du dispositif (Kuenen, 1951)

Dans une seconde série d'expériences, une pente de  $4^\circ$  avec un dénivelé de 10 cm est construite sur le plancher du bassin principal à l'embouchure du canyon. Une tranchée de 30 cm de large et de 6 cm de profondeur, durcie avec du gypse est modelée dans l'alignement du canyon (Kuenen, 1951). Six courants de turbidité de densité et de viscosité différente sont envoyés vers le bassin principal. Alors qu'une partie des particules en suspension débordent sur les levées de la tranchée, les écoulements empruntent la tranchée pour ensuite s'étaler sur la base horizontale du bassin. L'analyse des dépôts montre que la tranchée se trouve remplie partiellement de sable, et que les levées bordant cette vallée subaquatique ne se développent ni verticalement, ni horizontalement. D'après Kuenen (1951), cette série d'expériences montre que lorsque des courants de turbidité atteignent la base horizontale d'un bassin, ils étalent leur charge particulaire sous forme de fines lamines couvrant une large surface. Il apparaît

que plus les courants sont volumineux, denses et chargé en particules fines, plus les dépôts sont étendus avec un faible taux de diminution des épaisseurs à mesure que l'on s'éloigne de la source (Kuenen, 1951). A contrario, les écoulements de volume faible, avec une concentration sédimentaire diluée et composés de grains grossiers, produisent des dépôts plus restreints, avec un amincissement et un granoclassement plus prononcé (Kuenen, 1951).

Une trentaine d'année plus tard, Lüthi (1981) propose une série de modèles d'étalement et de dépôt de courants de turbidité non confinés simulant la formation de deltas lacustres. Cependant en prenant quelques précautions ces expériences peuvent être appliquées aux éventails sous-marins et en particulier aux lobes dépositionnels. D'après Lüthi (1981), les principales différences avec la première tentative de Kuenen (1951) sont que :

- les expériences ont une taille bien plus importante,
- la granulométrie des particules est plus fine,
- la suspension sédimentaire utilisée est fournie à une concentration et un taux de débit constant tandis que Kuenen (1951) travaillait avec un volume limité de suspension dont la concentration était mal connue,
- les expériences ont une approche plus quantitative que qualitative.

La Figure I.2-13 A montre une photographie du dispositif expérimental utilisé par Lüthi (1981). Dans le bassin de préparation de 3 m<sup>3</sup> (noté A) un mélange de sédiments et d'eau est préparé et maintenu en suspension par des hélices. La suspension subit un mélange additionnel en étant pompée à un débit de 3,5 l/sec vers un venturimètre (noté C Figure I.2-13 A) pour ensuite refluer vers le bassin de préparation en empruntant la canalisation (notée D).

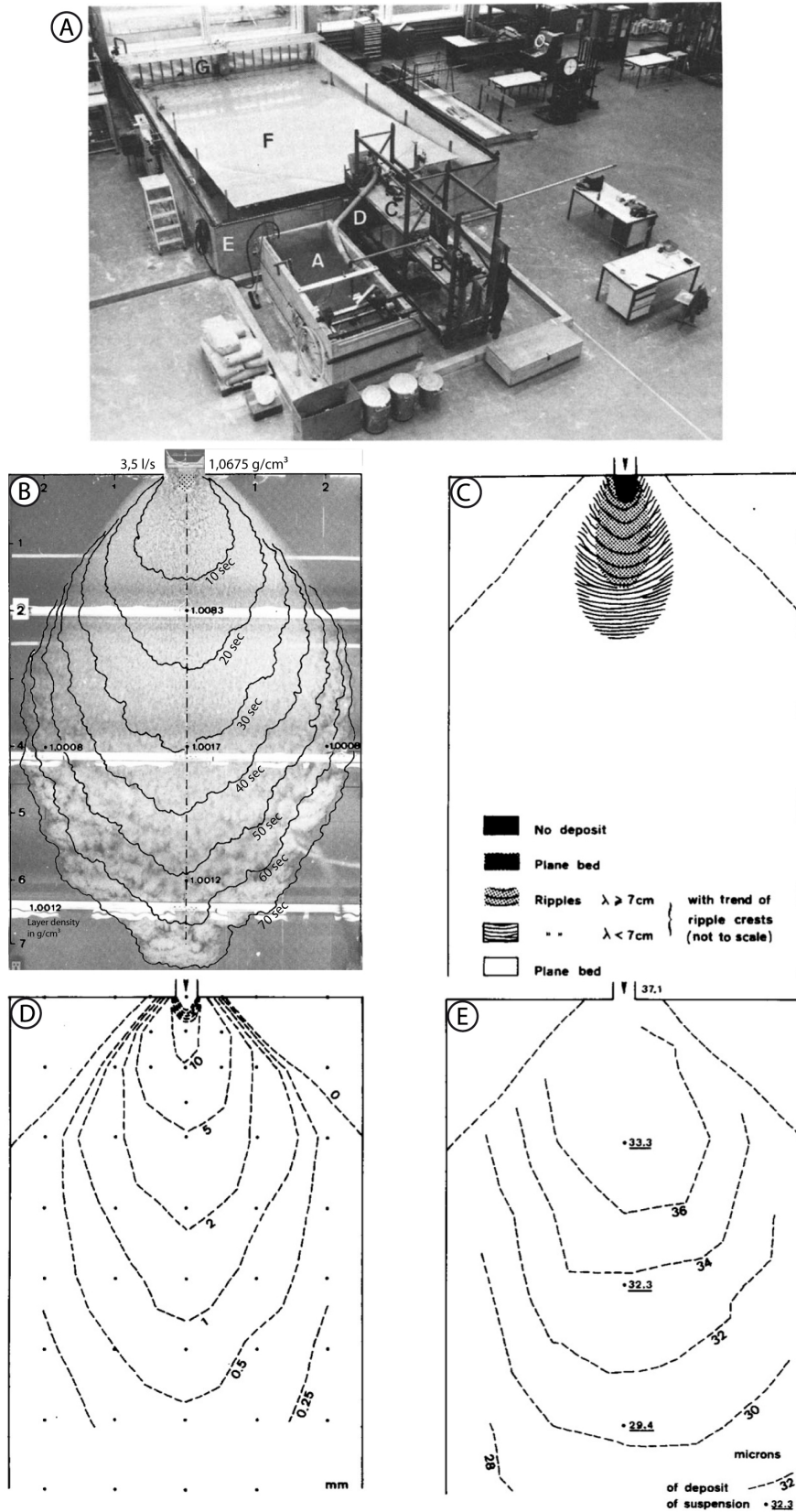


Figure I.2-13: Dispositif et résultat des expériences de Lüthi (1981). (A) Photographie du dispositif expérimental. A = Bassin de préparation du mélange (3 x 1 x 1 m ; B= Pompe à turbine ; C= Venturimètre ; D= Canalisation pour le reflux du mélange vers le bassin de préparation ; E= Bassin Expérimental 10 x 6 x 1 m ; F= Plancher inclinable en PVC ; G= Système de drainage. (B) Photographie d'un courant de turbidité après 70 sec d'écoulement et évolution du front de propagation. (C) Structures sédimentaires du lobe expérimental. (D) Epaisseur déposée. (E) Granulométrie moyenne des grains déposés (courbes en pointillé) et des grains en suspension (point coté en  $\mu\text{m}$ ) (modifié d'après Lüthi, 1981).



Le bassin principal (noté E Figure I.2-13 A) mesure 10 m de long pour 6 m de large et 1 m de profondeur ; il est équipé d'un plancher inclinable en PVC (noté F) de 9 m de long pour 5 m de large ; pour les expériences décrites par Lüthi (1981) le plancher forme une rampe inclinée de 5°. En amont, attendant au venturimètre, il est disposé un caisson avec une fente de 30 cm de large et 5 cm de haut par laquelle s'échapperont les écoulements. Le bassin est alors rempli jusqu'au submergement de cette fente, la tranche d'eau dans le bassin est alors comprise entre 5 cm en amont et 85 cm dans la partie distale.

Les expériences sont déclenchées en coupant la recirculation entre le venturimètre et le bassin de préparation, laissant la suspension sédimentaire s'échapper par la fente du caisson. L'écoulement forme un courant de turbidité le long de la rampe inclinée (Figure I.2-13 B), il est maintenu jusqu'à ce que le front atteigne la paroi opposée du bassin principal (Lüthi, 1981). Le trop-plein injecté dans le bassin principal est compensé en activant un système de drainage (noté G Figure I.2-13 A) afin de maintenir le niveau d'eau constant.

Deux types d'expériences utilisant deux types de sédiments en suspension sont conduits pour cette étude :

- afin d'observer le comportement hydrodynamique des écoulements non confinés, la première série de 15 expériences utilise une poudre de craie très fine (3  $\mu\text{m}$ ),
- la seconde série (3 expériences) a été menée pour étudier le dépôt de courants de turbidité de densité variable (1,0070, 1,0238 et 1,0675  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) contenant un silt de quartz (granulométrie moyenne de 37  $\mu\text{m}$ ).

Excepté une décélération plus rapide pour les écoulements de la seconde série, Lüthi (1981) ne détecte pas de différences significatives entre les deux types de courants expérimentaux.

Dans cette étude, Lüthi (1981) décrit les résultats de l'expérience d'écoulement de la suspension de silt la plus dense (1,0675  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) en s'intéressant à la propagation, la densité et la hauteur du courant turbiditique; mais également aux structures sédimentaires, l'épaisseur, la répartition granulométrique du lobe déposé.

Afin d'observer l'évolution du front de propagation de l'écoulement, les courants de turbidité sont photographiés du dessus (Figure I.2-13 B). Ces derniers, lorsqu'ils arrivent dans le bassin, occupent la totalité de la tranche d'eau (5 cm) (le contact avec la surface est figuré par la zone en pointillés sur la Figure I.2-13 B), pour ensuite, du fait de leur densité, plonger et s'élargir le long de la pente avec un angle proche de 90° selon une forme allongée (Figure I.2-13 B). Les contours du front de propagation tracés à des intervalles de temps de 10 secondes (Figure I.2-13 B) voient leurs écartements diminuer en s'éloignant de la source, ceci illustre la décélération de l'écoulement. De plus, la vitesse du courant est plus rapide le long de l'axe central d'écoulement que sur les bordures.

La densité est déterminée en échantillonnant le courant de turbidité dans sa partie stable à l'arrière de la tête, les prélèvements sont réalisés en 5 points et à 5 hauteurs différentes (cf. points Figure I.2-13 B). Comme l'avaient montré les écoulements bidimensionnels de Kuenen (1951), ces mesures indiquent une forte augmentation de la densité vers la base de l'écoulement. De plus, la densité moyenne reportée au points d'échantillonnage (Figure I.2-13 B) montre une dilution du courant en s'éloignant de la source, et ce, selon les deux directions d'expansion (longitudinale et latérale) (Lüthi, 1981). D'après Lüthi (1981), cette réduction de densité est principalement due à l'incorporation de fluide ambiant dans le courant plutôt qu'au dépôt des sédiments.

Après 3 minutes d'écoulement, l'eau du bassin est vidangée pour analyser la géométrie superficielle des dépôts et réaliser des coupes révélant la structure interne. Les courbes isopaques du lobe (Figure I.2-13 D) épouse quasiment la même forme que les contours du front de l'écoulement (Figure I.2-13 B) avec néanmoins un allongement dans l'axe principal d'écoulement. Lüthi (1981) remarque que l'épaisseur du lobe réduit de moitié à des intervalles d'un mètre dans le sens d'écoulement et plus rapidement latéralement.

De plus, cette analyse décrit une succession de structures sédimentaires s'agençant dans un lobe en forme de langue (Figure I.2-13 D). Au débouché de l'écoulement, le courant étant trop fort, il se forme une zone de non dépôt de 20 cm de large pour 30 cm de long, une zone de même dimension est caractérisée par des lamines parallèles (Figure I.2-13 C). Cette zone, où les sédiments montrent la plus grande épaisseur (Figure I.2-13 D), est entourée par un domaine caractérisé par la présence de rides chevauchantes. Les crêtes de ces dernières ont une direction curviligne, perpendiculaire

à la direction d'écoulement (Figure I.2-13 C). En fonction de la longueur d'onde des rides (10 à 7 cm proximale, puis 5 à 2 cm en s'éloignant de la source), Lüthi (1981) subdivise cette zone de 2 m de long pour 1,5 m de large en deux domaines. Au-delà de ce domaine, le reste du lobe est caractérisé par une stratification parallèle s'amincissant vers une zone distale sans stratification. En outre, immédiatement au contact de la région des rides, la présence de sillons semble indiquer un roulement des grains sur la surface du lobe (Lüthi, 1981). Concernant la répartition granulométrique des particules déposées, elle montre une tendance à l'affinement avec des courbes iso-granulométriques montrant une forme subcirculaire (Figure I.2-13 E). Par ailleurs, la taille des grains en suspension (valeurs soulignées Figure I.2-13 E) est légèrement plus faible que celle des sédiments déposés à un endroit donné (Lüthi, 1981).

La comparaison de cette expérience avec les écoulements de moindre densité réalisés dans cette étude, révèle que, du fait de leur dilution plus importante, ces courants d'une densité de 1,0070 et 1,0238 contre 1,0675 g.cm<sup>-3</sup> occupent l'ensemble de la tranche d'eau de façon plus pérenne avant de plonger le long de la pente basale. De plus, leur angle est bien plus ouvert et le front de propagation plus circulaire que pour l'écoulement dense décrit précédemment (Lüthi, 1981). Quant aux lobes générés par ces courants de turbidité, ils montrent la même tendance générale en terme d'épaisseur, de distribution granulométrique, mais sont caractérisés par une épaisseur moins importante que pour l'écoulement plus dense (Lüthi, 1981).

Bien que dans cette étude expérimentale la taille des grains (37 µm) et la pente basale (5°) sont exagérés, Lüthi (1981) estime que de par la grande dimension du dispositif expérimental (10 x 6 x 1 m) et le nombre de Reynolds élevé (environ 3,5.10<sup>4</sup>) son modèle peut être considéré comme une réplique fiable de conditions naturelles de plus grande échelle. Cependant, ces modèles ne traitant que de conditions pour lesquelles l'interaction entre les grains est négligeable, ne sont applicables qu'aux conditions de dépôts de turbidites classiques (Walker, 1978 in : Lüthi, 1981). Les lobes lenticulaires engendrés par les écoulements radiaux constituent selon Lüthi (1981) une bonne analogie avec les lobes dépositionnels (Mutti et Ricci Lucchi, 1975 in : Lüthi, 1981) ou les suprafans (Normark, 1970, 1978 in : Lüthi, 1981).

Ces expériences ont un intérêt particulier car elles sont les premières à avoir produit des structures sédimentaires autres qu'un granoclassement. Lüthi (1981) fait l'analogie de la succession des structures sédimentaires observées avec les termes B, C et D de la

séquence Bouma (1962) : Erosion ou non-dépôt, lamines parallèles (terme B), rides (terme C) et de nouveau des lamines parallèles (terme D). La décélération du courant de turbidité le long de la pente semble être la raison de la formation de ces structures sédimentaires. Puisque les écoulements déclinent dans l'espace et non dans le temps les expériences de Lüthi (1981) ne parviennent pas à produire cette succession verticalement. En outre, Lüthi (1981) justifie l'absence du terme A (granoclassé ou uniforme) de la séquence de Bouma (1962) de part la faible concentration initiale des courants. Quant au terme E (pélique), la teneur en fraction argileuse dans l'expérience est trop faible pour permettre son dépôt (Lüthi, 1981). Les résultats expérimentaux permettent de donner explication à la formation "énigmatique" des lamines parallèles du terme D. En effet, à partir de ses modèles, Lüthi (1981) suggère que ces structures sont obtenues à la limite inférieure mal définie du mouvement de traction sédimentaire. Les grains se déposant d'un courant de turbidité doivent rouler sur une courte distance, formant ainsi les lamines parallèles.

#### *1.2.2.3.2 Expériences récentes d'écoulements et de dépôts turbiditiques tridimensionnels*

D'autres études ont suivi ces deux séries d'expériences pionnières d'écoulement et de dépôt de courants turbiditiques non confinés (Kuenen, 1951 ; Lüthi, 1981), avec notamment un regain depuis les années 2000. Différentes problématiques ont été étudiées expérimentalement :

- Les géométries, l'agencement et/ou les structures sédimentaires internes des dépôts sur une surface horizontale ou subsidente (Parsons *et al.*, 2002 ; Baas *et al.*, 2004 ; Violet *et al.*, 2005)
- L'effet de la présence d'obstacle ou de structures inclinées sur la géométrie des dépôts (!!! INVALID CITATION !!!).
- La chenalisation ou la croissance de systèmes en chenaux levés dans des chenaux préexistant (*e.g.*, Imran *et al.*, 2002b ; Mohrig *et al.*, 2005b ; Keevil *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2006 ; Straub *et al.*, 2008b)

#### **Modèles expérimentaux étudiant la géométrie et la structure interne des turbidites**

Baas *et al.* (2004) étudient expérimentalement l'hydrodynamique et le dépôt de courants de turbidité de haute densité. Les résultats portent une attention particulière

au processus de dépôt lié à l'expansion de l'écoulement, la géométrie des corps sédimentaires déposés, la succession verticale et horizontale des structures sédimentaires et la répartition granulométrique spatiale dans le lobe sédimentaire.

L'étude simule une douzaine de courants turbiditiques de haute densité dans un dispositif composé d'un chenal dont le fond est incliné de 3 à 7 ° de 4 m de long pour 22 cm de large et 60 cm de profondeur connecté à un large bassin 4 m de coté. Une plateforme d'expansion de 3,5 m de long et 3 m de large est disposé dans le bassin principal (Figure I.2-14 A).

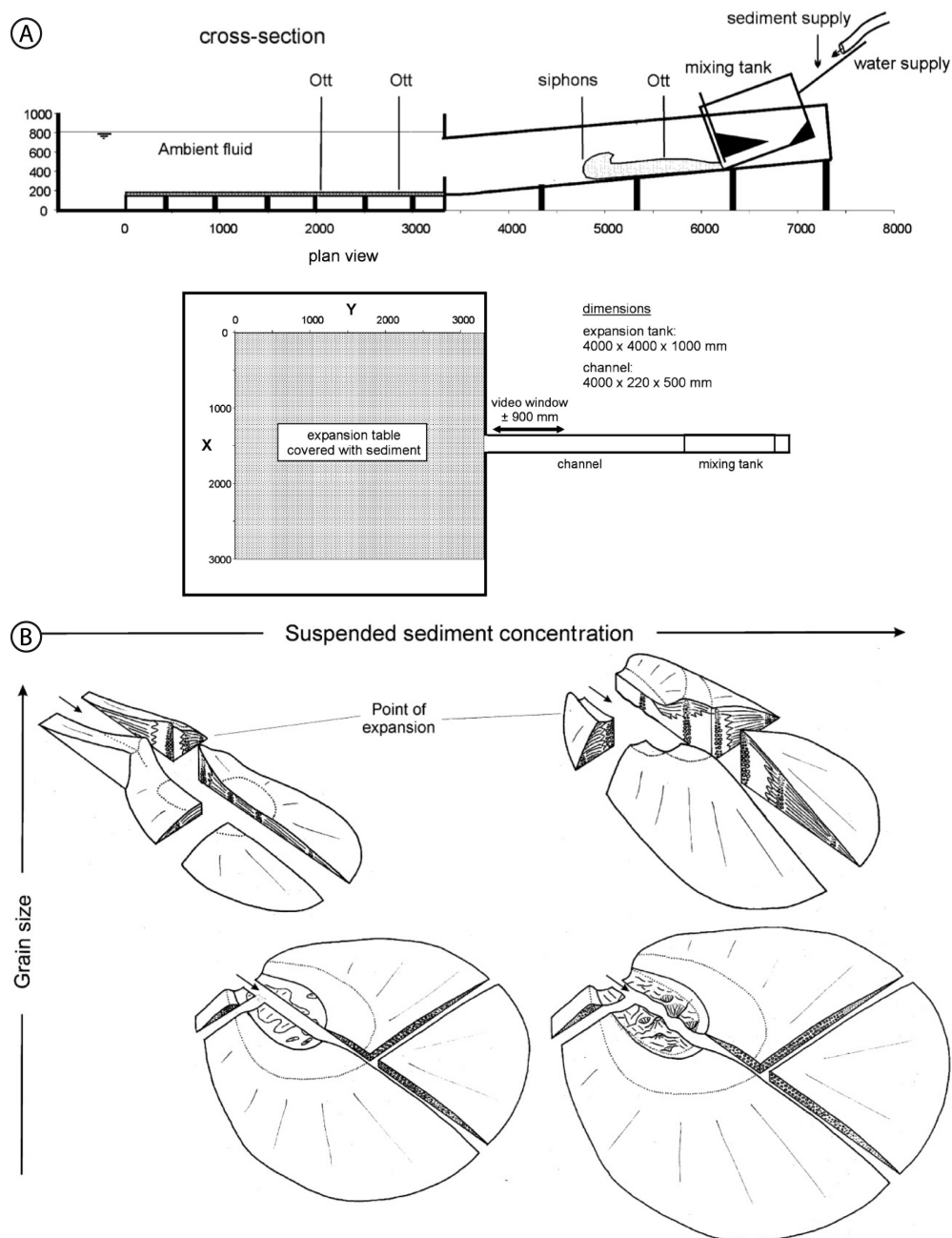


Figure I.2-14: (A) Schéma du dispositif expérimental vue en coupe et en carte utilisé par Baas *et al.* (2004). (B) Diagrammes montrant les morphologies et structures internes des éventails obtenus expérimentalement en fonction de la granulométrie et de la concentration de la suspension sédimentaire (Baas *et al.*, 2004).

Le mélange initial est préparé en mélangeant sédiments et eau dans un réservoir dédié placé en amont du chenal (Figure I.2-14 A). L'eau est ajoutée au réservoir de mélange à un débit constant de 5,2 ou 7,8 l.s<sup>-1</sup>, tandis que les sédiments sont apportés par le biais d'un tapis roulant pendant 15 s (Baas *et al.*, 2004). Trois sortes de sédiments sont utilisés : un sable naturel fin modérément trié, ayant une granulométrie moyenne de 0,235 mm ; un sable artificiel (billes de verre sphériques) très fin et bien trié (0,069 mm); et un silt grossier artificiel (billes de verre sphériques) modérément bien trié (0,040 mm). Pour chaque expérience, l'écoulement de la suspension sédimentaire est déclenchée en ouvrant la porte aval du réservoir de mélange. Pendant les 15 premières secondes, le flux sortant du réservoir est contrebalancé par un apport constant de sédiments et d'eau. Le maintien de la hauteur de suspension sédimentaire dans le réservoir permet d'assurer la formation d'un courant turbiditique de haute densité (HDTC) quasi stable pendant une durée de 11 à 13 s (3 à 1 s sont nécessaires pour retrouver la hauteur de suspension initiale). Ensuite pendant les 15 s suivantes, les apports en eau et en sédiments au réservoir sont coupés, le courant de turbidité passe alors d'une phase quasi stable à une phase de déclin (*i.e.* sa vitesse et sa concentration décroît au fur et à mesure de la vidange de la cuve de mélange).

Une fois la suspension libérée dans le chenal, le courant turbiditique s'écoule le long d'une plaque de plexiglas inclinée placée dans le chenal. Ce dernier est aménagé en fonction des sédiments utilisés. L'inclinaison de la plaque est déterminée de façon à restreindre le dépôt de particules dans cette partie du dispositif. Plus les sédiments sont fins, moins la plaque est inclinée. De plus, afin de réduire l'énergie cinématique de turbulence des écoulements transportant les sédiments les plus fins, la rugosité de la plaque de plexiglas est accrue en la tapissant de sable et le débit d'écoulement est réduit de 7,8 à 5,2 l.s<sup>-1</sup> (Baas *et al.*, 2004).

La vitesse d'écoulement de chaque courant turbiditique est mesurée grâce à des courantomètres placés dans le chenal (à 60 cm de l'embouchure de la cuve de mélange) et dans le bassin principal (à 46 et 126 cm de l'embouchure du chenal position du ressaut hydraulique et de la zone de dépôt maximal) (noté Ott Figure I.2-14 A). De plus, des siphons aspirent les particules en suspension pour déterminer la concentration et la granulométrie des particules des courants turbiditiques (siphons Figure I.2-14 A) (Baas *et al.*, 2004). Après chaque expérience, la topographie superficielle du lobe sédimentaire est mesurée par laser avec une résolution horizontale de 2 cm et verticale de 0,04 mm.

De plus, des coupes sont réalisées et conservées sur pellicule de laque pour observer la structure interne des dépôts. Enfin, des échantillons sont collectés dans l'ensemble du lobe pour mettre en évidence les tendances verticales et horizontales de la répartition granulométrique (Baas *et al.*, 2004).

Les douze courants de turbidité expérimentaux ont formé un éventail sédimentaire dans le bassin principal. La plupart des éventails comprennent dans leur région proximale un système en chenaux-levées connecté à un lobe (Figure I.2-14 B) (Baas *et al.*, 2004). D'après Baas *et al.* (2004), ce schéma général est indépendant des conditions initiales de l'écoulement (vitesse, densité et type de sédiment). En revanche, la géométrie de chaque élément morphologique est contrôlée par les propriétés de l'écoulement et la granulométrie des sédiments en suspension. Ainsi, les éventails passent d'une forme circulaire à allongée lorsque granulométrie diminue, et l'épaisseur du système proximal en chenaux-levées augmente lorsque la taille des grains et la vitesse d'écoulement augmente (Figure I.2-14 B) (Baas *et al.*, 2004).

Concernant la structure interne des éventails expérimentaux, au niveau du système en chenaux-levées, des sédiments sans structure remplissent le chenal alors que latéralement, les levées sont laminées. D'après Baas *et al.* (2004), ce remplissage en masse se fait pendant la phase de déclin du courant de turbidité, tandis que lors de la phase quasi stable (15 premières secondes des expériences) cette région est érosive. Ainsi, ce dépôt massif caractérisant dans le chenal est dû à une sédimentation rapide de la charge sédimentaire du courant accompagnant un arrêt des forces de tractions.

Les lobes sont caractérisés en leur centre par des sédiments déposés en masse (*i.e.* sans structure interne), évoluant vers des laminations parallèles vers ses bordures (Figure I.2-14 B). Baas *et al.* (2004) dénotent une tendance radiale à la réduction de la taille moyenne des grains dans l'ensemble du lobe, ils attribuent cette caractéristique au déclin de la vitesse et de la concentration du courant de turbidité. Verticalement, la tendance granulométrique est à un granoclassement inverse puis normal dans les levées et dans les zones les plus épaisses du lobe (Baas *et al.*, 2004), et à une granodécroissance dans le chenal et les bordures du lobe. Baas *et al.* (2004) attribuent le granoclassement inverse à un processus impliquant un transport vers la tête de particules relativement fines et de fluide faiblement concentrés là où la vitesse du courant de turbidité est la plus élevée. Le granoclassement normal est produit par le déclin (en terme de vitesse et de concentration) du courant de turbidité.

Cette étude apporte des informations précieuses sur la dynamique d'écoulement ainsi que les caractéristiques géométriques, structurale et texturale des dépôts occasionnés par des courants de turbidité de haute densité émanant d'un environnement confiné vers un bassin ouvert. En revanche, le lien avec des exemples naturels grâce à des données de terrain, de forage ou de sismique tridimensionnelle doit être établi afin de vérifier la véracité de ces observations expérimentales (Baas *et al.*, 2004). De plus, l'étude décrit la morphologie d'un éventail formé par un unique épisode turbiditique. Bien que ces épisodes se prolongent dans la durée, la construction de tels édifices sédimentaires dans la nature implique de multiples épisodes sédimentaires. Ainsi Baas *et al.* (2004) proposent d'étudier expérimentalement la construction d'un éventail par une succession de courants de turbidité de haute densité. D'après les auteurs, les éventails sableux de base de pente se forment dans des bassins intermontagnards ou au niveau de bassins océaniques où la plateforme est étroite (Baas *et al.*, 2004). Dans les deux cas, le système reçoit les apports d'une rivière produisant des courants hyperpycnaux lors de crues épisodiques (par exemple : le Bassin de Tabernas, Espagne ou le système turbiditique miocène du complexe du Delta du Niger) (Baas *et al.*, 2004).

L'édification d'un éventail turbiditique par plusieurs épisodes sédimentaires successifs a été modélisée par Parsons *et al.* (2002), mais contrairement aux perspectives suggérées par Baas *et al.* (2004), les écoulements turbiditiques simulés pour cette étude sont de faible densité (Baas *et al.*, 2004).

Le dispositif expérimental est composé d'un large bassin de 5 m de côté pour 1,2 m de profondeur dans lequel une plateforme horizontale (4,5 x 4,5 m) est disposée à 40 cm au-dessus de la base du bassin, un système de tuyaux perforés draine les courants de turbidité lorsqu'ils atteignent la bordure de la plateforme, ce dispositif permet d'éviter une déflexion des écoulements contre les parois du bassin (Figure I.2-15 A) (Parsons *et al.*, 2002). La suspension sédimentaire est composée de deux types de matériaux : des microbilles de verres (Ballotini) dont la distribution granulométrique bien triée ne permet pas d'obtenir un courant cohérent sur plus d'un mètre (Figure I.2-15 B) ; d'où l'ajout de 10% de silice broyée (SIL-CO-SIL 106) pour augmenter la charge de particules en suspension (granulométrie plus fine) et améliorer le transport des particules (Figure I.2-15 B).



Pour produire les courants de turbidité, un mélange à 50 % par volume d'eau et de sédiments (20 kg de sédiments : 90 % de Ballotini et 10 % de SIL-CO-SIL 106) est préalablement préparé dans un réservoir de 25 l placé en hauteur (*slurry tank* Figure I.2-15 A). Ce mélange initial est transféré vers une cuve de 1200l d'eau pour former une suspension homogène de 2 à 5 % par masse (*Clear-water tank* Figure I.2-15 A) (Parsons *et al.*, 2002).

Les écoulements sont déclenchés en libérant le mélange dans l'un des coins du bassin, où un petit chenal muni d'une boîte perforée réduit l'inertie du courant de turbidité (*Plume generation box* Figure I.2-15). En effet, le débit de sortie du mélange étant très rapide, le courant doit être ralenti pour éviter une dilution trop importante avec l'eau ambiante. Les flocons de polystyrène qui remplissent la boîte au 2/3 assurent le maintien en suspension des particules tout en ralentissant le fluide (Parsons *et al.*, 2002). Chaque libération de suspension forme un panache turbide de volume constant s'écoulant pendant 5 minutes et déposant une fine couche de sédiment dans le bassin principal.

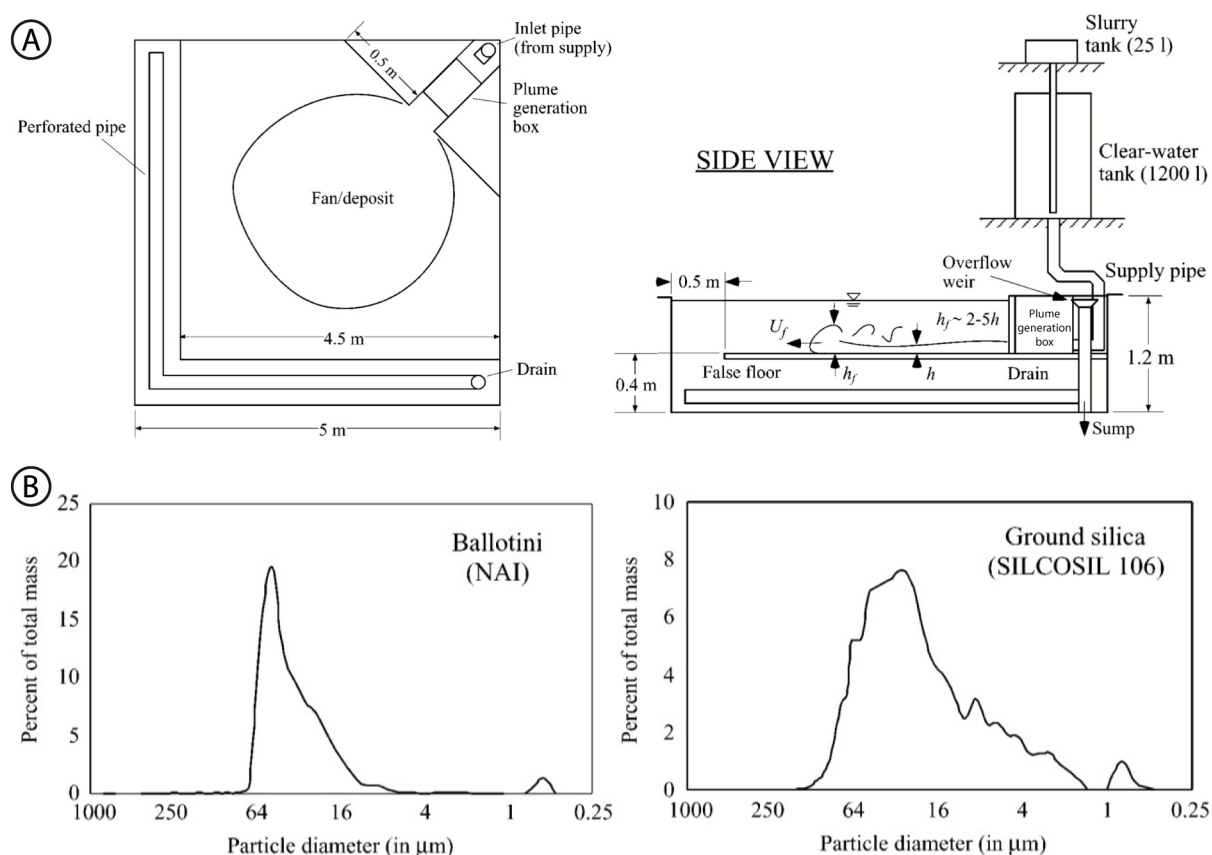


Figure I.2-15 : (A) Schéma du dispositif expérimental du MIT vue de dessus et en coupe. (B) Courbes granulométriques des particules composant les microbilles de verre (Ballotini) et la silice broyée (SILCOSIL 106), l'échelle est différente pour chaque courbe (Parsons *et al.*, 2002).

Deux éventails expérimentaux ont été construits dans le cadre de cette étude, le premier consiste en un empilement de 21 couches, le second de 35 couches.

La première expérience a été menée pour tester s'il est possible de produire une géométrie asymétrique et affiner une technique pour échantillonner les dépôts (Parsons *et al.*, 2002). Lors des premiers épisodes turbiditiques, les courants s'évalent dans le bassin principal symétriquement (Ecoulement semi-circulaire : Run 1 Figure I.2-16 A). A partir d'une dizaine d'écoulements, une asymétrie apparaît dans l'étalement des courants, Parsons *et al.* (2002) observent que les écoulements ont une tendance à s'épandre préférentiellement vers le coté gauche du bassin (Run 14 Figure I.2-16 A). Une fois les 21 courants de turbidité réalisés, le bassin est vidangé pour réaliser des carottes dans l'ensemble de l'éventail. Comme l'avait montré les expériences de Lüthi (1981), l'allure générale de l'éventail ainsi que l'analyse des carottes révèlent un amincissement distal de l'épaisseur ainsi qu'un affinement de la taille des grains (Parsons *et al.*, 2002).

L'expérience du second éventail a été réalisée pour vérifier la reproductibilité de ces résultats préliminaires pour un lobe sédimentaire plus grand (35 épisodes turbiditiques). Les écoulements montrent la même tendance que dans la première expérience (écoulements symétriques puis asymétriques : Figure I.2-16 A). Il apparaît que l'asymétrie observée lors de l'étalement du lobe est liée au fait que le courant de turbidité s'épand plus rapidement dans la partie gauche du bassin (Run 14 Figure I.2-16 A). De plus, Parsons *et al.* (2002) imputent cette asymétrie aux caractéristiques du courant de turbidité, notamment à la densité de l'écoulement. Les écoulements denses (accélération gravitationnelle réduite  $g' > 0,5 \text{ m.s}^{-2}$ ) ont une plus grande propension à produire une asymétrie que les écoulements plus dilués ( $g' < 0,3 \text{ m.s}^{-2}$ ). La morphologie superficielle de ce second éventail (Figure I.2-16 B) est caractérisée par la présence de rides dans la partie la plus proximale du lobe, Parsons *et al.* (2002) distinguent également l'emplacement des 3 lobes composant l'éventail : les lobes initiaux formés à gauche du bassin par des écoulements asymétriques (courants turbiditiques 8 à 20), un lobe tardif formé par les écoulements asymétriques se déportant vers la droite du bassin (écoulement 25 à 35) et un lobe déposé à l'extrémité gauche de l'éventail (Figure I.2-16 B).

En coupe (Figure I.2-16 C), l'asymétrie de l'éventail est plus flagrante. Dans sa partie droite, les lobes sont relativement fins et uniformes (*i.e.* peu de variation latérale),

et tendent à s'épaissir vers le haut de l'éventail. A contrario, les dépôts de la partie gauche (Figure I.2-16 C), montrent des variations latérales d'épaisseur importantes.

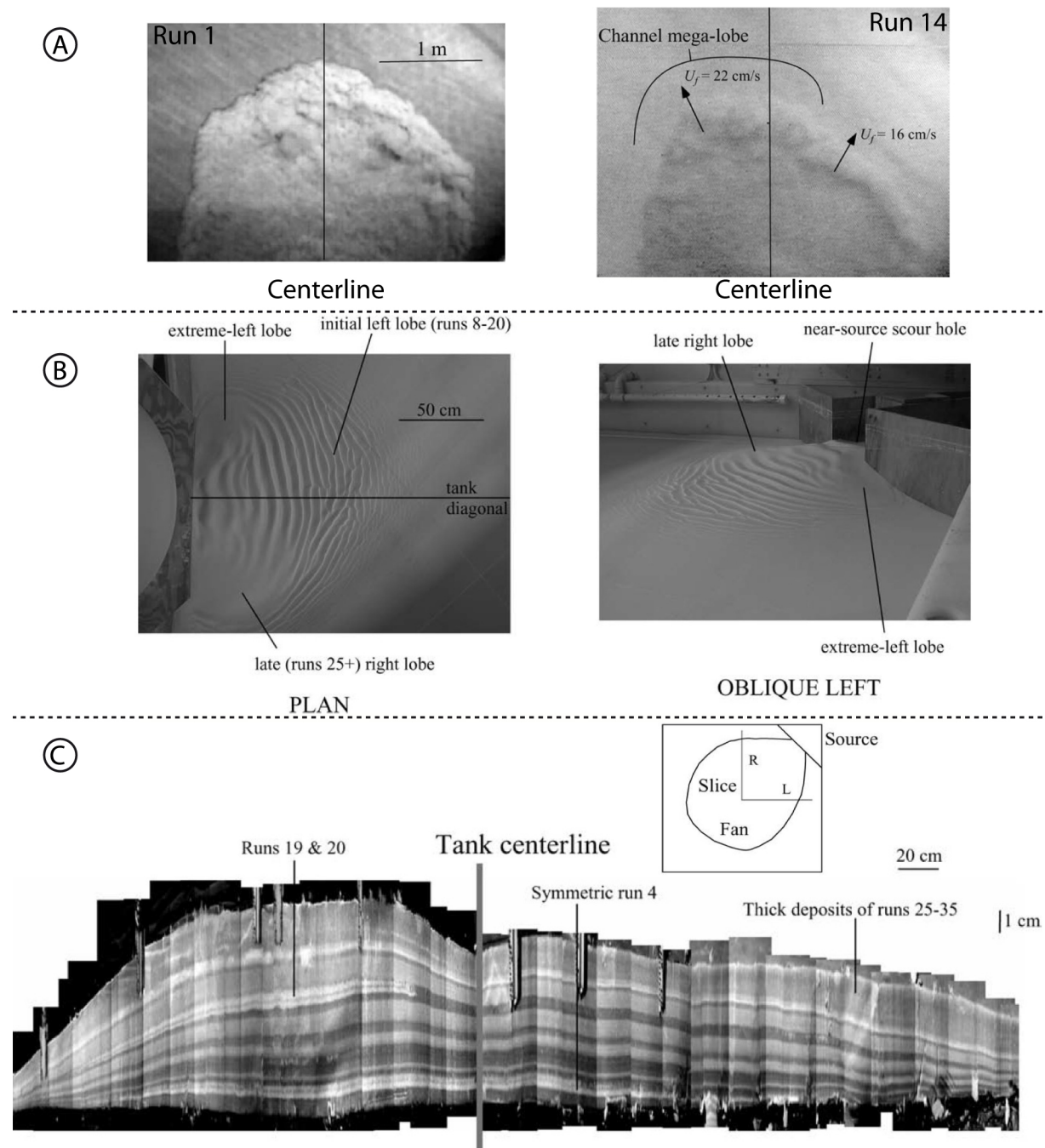


Figure I.2-16 : Résultats expérimentaux du second éventail construit par Parsons *et al.* (2002). (A) Vue du dessus de courants de turbidité comparant les directions préférentielles d'écoulement. La photographie de gauche montre la forme symétrique du premier courant turbiditique (Run 1), celle de droite a été prise pendant le 14<sup>ème</sup> écoulement (Run 14). Ce dernier montre une asymétrie vers la gauche, probablement liée aux vitesses différentielles d'écoulement. (B) Prise de vue du dessus et oblique de l'éventail, les différents lobes observés sont corrélés avec les directions d'écoulements. (C) Coupe montrant l'asymétrie de l'éventail et la succession verticale et latérale des lobes successifs. La couleur des lobes est liée aux variations granulométriques et de teneur en eau du matériel déposé. La coupe a une exagération verticale de 15:1, elle est réalisée dans la partie la plus épaisse du lobe en dehors de la zone des rides (Parsons *et al.*, 2002).

Les dépôts précoces (*i.e.* 20 premiers lobes) sont caractérisés par la présence d'une dépression correspondant à l'ébauche d'un chenal (Parsons *et al.*, 2002). Les

auteurs portent l'attention sur la singularité des lobes 19 et 20, composés de matériel plus grossier (plus clair), ils entaillent les dépôts précédents (17 à 18) et forment ainsi la seule structure érosive de l'éventail (Figure I.2-16 C). De plus, ces corps sédimentaires sont recouverts d'une fine couche de sédiments plus fins (couche grise Figure I.2-16 C) correspondant probablement aux produits de l'érosion des couches plus anciennes (Parsons *et al.*, 2002).

A la différence des expériences de Lüthi (1981), Parsons *et al.* (2002) ont générés un éventail asymétrique dans lequel les dépocentres migrent latéralement dans l'espace (compensation). Parsons *et al.* (2002) attribuent ces phénomènes d'avulsion à l'emprise des lobes sédimentaires produits précédemment. Si l'épaisseur des lobes est suffisante, la vitesse d'écoulement sur les zones les plus élevées du lobe va diminuer par rapport aux zones adjacentes plus basse. Ces vitesses différentielles (Figure I.2-16 A) tendent à réorienter les directions d'écoulement et le courant de turbidité se trouve en quelque sorte confiné dans les régions plus basse de l'éventail (Parsons *et al.*, 2002).

La présence de structures sédimentaires du même type que les rides analogues au terme C de la séquence de Bouma (1962) dans les expériences de Lüthi (1981), constitue l'autre singularité de ces éventails expérimentaux. Cependant, Parsons *et al.* (2002) pensent que ces structures sont le résultat d'un dimensionnement incomplet des expériences. Alors que le comportement hydrodynamique global est correctement dimensionné selon l'approche de Froude et Reynolds, Parsons *et al.* (2002) avancent le fait que les interactions entre les particules et la surface d'écoulement ne le sont pas. En effet, le dimensionnement du nombre de Reynolds de la couche limite de fond (BBL : *Bottom Boundary Layer*) est problématique. Dans la nature, le  $Re_{BBL}$  des courants de turbidité est supérieur à 100 (voire 10000) ce qui se traduit par une couche limite de fond "rugueuse". Quant au  $Re_{BBL}$  des écoulements expérimentaux de Parsons *et al.* (2002), leurs valeurs n'excèdent pas 1, ce qui signifie que la couche limite de fond est "lisse". Alors qu'un  $Re_{BBL}$  de l'ordre de l'unité ( $Re_{BBL}$  expérimental) produit des rides, les  $Re_{BBL}$  de courants naturels n'en produisent pas. Toutefois, en raison de l'existence de rides sédimentaires naturelles au niveau des zones d'expansion de courants de turbidité, Parsons *et al.* (2002) pensent qu'il est difficile de déterminer si ces structures sédimentaires sont des rides de courants unidirectionnelles classiques (*i.e.* artefact expérimental) ou si elles sont le résultat d'une instabilité générant des rides sédimentaires pouvant être dimensionné précisément (Parsons *et al.*, 2002).

Plus récemment, Violet *et al.* (2005) proposent une étude expérimentale simulant le dépôt de courants turbiditiques dans un mini bassin subsident, cette étude est en quelque sorte une approche tridimensionnelle des travaux de Lamb *et al.* (2004) comparant le remplissage d'un mini bassin par des bouffées turbiditiques ou des courants hyperpycnaux (cf. I.2.2.2.2 ci-dessus). Violet *et al.* (2005) proposent de compléter les modèles bidimensionnels de Lamb *et al.* (2004) en simulant des écoulements et des dépôts tridimensionnels (non confinés) sur une surface pouvant subsider. Comme pour Lamb *et al.* (2004), les expériences de Violet *et al.* (2005) modélisent les processus de transport et de dépôt turbiditique opérant au niveau des minis bassins du Golfe du Mexique, mais en incluant les mouvements de subsidence dans le sel.

Les expériences utilisent le dispositif eXperimental EarthScape (XES) du laboratoire de St Anthony Falls (Minnesota) (déjà décrit plus haut, cf. I.2.1 ci-dessus) (Paola *et al.*, 2001) dont la base du bassin permet de simuler une subsidence différentielle (Figure I.2-17). Pour cette étude, seul un quart du bassin est utilisé, soit une longueur de 5,82 pour 2,99 m de large et 1,53 m de profondeur. La base du bassin est constituée d'un système induisant des mouvements verticaux (subsidence). Il se compose d'une couche de caoutchouc recouvrant une épaisse couche de graviers. Les graviers remplissent des entonnoirs formant un réseau en nid d'abeilles de 120 cellules hexagonales (Figure I.2-17 B). La subsidence est simulée en vidangeant progressivement et individuellement les graviers de certaines cellules (subsidence différentielle) grâce à l'injection d'eau sous pression piloté par ordinateur (Figure I.2-17 B) (Paola *et al.*, 2001). Grâce à ce mécanisme, chaque injection d'eau provoque une baisse de la base du modèle de 0,1 mm, les taux de subsidence locaux simulés varient de 0 à 1 cm.h<sup>-1</sup> (Violet *et al.*, 2005). Pendant l'expérience, la quantité de subsidence est mesurée par des capteurs placés entre les graviers et la membrane de caoutchouc, ce système de surveillance permet de réajuster automatiquement une subsidence trop importante ou trop faible (Violet *et al.*, 2005).

Comme l'avaient testé Lamb *et al.* (2004), des écoulements turbiditiques continus et des bouffée turbiditiques sont reproduites dans le bassin (Violet *et al.*, 2005). Pour ce faire, une suspension d'eau et de sédiments est préparée dans un grand bassin sous le dispositif (*Mixing tank*, Figure I.2-17 A). La composition du mélange reprend celle de l'étude bidimensionnelle de Lamb *et al.* (2004), au début de l'expérience, le mélange est

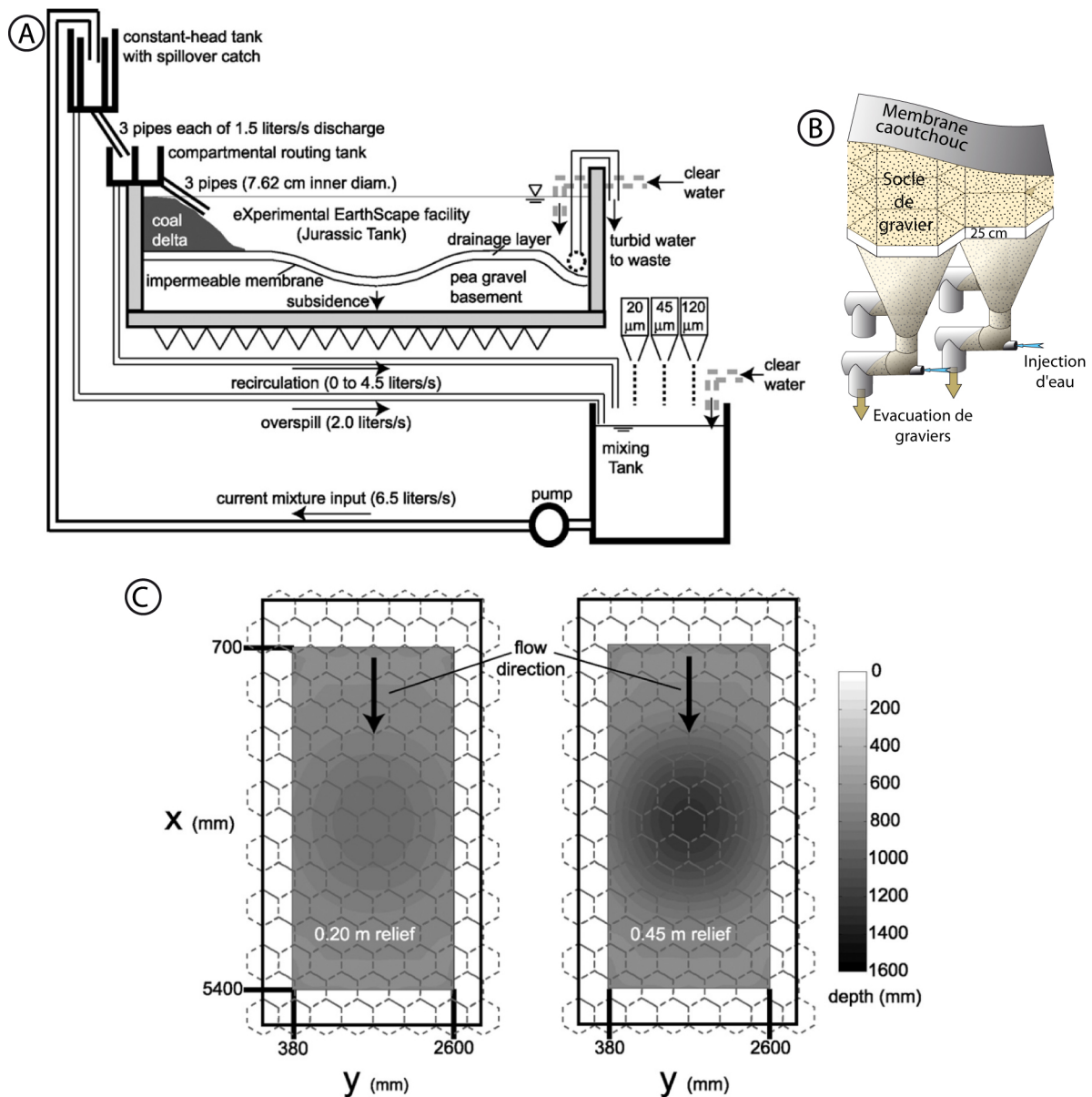


Figure I.2-17 : Dispositif expérimental utilisé par Violet *et al.* (2005). (A) Coupe schématique du dispositif montrant le système de circulation de l'eau et des sédiments, le delta proximal de charbon et le système de pompage de l'eau turbide en aval du bassin. (B) Schéma des cellules hexagonales et de la base du bassin XES. (C) Configuration de la base du modèle au début de l'expérience (gauche) et à la fin de la première étape (droite) (Violet *et al.*, 2005)

composé de trois types de poudre de silice : 40 % de silt grossier ( $20 \mu\text{m}$ ), 45 % de silt très grossier ( $45 \mu\text{m}$ ) et 15 % de sable très fin ( $120 \mu\text{m}$ ) ; vers la fin de l'expérience, les sédiments les plus grossiers (sable très fin) sont supprimé de la mixture, afin d'obtenir un pouvoir érosif moins important en produisant une suspension moins concentrée (4,25 % par volume) (Violet *et al.*, 2005). Ce mélange est pompé en continu du bassin de mélange (*Mixing tank* en aval du XES, Figure I.2-17 A) vers un réservoir placé en amont, au dessus du XES (*constant-head tank*, Figure I.2-17 A) à un débit de  $6,5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$  (Violet *et al.*, 2005). Tant qu'aucun évènement turbiditique n'est programmé, le mélange est maintenu en circulation fermée : une partie du mélange déborde du réservoir interne

(en amont), pour s'écouler à un débit de  $2 \text{ l.s}^{-1}$  vers le bassin de mélange en aval du XES (Figure I.2-17 A).

Le reste du mélange s'écoule via trois canalisations (supportant chacune un débit de  $1,5 \text{ l.s}^{-1}$ ) vers un réservoir de routage compartimenté en 4 parties et placé directement en amont du XES (*compartmental routing tank*, Figure I.2-17 A). Le mélange rejoint par débordement le bassin de mélange en empruntant un tuyau supportant un débit de  $4,5 \text{ l.s}^{-1}$  (*recirculation*, Figure I.2-17 A) (Violet *et al.*, 2005).

En fonction du débit entrant souhaité, la génération des écoulements turbiditiques est déclenchée en dérivant au moins l'un des trois tuyaux canalisant le flux entre le réservoir amont (*constant-head tank*, Figure I.2-17 A) et le bassin de routage à un débit de  $1,5 \text{ l.s}^{-1}$  vers le bassin principal (XES facility, Figure I.2-17 A).

L'expérience décrite dans cette étude se déroule en deux phases, au cours de la première, la surface basale subside afin de simuler le remplissage de l'espace d'accommodation ainsi créé par de multiple courant de turbidité. Pendant la seconde phase, afin d'étudier la possibilité des courants de turbidité à déborder du mini bassin, aucun mouvement vertical n'est appliqué (Violet *et al.*, 2005). Au début de l'expérience, la base du modèle est configurée pour obtenir une légère dépression en forme de bol de 10 cm de profondeur (Figure I.2-17 C). La subsidence totale appliquée pendant cette première phase est programmée de telle sorte à maintenir la forme de bol du mini bassin, elle est maximale au centre de la dépression (25 cm de subsidence, Figure I.2-17 C).

Dans la partie la plus distale du bassin, la base du modèle est maintenue stable pour former une ride topographique de 20 cm puis, à la fin de la phase de subsidence, 45 cm par rapport au point le plus bas du bassin (Figure I.2-17 C). Le taux de subsidence simulé est déterminé de telle manière que l'espace d'accommodation créé soit équivalent au volume de sédiment injecté dans le bassin pendant la phase 1 (Violet *et al.*, 2005). Pendant toute l'expérience, la tranche d'eau dans le bassin est maintenue à une hauteur minimum de 80 cm.

En amont du dispositif, de part et d'autre de la ligne centrale du bassin, deux deltas subaquatiques délimitent un canyon central afin de canaliser partiellement les écoulements dans la région plus proximale du bassin (Figure I.2-18 A, B et C) :

Violet *et al.* (2005) utilisent trois types d'écoulements à partir de la suspension sédimentaire initiale (5 % par volume) :

- Des écoulements continus injectés à un débit de  $1,5 \text{ l.s}^{-1}$  pendant 36 minutes (soit un volume de 3240 l, soit approximativement un volume équivalent à 3 grandes bouffées).
- Des petites bouffées turbiditiques relâchées à un débit de  $1,5 \text{ l.s}^{-1}$  pendant 1 minutes 51 secondes (soit un volume de 166,5 l relâché pendant une durée équivalente au temps de traversée du bassin d'un évènement turbiditique).
- De grandes bouffées turbiditiques libérées dans le bassin à un débit de  $4,5 \text{ l.s}^{-1}$  pendant 3 minutes et 49 secondes (soit un volume de 1030,5 l, soit l'équivalent en volume de 6 petites bouffées).

La succession des différents types d'écoulements est la même pour les deux phases de l'expérience : un écoulement continu, une alternance de 6 petites bouffées pour 1 grandes bouffée (2 épisodes de chaque) puis de nouveau un écoulement continu, soit au total 16 épisodes sédimentaires par phase. Après chaque évènement, Violet *et al.* (2005) laissent les particules les plus fines sédimenter pendant 100 minutes. Puis la topographie superficielle est acquise par sonar avant de saupoudrer du sable marqueur coloré sur la surface du modèle pour distinguer la stratigraphie entre les différents épisodes en coupe. Une fois les 32 courants de turbidité déposés, le bassin est vidé pour y réaliser des coupes transversales dans les différents domaines du bassin (*i.e.* proximal, intermédiaire, et distale : Figure I.2-18 C à H).

Ces coupes montrent dans la moitié proximal du bassin un système en chenal-levée déposé lors de l'écoulement du premier courant de turbidité continu (Figure I.2-18 D, E et F). Lors de la seconde phase de l'expérience, ce système est comblé par un empilement de lobes mieux développés de part et d'autre de l'axe du chenal (Figure I.2-18 D et E). La coupe dans région médiane (Figure I.2-18 F) se situe à la terminaison du système chenalisé. Lors de la première phase expérimentale, les dépôts occupent dans un premier temps le centre du bassin, puis sont plus largement distribués sur toute la largeur du bassin au cours de l'expérience. Les sédiments de la seconde phase se déposent d'abord en périphérie, puis forment un dépocentre dans l'axe du bassin (Figure I.2-18 F) (Violet *et al.*, 2005). Dans la partie gauche du bassin, ces dépôts montrent des rides de courants synsédimentaires et des déformations post sédimentaires.



En aval (Figure I.2-18 G), les dépôts s'amincissent de part et d'autre de l'axe central (axe de subsidence maximale). Sur la coupe la plus distale (Figure I.2-18 H), les dépôts forment un drapage de fines couches isopaques, Violet *et al.* (2005) attribue ces dépôts à la sédimentation passive des particules les plus fines après le passage des événements turbiditiques.

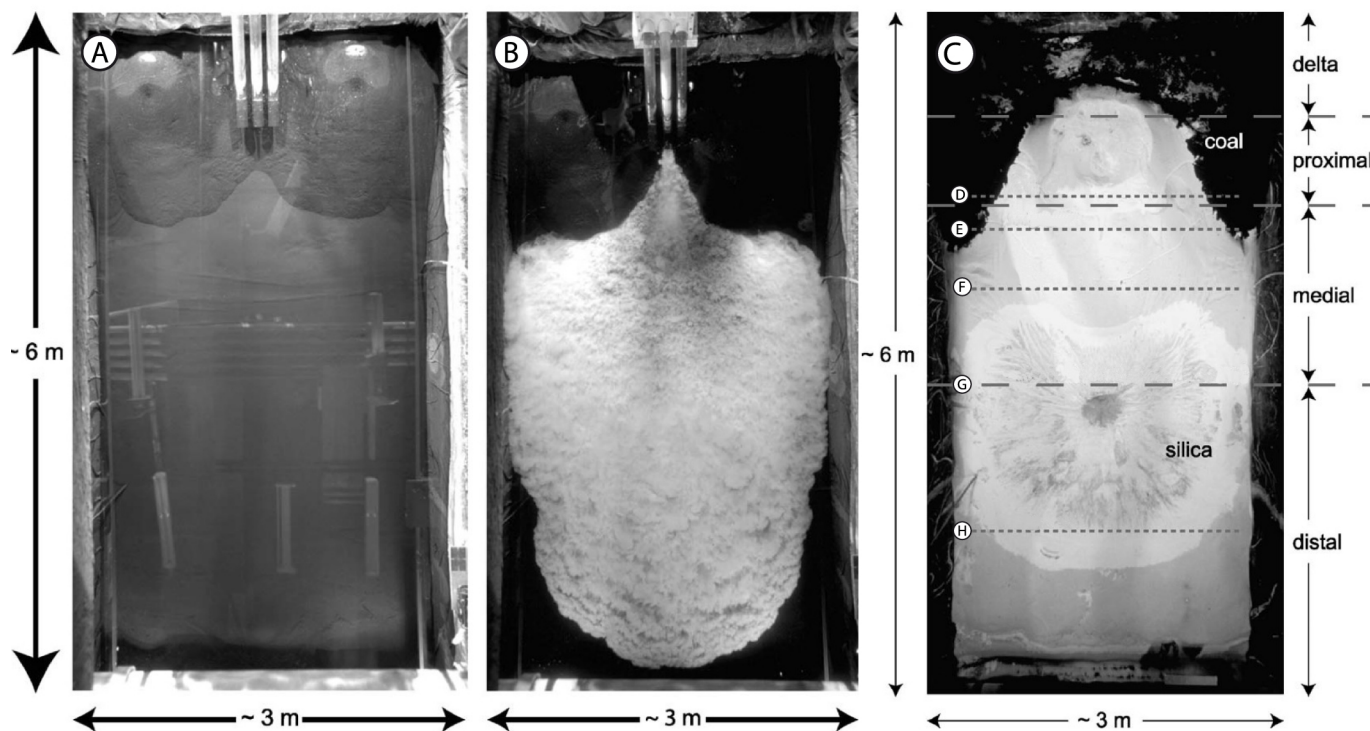
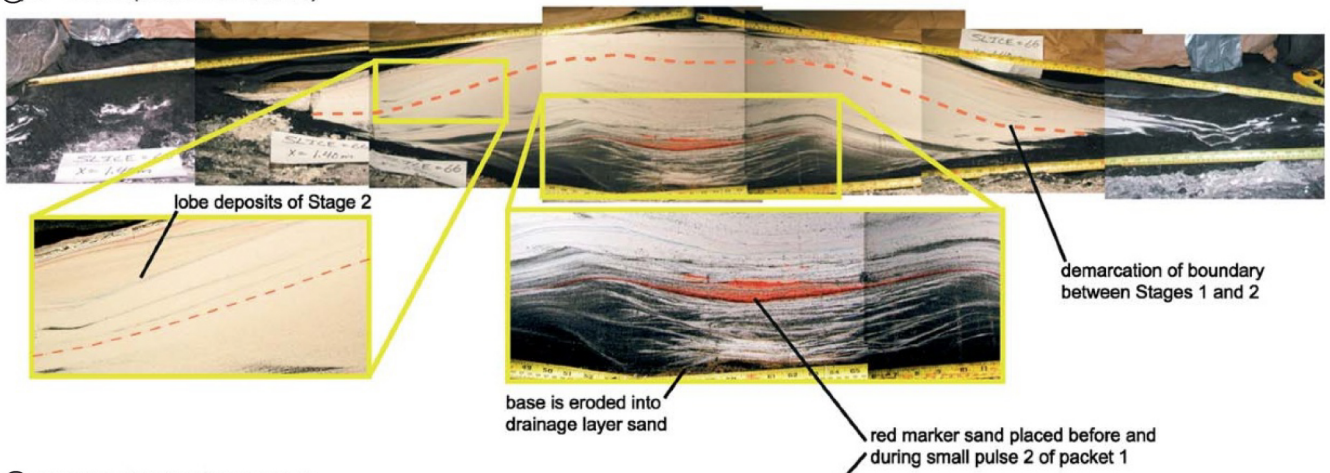
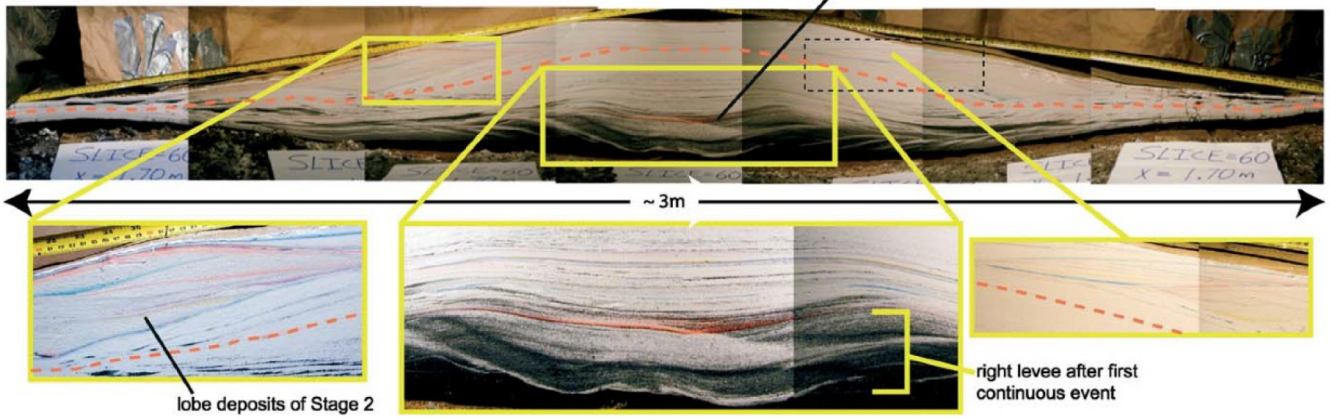


Figure I.2-18 (ci-dessus et ci-contre) : Vues de dessus de l'expérience de Violet *et al.* (2005). (A) Photographie montrant le dispositif avant l'expérience, noté les deux deltas de charbon en amont (en haut) délimitant un canyon dans lequel, par l'un des trois tuyaux, débouchent les courants turbiditiques. (B) Premier écoulement turbiditique de l'expérience. (C) Photographie de la fin de l'expérience, une fois le bassin vidangé, la tache plus sombre au centre du dispositif marque la localisation de subsidence maximum, D, E, F, G et H correspond à l'annotation et la localisation des coupes transversales présentées sur la page suivante. (D) Coupe proximale (1,4 m de la bordure du bassin, 0,70 m de la source). (E) Coupe intermédiaire (*medial* : 1 m de la source). (F) Coupe intermédiaire (1,55 m de la source). (G) Coupe à la limite de la zone intermédiaire et distale (2,4 m de la source). (H) Coupe distale (3,7 m de la source). Pour chaque coupe, la ligne en pointillés rouges délimite les dépôts de la première phase (avec subsidence) des dépôts de la seconde phase (sans subsidence) (Violet *et al.*, 2005).

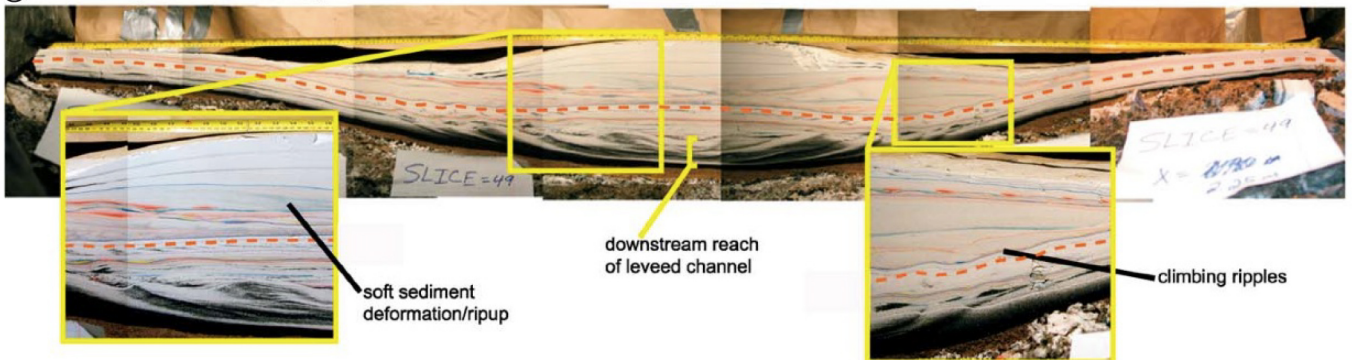
Ⓓ  $x = 1.40 \text{ m}$  (0.70 m from source)



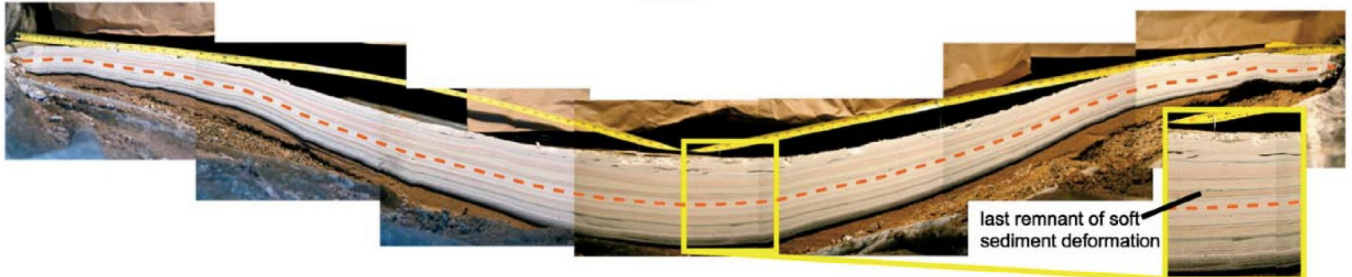
Ⓔ  $x = 1.70 \text{ m}$  (1.00 m from source)



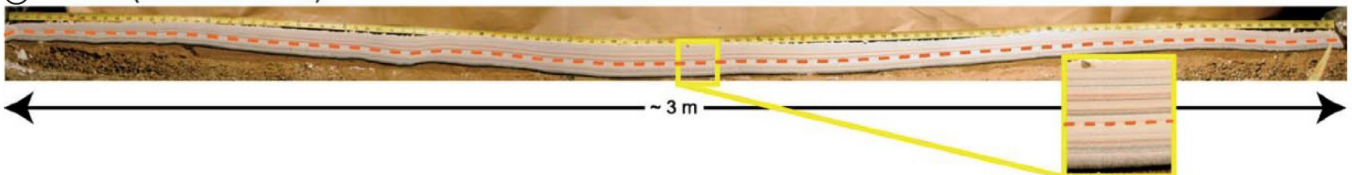
Ⓕ  $x = 2.25 \text{ m}$  (1.55 m from source)



Ⓖ  $x = 3.10 \text{ m}$  (2.40 m from source)



Ⓗ  $x = 4.40 \text{ m}$  (3.70 m from source)



Du fait d'un dimensionnement respectant la similitude géométrique et dynamique (nombre de Froude), les dépôts créés expérimentalement par Violet *et al.* (2005) peuvent être comparés avec le remplissage de leurs équivalents naturels du Golfe du Mexique. Violet *et al.* (2005) observent des analogies et des différences avec les minis bassins :

- les similarités résident dans la présence (1) d'un système de chenal-levées précoce (Figure I.2-18 D, E et F) considéré comme analogue à la chenalisation intense généralement observée sur le terrain ; et (2) la variation de l'architecture sédimentaire d'amont en aval du mini-bassin (Figure I.2-18 D à H).
- Les différences notables entre le modèle et l'exemple naturel sont (1) l'absence d'un système de chenaux-levées multiples dans l'expérience, et (2) l'architecture sédimentaire des lobes turbiditiques qui est bien plus complexe dans les mini-bassins du Golfe du Mexique (Violet *et al.*, 2005). De plus, la présence d'une zone érosive circulaire au point d'injection des sédiments liée à la granulométrie trop grossière de certaines particules utilisées (Figure I.2-18 C).

## I.3 Corps salifères allochtones

### I.3.1 Définition

Dans une province salifère, selon le niveau stratigraphique auquel se trouve les évaporites, on peut distinguer deux types de masses salifères (Jackson et Talbot, 1991) :

- Le sel autochtone qui demeure sur la surface où il s'est initialement accumulé par évaporation.
- Le sel allochtone qui repose sous forme de nappe à un niveau stratigraphique plus élevé par rapport à la couche source d'évaporites autochtones.

Hudec et Jackson (2006) ont affiné la définition de Jackson et Talbot (1991) en précisant que le corps salifère allochtone correspond à un diapir de sel formant une nappe subhorizontale ou légèrement inclinée à un niveau supérieur par rapport à la couche de sel autochtone. Cette redéfinition permet d'écartier les larges murs de sel limités par des flancs fortement inclinés voire verticaux (*salt wall*, Figure I.3-1), dont la géométrie en surface peut évoquer une nappe de sel.

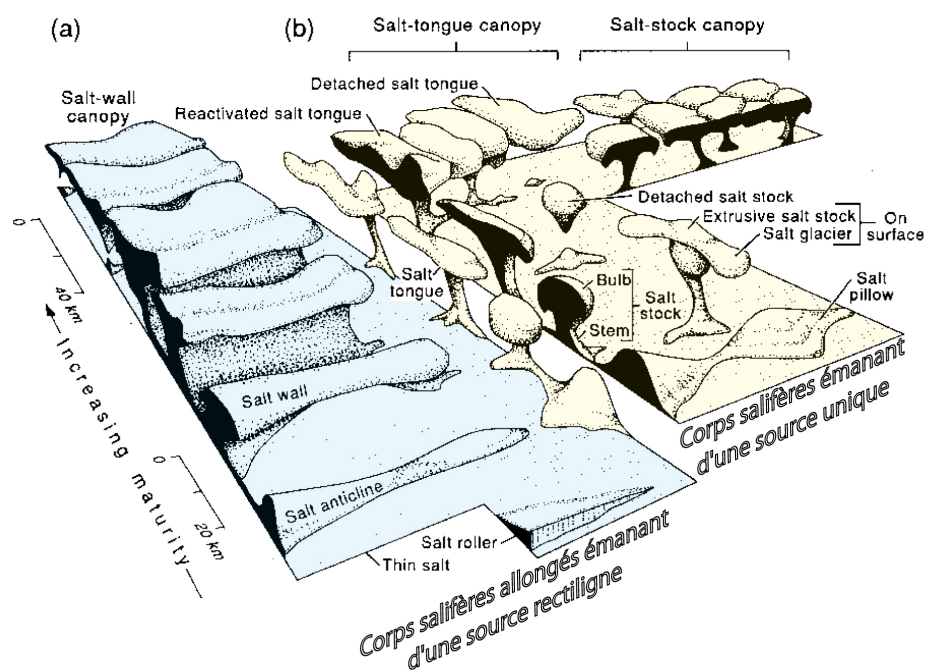


Figure I.3-1 : Bloc diagramme illustrant les formes connues de structures salifères. La maturité structurale et la taille des corps salifères augmentent en se déplaçant vers les structures amalgamées au second plan du diagramme (*Canopy*). (a) Corps salifères émanant d'une source rectiligne et (b) corps salifères émanant d'une source unique (modifié d'après Jackson et Talbot, 1991).

Hudec et Jackson (2006) précisent également le terme de nappe de sel (*salt sheet*, Figure I.3-1) établie par Jackson et Talbot (1991). Les nappes de sel, formées de sel allochtone alimenté par un unique conduit, ont une étendue en surface plus importante que leur épaisseur maximale. Les nappes de sel (*salt sheet*) incluent alors des structures salifères telles que les langues (*salt tongue*, Figure I.3-1), les laccolithes, les sills (*salt sill*), les nappes (*salt nappe*) et les *salt wings* (Hudec et Jackson, 2006). Les nappes de sel étant mise en place par un unique conduit diapirique, Hudec et Jackson (2006) distinguent cette structure individuelle de la canopée salifère (Figure I.3-1 et Figure I.3-2). En effet, la canopée, bien que constituant également un corps salifère allochtone pouvant être étendu, se forme lorsque les structures salifères percent et s'étalent en surface par l'amalgamation de diapirs cylindriques (*salt stock*, Figure I.3-1 et Figure I.3-2 A) (Jackson et Talbot, 1991), de murs diapiriques (*salt walls*, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** B) ou encore de langues de sel (*salt tongues*, Figure I.3-1 et Figure I.3-2 C). Ainsi, contrairement aux nappes de sel, les systèmes allochtones de canopées sont alimentés par de multiples conduits diapiriques (Figure I.3-1 et Figure I.3-2).

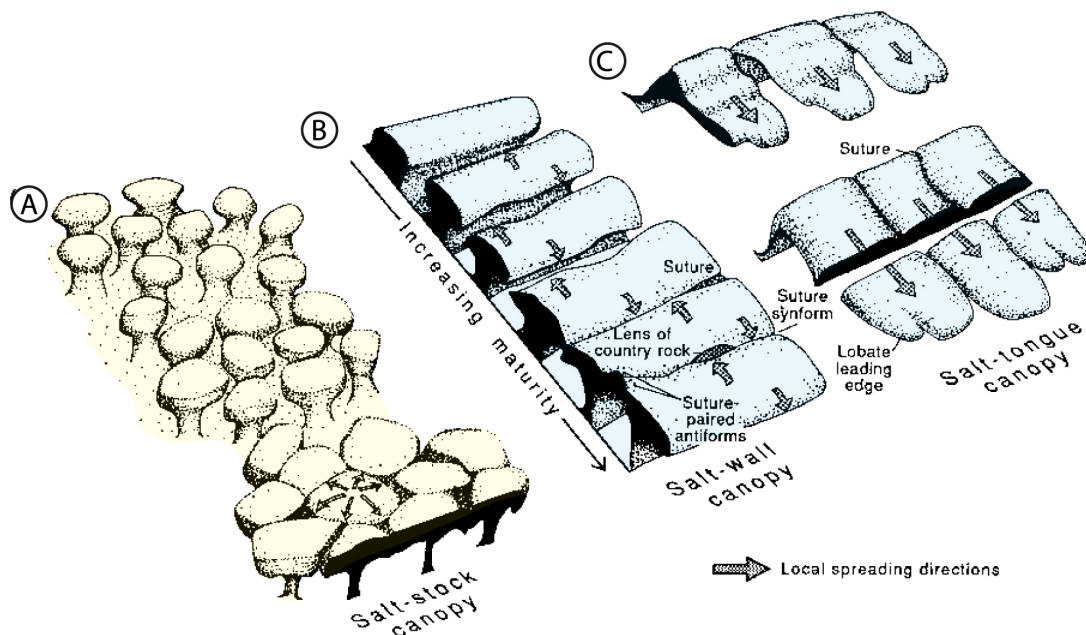


Figure I.3-2 : Blocs-diagrammes montrant trois types de canopée formées par l'amalgamation (A) de *salt stocks*, (B) de *salt walls* et (C) de *salt tongues*. Le degré d'amalgamation augmente en se déplaçant vers le premier plan. Les sutures d'une canopée formée par des *salt stocks* sont multidirectionnelles, celle des murs et des langues de sel sont respectivement perpendiculaires et parallèles à la direction d'étalement du sel (modifié d'après Jackson et Talbot, 1991).

### I.3.2 Mise en place

Sur la base de données géophysiques, de modèles analogiques, numériques et conceptuels, Hudec et Jackson (2006) décrivent 4 modes de mise en place de nappes de sel en fonction de la géométrie et de l'épaisseur du toit du corps salifère (Figure I.3-3).

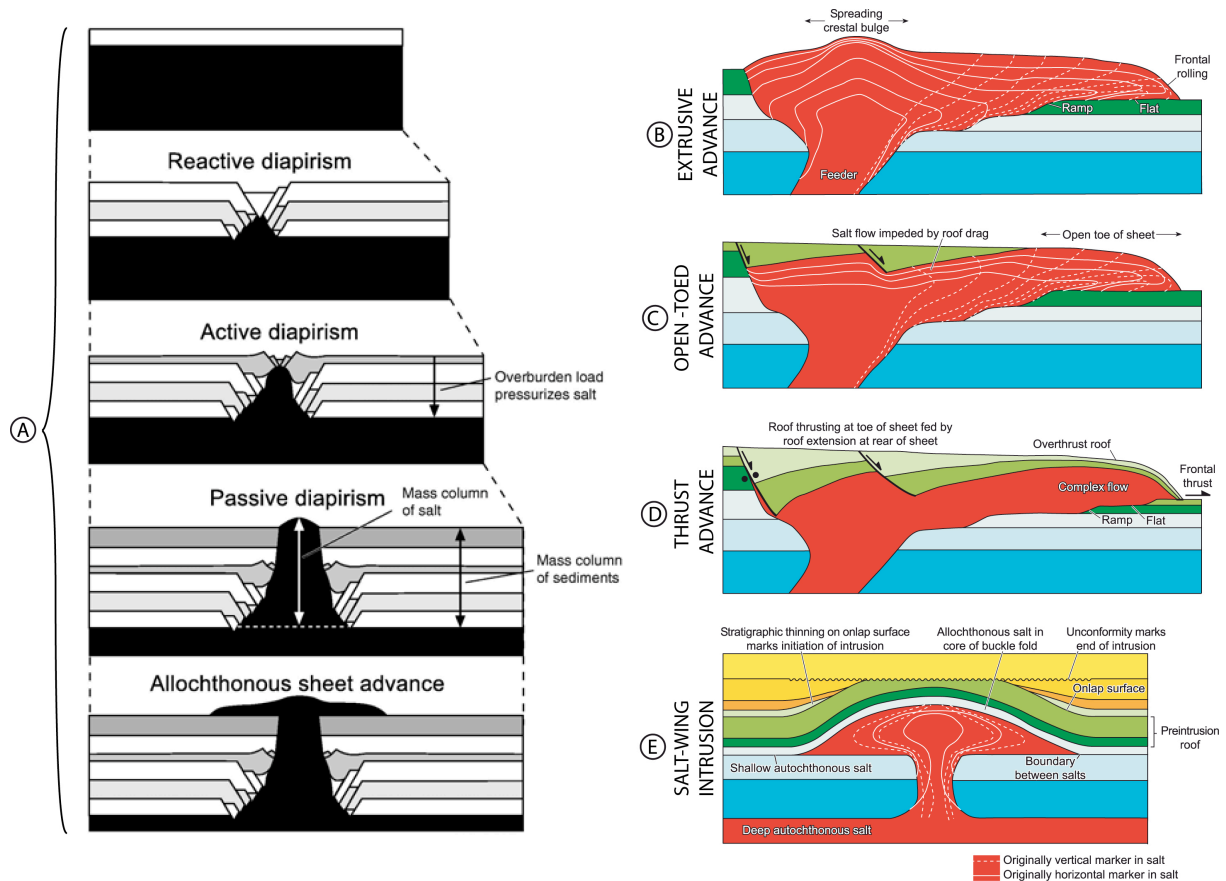


Figure I.3-3 : (A) Percement diapirique et mise en place de nappe salifère allochtone induit par de l'extension. (B) (C) (D) et (E) schéma illustrant les différents modes de mise en place de nappes de sel allochtones (Hudec et Jackson, 2006).

(1) L'avancée extrusive (*extrusive advance*, Figure I.3-3 B) se produit lorsque le sel émane d'un conduit diapirique passif sans que les apports sédimentaires ne puissent contrebalancer la remontée diapirique. Le sel forme alors une nappe allochtone s'étalant à la surface. La surface supérieure du sel affleure alors, et la nappe progresse sans être couverte par un toit mécaniquement compétent. Ce type d'extrusion salifère correspond donc à un cas extrême de diapirisme passif, pour lequel le taux d'aggradation sédimentaire est nettement inférieur au taux de remontée diapirique (Figure I.3-3 A ; Hudec et Jackson, 2006, 2007).

(2) L'extrusion d'une nappe de sel allochtone à front ouvert (*open-toed advance*, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** C) est caractérisée par la présence d'un toit mécaniquement compétent qui couvre partiellement la nappe de sel. Au front de cette

nappe, le sel affleure et s'étale librement. Dans un tel système, le toit avance généralement moins rapidement que le sel sous-jacent, ce qui induit un ralentissement de l'avancée de la nappe de sel (Hudec et Jackson, 2006). *A contrario*, le flux ascendant de sel exerce une traction à la base de la couverture compétente, qui peut se trouver disloquée par extension, ou bien plissée contre les bordures du système (Hudec et Jackson, 2006).

(3) La progression de la nappe se fait le long d'un chevauchement frontal lorsque la nappe de sel est complètement recouverte par une couche de sédiments (*thrust advance*, Figure I.3-3 D). Dans un contexte de marge passive, le chevauchement est contrôlé par l'étalement gravitaire de la nappe de sel ou par le raccourcissement régional.

(4) L'intrusion sous forme de laccolithe (*salt-wing intrusion*, Figure I.3-3 E) se produit lorsque la province comprend deux niveaux de sel autochtone. La nappe allochtone se forme alors lorsque les flancs d'un diapir enraciné dans le sel le plus ancien pénètrent la couche autochtone plus récente. Ce type de nappe de sel nécessitant la présence de deux niveaux salifères est rare (Hudec et Jackson, 2006, 2007). De plus, ce mode de mise en place n'est possible que si des plis de détachement se forment sur le niveau d'évaporites les moins profondes, le sel sous-jacent venant remplir passivement le cœur de ces plis, à la faveur de pressions moins importantes (Hudec et Jackson, 2007). Les seuls exemples naturels auxquels s'appliquent ce modèle sont situés dans le bassin salifère européen du Zechstein, où trois niveaux de sel triasique sont en contact avec des diapirs de sel permien (Hudec et Jackson, 2007).

### I.3.3 Evolution

Les modes de mise de place des nappes de sel (Figure I.3-3 B à D) peuvent se combiner au cours de leur propagation (Sauf pour le cas particulier des salt-wings intrusions ; Hudec et Jackson, 2007). Trois lignées d'évolutions sont communément rencontrées (Hudec et Jackson, 2006, 2007). Leur nomenclature prend en compte la géométrie de la source alimentant la nappe de sel et son mode initial de propagation.

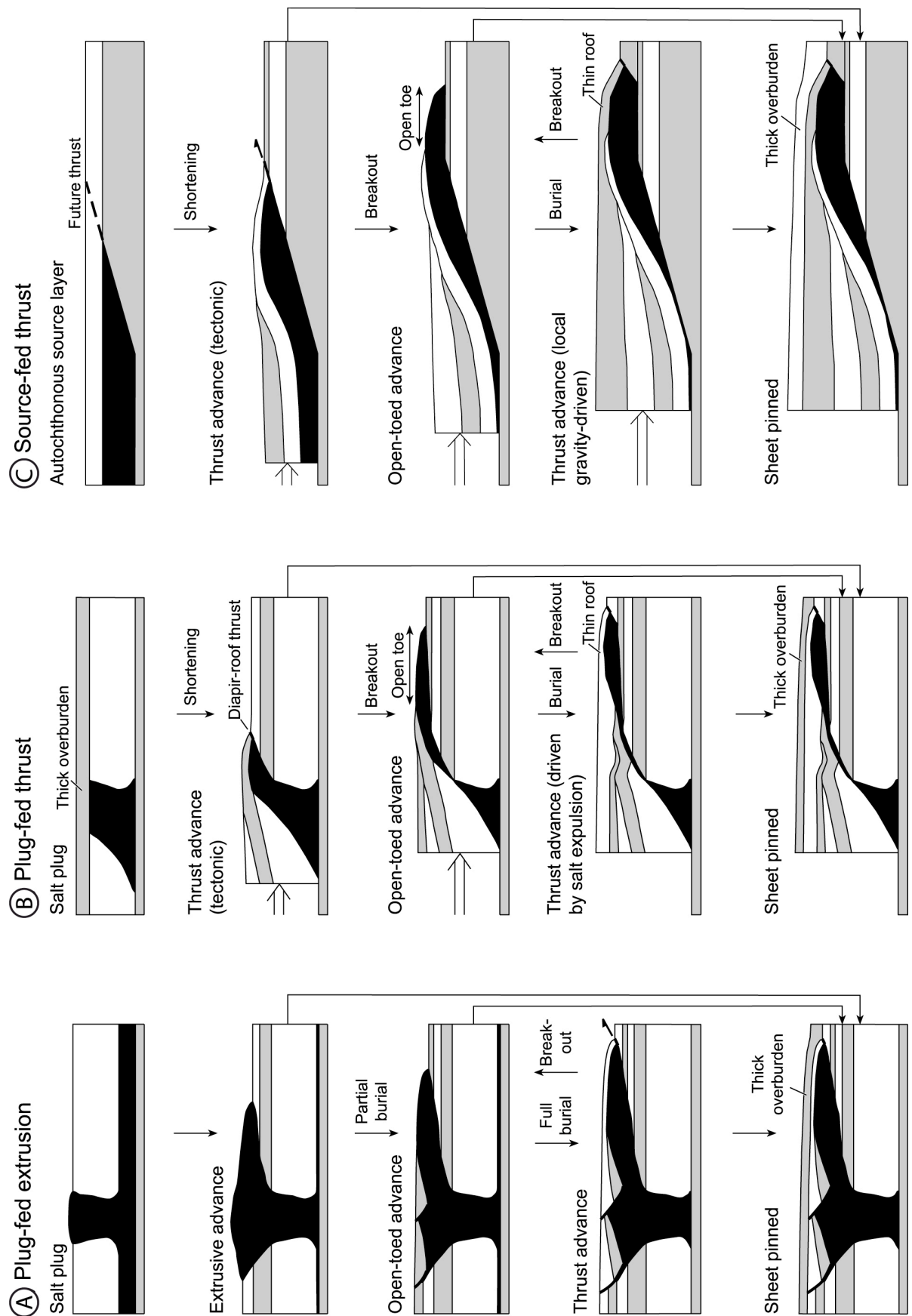


Figure I.3-4 : Schéma illustrant l'évolution des trois lignées principales de nappe de sel. Nappes de sel alimentées par un conduit diapirique se propageant par (A) extrusion ou (B) par chevauchement frontal. (C) Nappes de sel alimentées par la couche autochtone et se propageant par chevauchement frontal. La progression de la nappe peut se trouver interrompue à tout moment, en fonction du stock de sel disponible, de la sédimentation et du contexte tectonique régional (modifié d'après Hudec et Jackson, 2006).



(1) Les nappes allochtones alimentées par un conduit diapirique et s'initiant par une extrusion (*plug-fed extrusions*, Figure I.3-4 A) sont les plus communément rencontrées dans un contexte de marge passive. Ces nappes de sel sont alimentées par un dôme ou un mur diapirique. L'extrusion du sel peut être déclenchée par une augmentation du taux de remontée diapirique, par une baisse du taux d'aggradation à proximité du diapir ou encore par une dislocation du toit de la nappe de sel. Au fur à mesure que la maturité du système augmente, on peut assister à l'amalgamation de plusieurs nappes extrudées, pouvant ainsi former une étendue de sel allochtone (canopée) de plusieurs centaines de kilomètres carrés tel que dans le Golfe du Mexique (Peel *et al.*, 1995), en Mer Rouge (Heaton *et al.*, 1995), dans le Bassin Néo-Ecossais (Ings et Shimeld, 2006) ou la Marge Atlantique Marocaine (Jabour et Tari, 2007).

(2) Les nappes allochtones alimentées par un conduit diapirique et se propageant par chevauchement frontal (*plug-fed thrusts*, Figure I.3-4 B) s'initient lorsqu'un dôme ou un mur de sel est raccourci par des contraintes compressives. Ce type d'évolution est donc généralement associé aux systèmes orogéniques. Cependant, il n'est pas rare de rencontrer ces nappes allochtones dans les zones compressives distales des marges passives (Hudec et Jackson, 2006, 2007). Une telle évolution n'est possible que si les contraintes sont suffisantes pour simultanément pincer le conduit diapirique et déformer l'épaisse couverture de la nappe allochtone (Figure I.3-4 B).

(3) Les nappes allochtones alimentées directement par la couche de sel autochtone et se propageant initialement par chevauchement frontal (*source-fed thrusts*, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** C) se forment en limite des bassins salifères, lorsque le chevauchement frontal intègre en son mur une lentille de sel. D'après Hudec et Jackson (2006, 2007) les nappes allochtones suivant cette évolution forment les structures salifères les plus étendues (quelques centaines de kilomètres). Toutefois, des nappes de sel de moindre étendue peuvent s'amalgamer avec leur voisines pour former une vaste canopée salifère (Figure I.3-2 ; Hudec et Jackson, 2006, 2007).

### I.3.4 Remobilisation des niveaux de sel allochtone

Au cours du temps, les nappes de sel individuelles ou amalgamées (canopées) peuvent être remobilisées par le dépôt de sédiments plus récents au toit de ces édifices (Figure I.3-5 ; Hudec et Jackson, 2006, 2007). Cette surcharge sédimentaire aboutit à deux types distincts de structurations décrit par Schuster (1995) dans le Golfe du Mexique (Figure I.3-6).

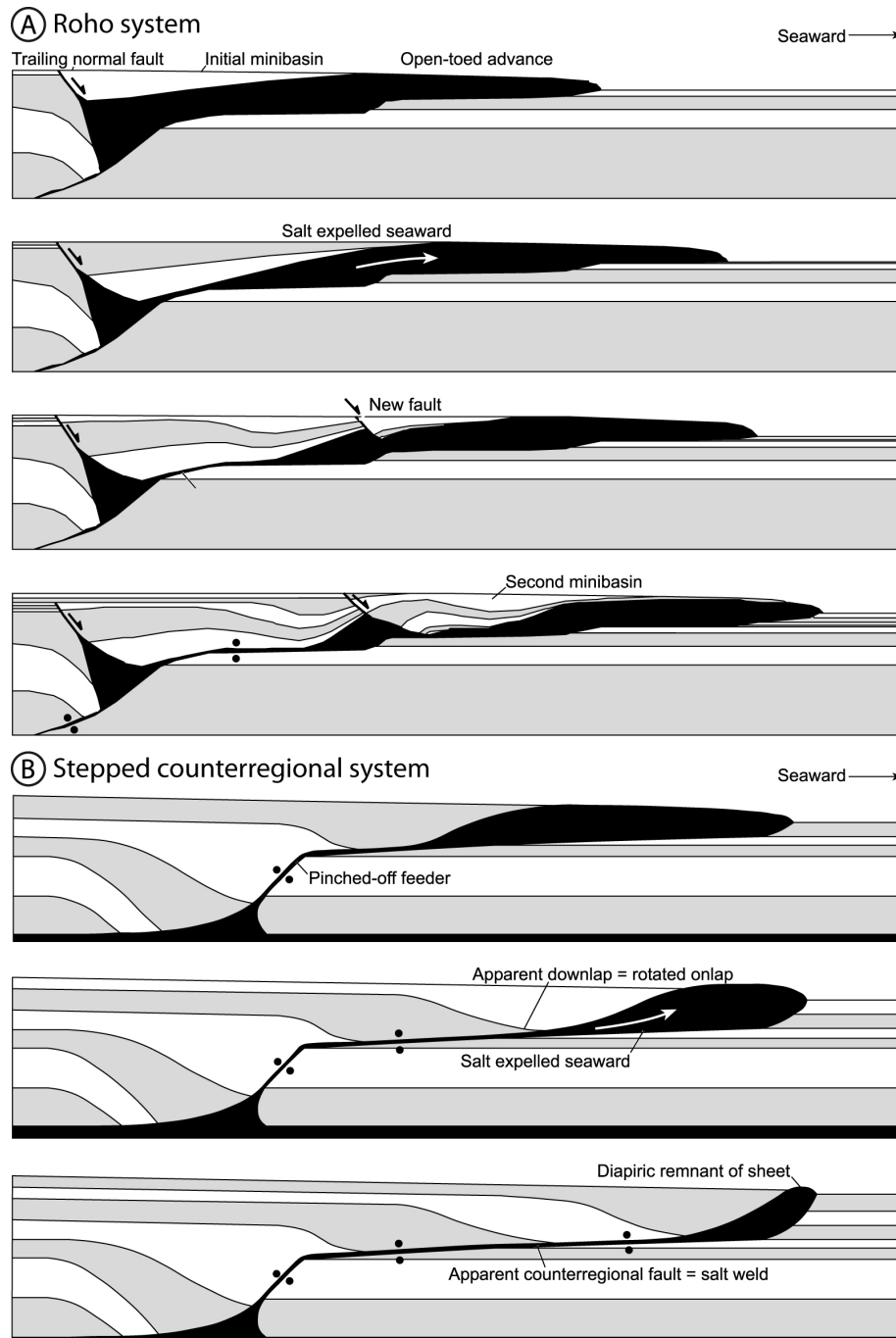


Figure I.3-5 : Modèle d'évolution schématique de système de nappe de sel de type (A) Roho et (B) contre-régional (*stepped counterregional*) (modifié d'après Hudec et Jackson, 2006).

(1) Le système en roho, du nom de Roripaugh, géophysicien de la compagnie Shell et Moho décrit la bande de réflecteurs discontinus de forte amplitude observée à la base de la plupart des failles et des nappes de sel (Figure I.3-5 A ; Schuster, 1995).

(2) Le système contre-régional (*stepped counter-regional*) présente une suture salifère, liée à l'évacuation du sel allochtone (*salt weld*), évoquant une faille contre-régionale (Figure I.3-5 B ; Schuster, 1995).

Les déformations se produisant au niveau des canopées et des nappes salifères peuvent être ajoutées à ces deux structurations (Rowan *et al.*, 1999).

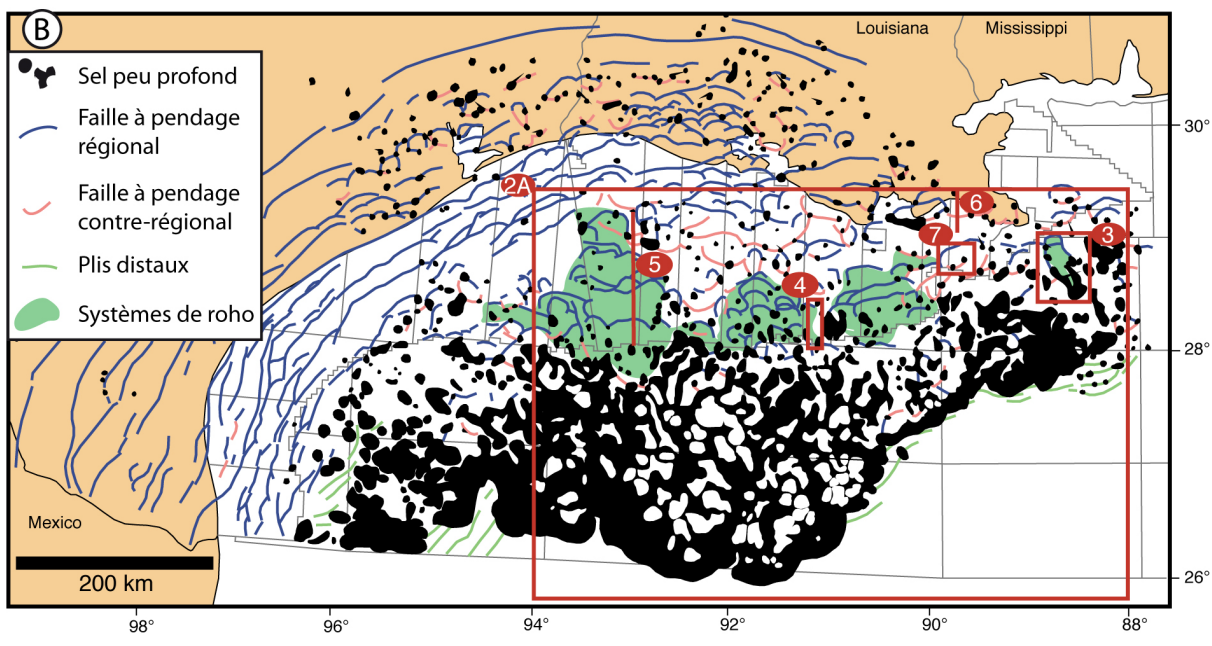
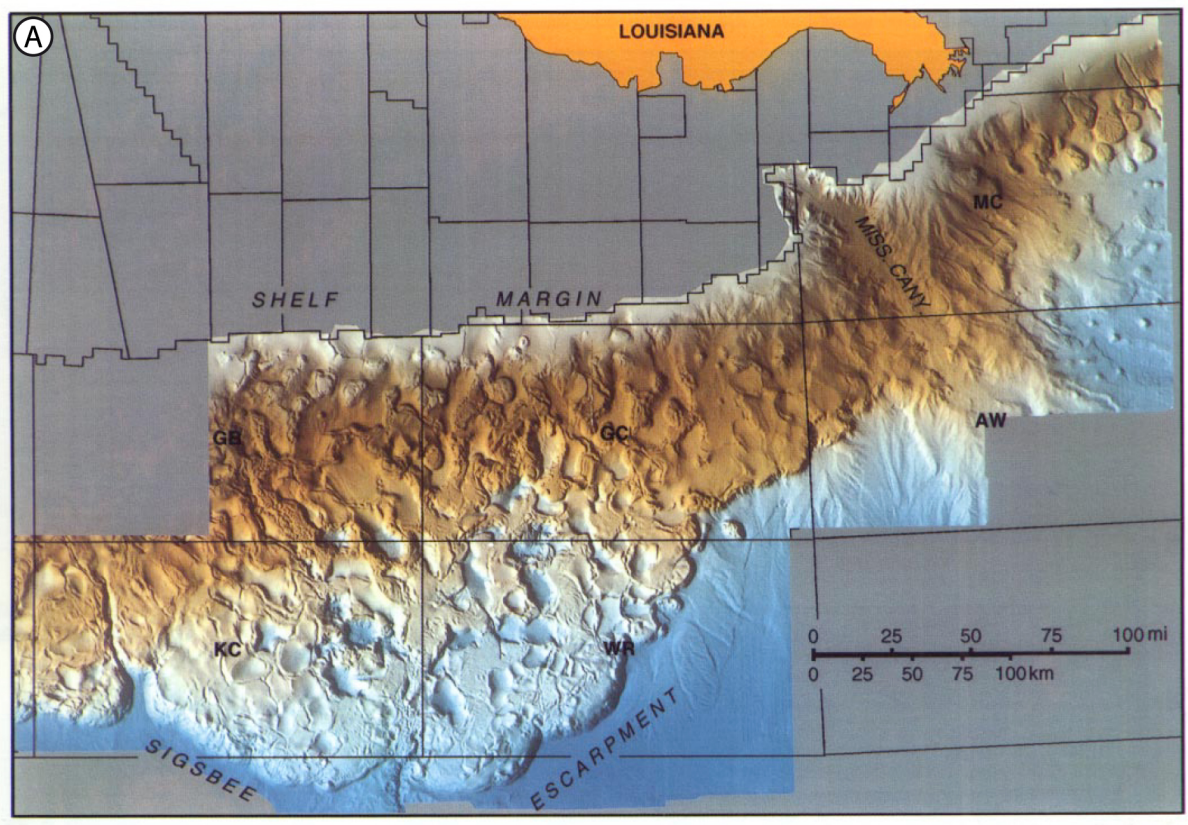


Figure I.3-6 : Système salifère du Golfe du Mexique (A) Carte morpho-bathymétrique. (B) Carte structurale montrant la répartition des nappes de sel, les failles à pendage régional et contre-régional, et les zones de système en roho (les nombres dans les ovales rouges indiquent les figures présentées ci-après) (modifié d'après Diegel *et al.*, 1995).

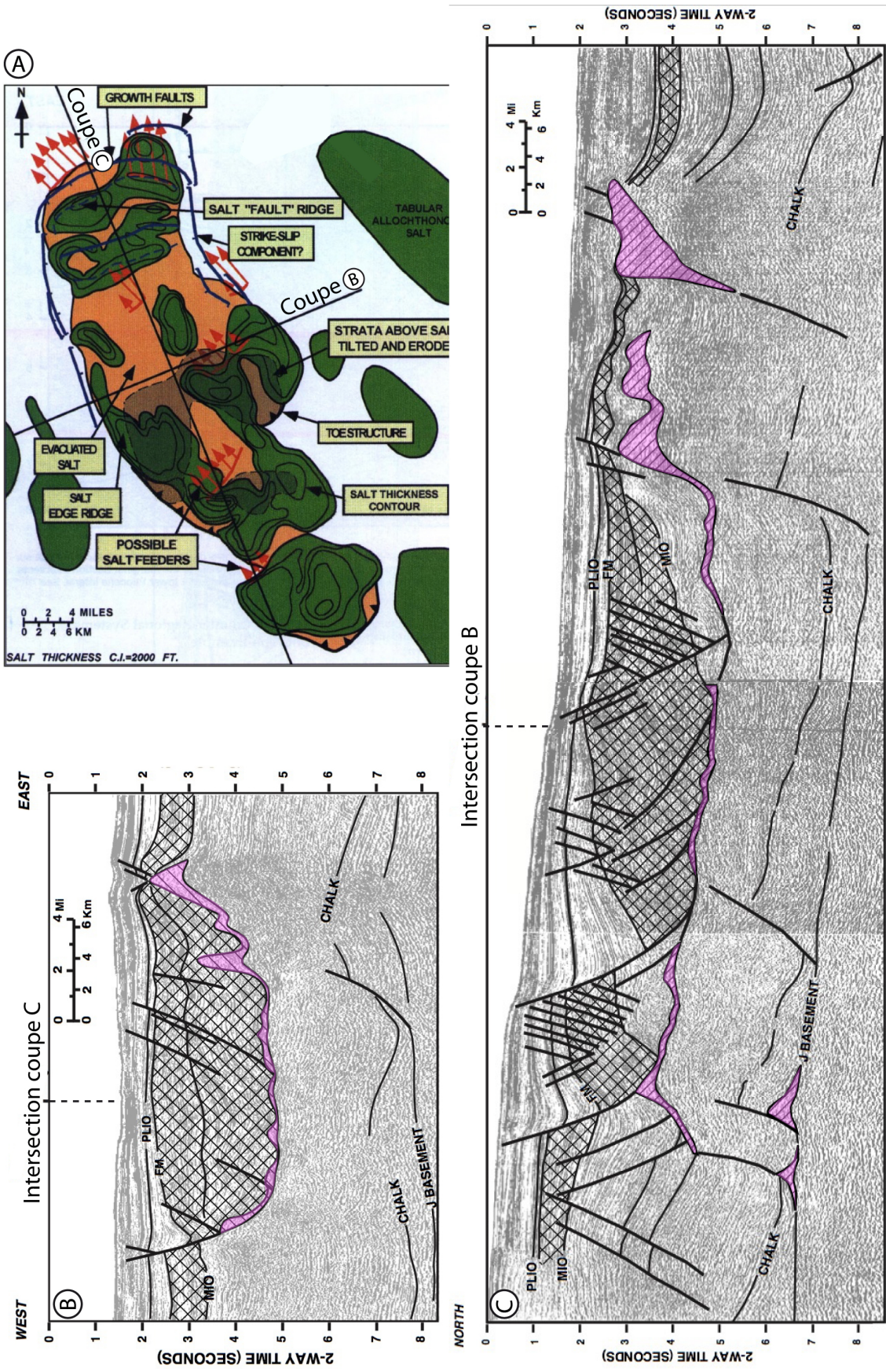


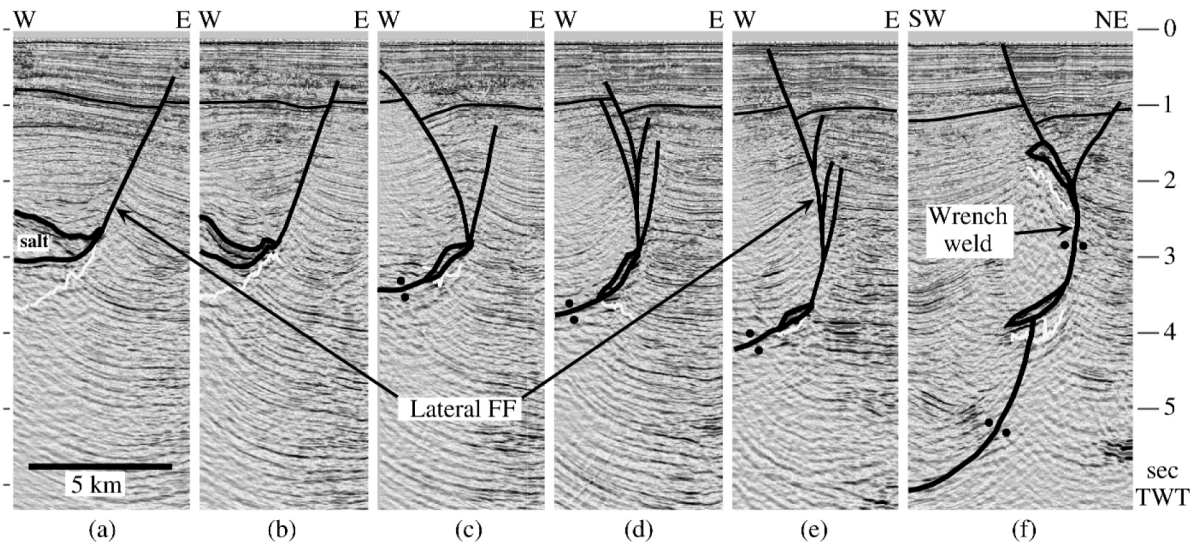
Figure I.3-7 : Système de nappe allochtone de type roho. (A) Carte structurale de la nappe montrant le sel allochtone (en vert), les conduits d'alimentation supposés (en rouge), les zones où le sel a été évacué (en orange), les failles de croissance majeure (en bleu) et les structures compressives frontales. (B) Profil sismique longitudinal au système en Roho. (C) Profil sismique transversal au système en roho. Le sel est coloré en rose (Figure I.3-6 B3 pour la localisation) (modifié d'après Schuster, 1995).

### I.3.4.1 Système de nappe allochtone de type roho

Un système de type roho est dominé par des déformations extensives contrôlées par du glissement ou de l'étalement gravitaire et accommodées par des failles normales à pendage régional vers le large (Diegel *et al.*, 1995 ; Schuster, 1995 ; Rowan *et al.*, 1999 ; Hudec et Jackson, 2006). Ces failles normales individualisent des blocs dont les sédiments sont basculés et s'épaississent contre la faille située en amont. Les sédiments de la couverture surchargeant la langue allochtone (mini-bassins) subsident et provoquent le fluage du sel latéralement ou vers l'avant du système. Les évaporites ainsi chassées vers les bordures de la langue sont dissoutes ou alimentent des diapirs et/ou l'avancée de la nappe (Hudec et Jackson, 2006).

Le système en roho a été décrit pour la première fois par Schuster (1995), dans la partie septentrionale du canyon du Mississippi dans le Golfe du Mexique (Figure I.3-7). En carte (Figure I.3-7 A), ce système est caractérisé par une forme allongée longitudinalement dans le sens de la pente. Schuster (1995) observe en amont des failles normales de croissance et quelques structures compressives frontales vers l'aval et sur les bordures latérales des structures décrochantes (Figure I.3-7 A). Ces structures situées en bordure du système ne sont pas visibles sur la Figure I.3-7 B. En revanche, Rowan *et al.* (1999) montrent des structures en fleur sur les bordures d'un autre système en roho du Golfe du Mexique (Figure I.3-8). Ces structures évoluent longitudinalement d'une faille normale à pendage fort (Figure I.3-8 a et b) vers une structure en fleur négative (Figure I.3-8 c à e) puis une zone de suture cisailante (Rowan *et al.*, 1999).

La Figure I.3-7 C montre dans la partie la plus profonde (> 4 STD), des réflecteurs correspondant aux conduits diapiriques refermés ayant alimenté la nappe en sel de Louann (sel autochtone Jurassique). La nappe allochtone est ici subhorizontale et la plupart du sel est présent sous forme lenticulaire, voire par endroit complètement évacué pour former une suture salifère (*salt weld*) entre la base de la nappe et les sédiments de la couverture (Figure I.3-7 C). Cette couverture est caractérisée par la présence de failles normales listriques à pendage régional vers le large s'enracinant dans le niveau salifère (évacué ou lenticulaire). L'assemblage de ces structures indique une translation de la couverture sédimentaire vers le bassin.



**Figure I.3-8 : Série de profils sismiques montrant les structures décrochantes en fleur sur les bordures d'un système en roho. La nappe de sel correspond au compartiment gauche de la faille, le mouvement et senestre (Figure I.3-6 B4 pour la localisation ; modifié d'après Rowan *et al.*, 1999).**

Ainsi, on peut assimiler un système en roho à un slump se détachant sur une nappe de sel allochtone (Practical Salt tectonics Course, Rowan, 2005). Bien que les explorations pétrolières aient permis de recenser un certain nombre de ces structures dans le Golfe du Mexique (Figure I.3-6 A ; *e.g.*, Jackson *et al.*, 1994 ; Diegel *et al.*, 1995 ; Rowan, 1995 ; McBride *et al.*, 1998 ; Rowan et Weimer, 1998 ; Rowan *et al.*, 2001), ce système n'est pas cantonné à cette seule région. En effet, d'autres province salifères montrent des nappes allochtones ayant été déformées dans un style en roho le long de la marge marocaine (Figure I.3-9; Jabour et Tari, 2007) ou encore dans le bassin de Nouvelle-Ecosse au large des côtes canadiennes orientales (Albertz *et al.*, 2010).

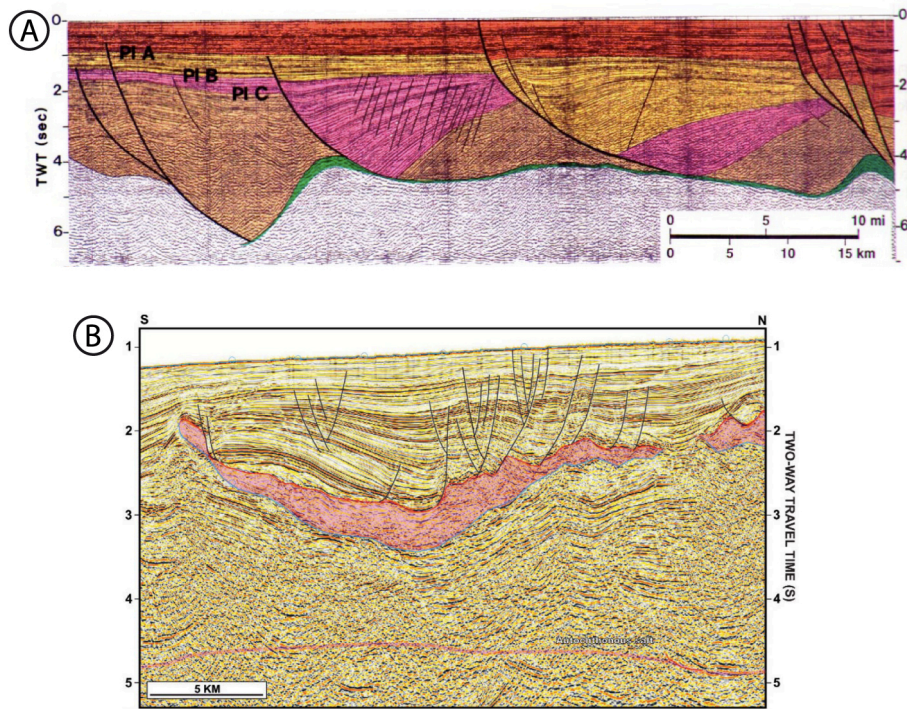


Figure 1.3-9 : Autres exemples de systèmes faillés en roho (Figure 1.3-6 B5 pour la localisation ; Diegel *et al.*, 1995). (B) Marge Atlantique marocaine (Jabour et Tari, 2007).



### 1.3.4.2 Système de nappe allochtone de type contre-régional (*stepped counterregional*)

Ce type d'évolution de nappe allochtone est dominé par l'expulsion du sel (Hudec et Jackson, 2006). La couverture sédimentaire d'un tel système est inclinée et s'épaissit vers le bassin. Contrairement au style en roho, le système contre-régional implique très peu d'extension puisqu'il est dominé par la subsidence de la couverture dans le sel allochtone et que la plupart des mouvements y sont verticaux (Schuster, 1995 ; Hudec et Jackson, 2006). La subsidence de la couverture sédimentaire mène à la formation d'une suture salifère (*salt weld*; Figure I.3-10) pouvant être interprété à tort comme une faille de croissance normale à pendage contre-régional.

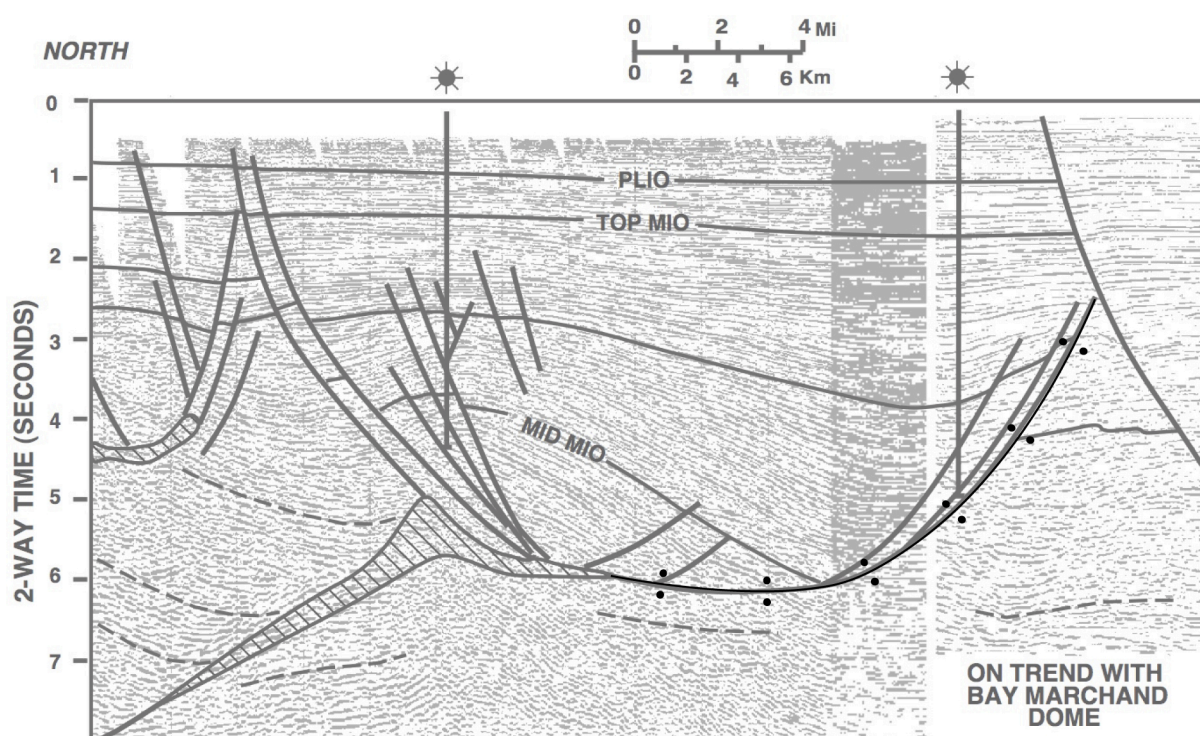


Figure I.3-10 : Profil sismique interprété d'un système de nappe allochtone de type contre-régional (double points = *salt weld* ; dôme de sel de Bay Marchand, voir Figure I.3-6 B6 pour la localisation) (modifié d'après Schuster, 1995).

Schuster (1995) montre, pour un système contre-régional mature (Figure I.3-11 B), que le sel allochtone a été complètement évacué et la suture ainsi formée ressemble fortement à une faille listrique contre-régionale. Latéralement, la suture contre-régionale est remplacée par un dôme de sel secondaire correspondant à du sel allochtone résiduel (Figure I.3-11 C). D'après Schuster (1995), cette association de dômes secondaires s'enracinant dans le niveau de sel allochtone, et connectés entre eux par des "failles" pentées vers le continent est typique d'un système d'évacuation de nappe de type contre-régional. L'amont de ces systèmes est caractérisé

par la présence d'une faille normale listrique s'enracinant dans le sel allochtone (Figure I.3-11 ; Schuster, 1995 ; Hudec et Jackson, 2006).

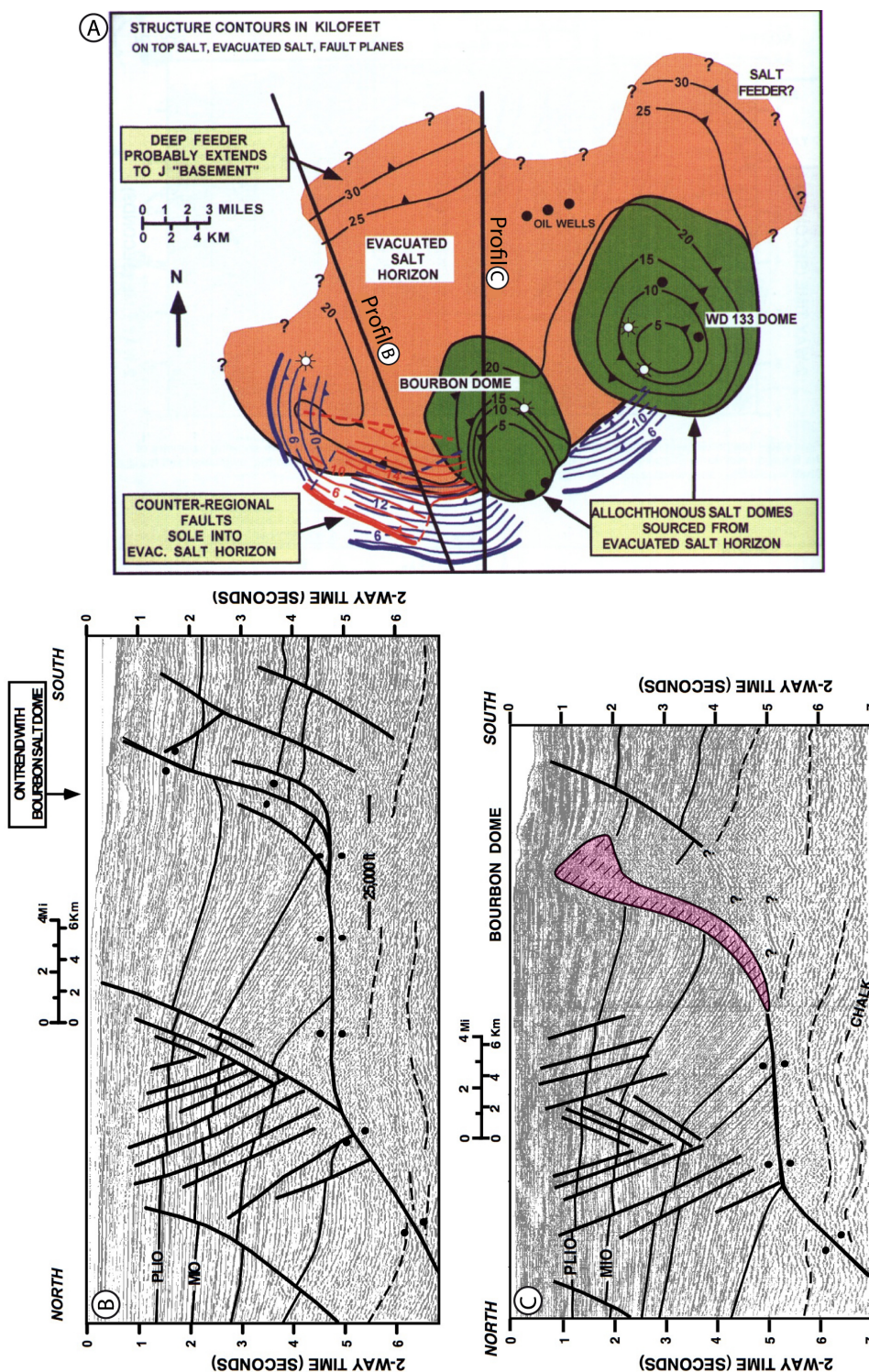


Figure I.3-11 : Système de nappe allochtone de type contre-régional. (A) Carte structurale du système montrant les relations entre les deux diapirs formés secondairement (en vert) et les "failles" contre-régionales (rouge et Bleu) les zones où le sel a été évacué (*salt weld* en orange) (voir Figure I.3-6 B7 pour la localisation pour la localisation). Profils sismiques montrant le système contre-régional avec le sel (B) complètement et (C) partiellement évacué (voir la carte structurale pour la localisation des profils) (modifié d'après Schuster, 1995).

### I.3.5 Synthèse

Rowan *et al.* (1999) ont proposé 4 modèles d'association de familles de failles pour chaque type d'évolution des déformations des corps salifères allochtones rencontrés dans le Golfe du Mexique (système contre-régional, système en roho, canopée et nappe salifères, Figure I.3-12).

Le système contre-régional (Figure I.3-12 B) est caractérisé à sa base par une couche de sel allochtone évacuée complètement ou partiellement ainsi que des diapirs inclinés vers le bassin et/ou une suture salifère à pendage contre-régional (*counterregional weld*, Figure I.3-12 B). Les fracturations de la couverture dans un tel système sont relativement simple, on peut reconnaître vers le bassin une famille de failles contre-régionales correspondant en profondeur à la suture salifère ; et vers le continent, une famille de failles normales de croissance montrant un pendage régional et s'enracinant au niveau de la couche de sel allochtone (*roller fault family*, Figure I.3-12 B ; Rowan *et al.*, 1999).

Plus long qu'un système contre-régional, le système en roho permet à la couverture de se déformer par étalement gravitaire (Figure I.3-12 C ; Rowan *et al.*, 1999). Il en résulte une fracturation dominée par des failles normales listriques à pendage régional (*roller fault family*, Figure I.3-12 C). Cette extension est accommodée à l'extrémité distale du système soit par une extrusion du sel, soit par des chevauchements frontaux (*toe-thrust fault family*, Figure I.3-12 C). Les bordures du système sont caractérisées par des accidents décrochants (*lateral fault family*, Figure I.3-12).

La surcharge sédimentaire d'un système de canopée peut aboutir à une structuration complexe en réponse à la subsidence de dépocentres dans le sel allochtone. Que le sel soit partiellement ou complètement évacué (Figure I.3-12 D), les déformations sont accommodées par une famille de failles normales synsédimentaires ayant une direction arquée à la limite amont du système (*ramp fault family*, Figure I.3-12 D). Ces dernières peuvent être accompagnées de failles listriques de croissance formées précocement dans la région centrale des dépocentres (*roller fault family*, Figure I.3-12 D ; Rowan *et al.*, 1999). Lorsque la canopée alimente une langue de sel subhorizontale, des diapirs réactifs accompagnés de failles sommitales peuvent s'initier à la limite entre le *salt-stock* et la langue (*crestal fault family*, Figure I.3-12 D). Si la longueur de la langue

de sel l'autorise, les mouvements de translation seront accommodés par des failles normales listriques en amont et des chevauchements frontaux en aval du système (*roller fault family* et *toe-thrust fault family*, Figure I.3-12 D).

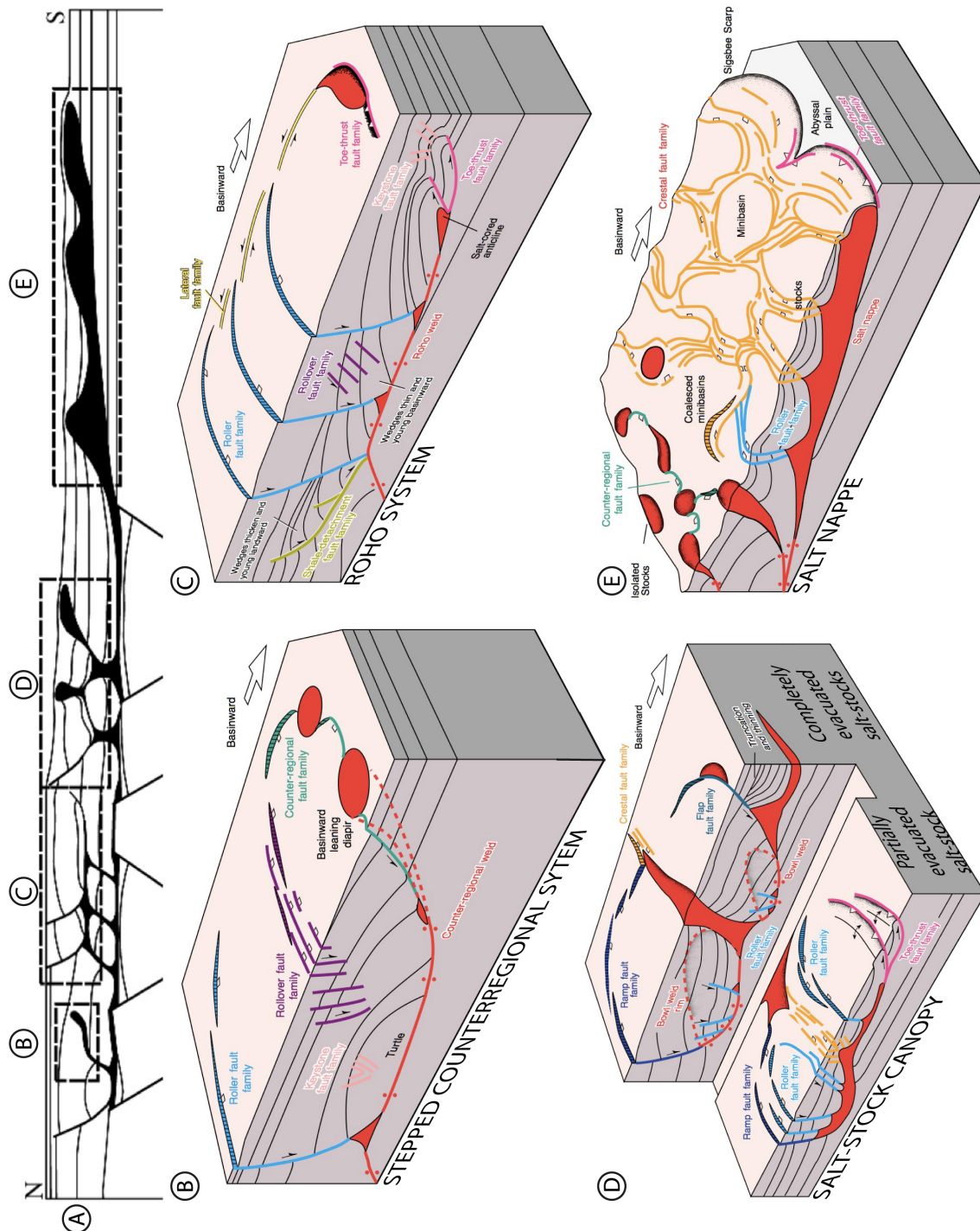


Figure I.3-12 : Association des familles de failles rencontrées dans le Golfe du Mexique. (A) Coupe schématique du golfe du Mexique montrant les 4 systèmes de sel allochtone. (B) Système contre-régional, (C) Système en roho. (D) Canopée salifère. (E) Nappe salifère (le sel est représentée en rouge) (modifié d'après Rowan *et al.*, 1999).

Enfin, lorsque le volume de sel allochtone est important et forme une nappe progressant sur plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres, la couverture sédimentaire se disloque en une multitude de mini-bassins polygonaux de 40 km de large individualisés par des diapirs réactifs surmontés de grabens sommitaux (Figure I.3-12 E). L'avancé de la nappe est accommodée au front par un chevauchement frontal arqué (*Sigsbee Escarpement*, Figure I.3-12 E). Cette structuration correspond à la plupart des mini-bassins observés sur la carte bathymétrique du Golfe du Mexique (Nord du *Sigsbee Escarpement*, Figure I.3-6) que nous avons comparé avec l'expérience décrite en section II.3.2.

Cependant, ces quatre modèles théoriques ont été déterminés à partir de l'analyse structurale du Golfe du Mexique, il s'agit donc de cas idéalisés qui dans la nature se trouvent bien souvent sous la forme de systèmes hybrides et composites (Rowan *et al.*, 1999). En outre, de la même manière que les systèmes en roho du Maroc (Jabour et Tari, 2007), de tels systèmes ne sont certainement pas restreints au seul Golfe du Mexique et doivent être également représentés dans les nombreux bassins salifères contenant des niveaux d'évaporites allochtones (Figure I.3-13).

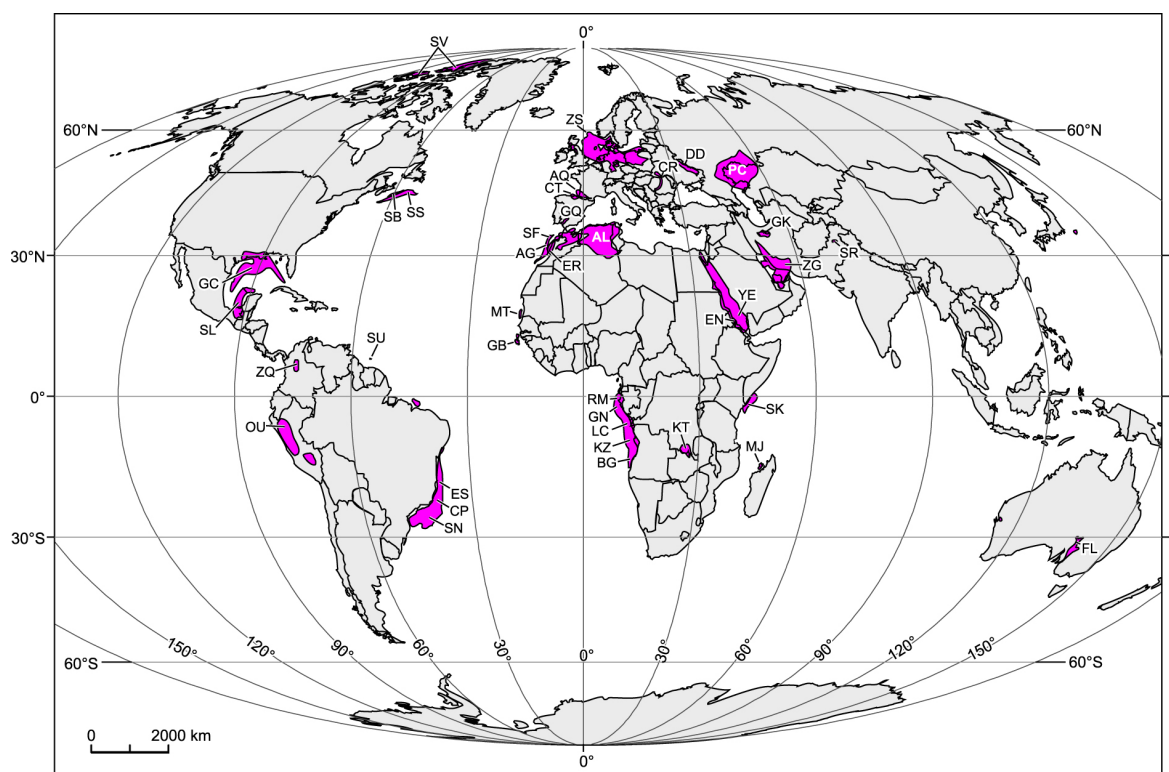


Figure I.3-13 : Bassin salifères contenant un niveau d'évaporites allochtones. Abréviations des bassins : AG = Agadir; AL = Atlas; AQ = Aquitaine; BG = Benguela-Namibie; CP = Campos; CR = Carpates; CT = Cantabrique-Pyrénées Occidentale; DD = Dnepr-Donetz; EN = Érythréen; ER = Essaouira; ES = Espirito Santo; FL = Flinders; GB = Guinée-Bissau; GC = Gulf Coast-Gulf of Mexico; GK = Great Kavir-Garmsar-Qom; GN = Gabon; GQ = Guadalquivir; KT = Katanga; KZ = Kwanza; LC = Lower Congo; MJ = Majunga; MT = Mauritanie; OU = Oriente-Ucayali; PC = Pré-Caspéen; RM = Rio Muni; SB = Sable; SF = Safi; SK = Somalie-Kenya; SL = Salina-Sigsbee; SN = Santos; SR = Salt Range; SS = Scotian Slope; SU = Surinam; SV = Sverdrup; YE = Yemen; ZG = Zagros; ZQ = Zapaquira; ZS = Zechstein (modifié d'après Hudcok et Jackson, 2006).



**Chapitre II :**  
**Modélisation Tectono-**  
**stratigraphique :**  
**Une nouvelle approche**  
**expérimentale.**





## **II MODELISATION TECTONO-STRATIGRAPHIQUE : UNE NOUVELLE APPROCHE EXPERIMENTALE**

### **II.1 Objectifs et travaux précédents**

Nous avons développé au cours de cette thèse un nouveau dispositif expérimental permettant d'analyser simultanément les relations entre déformations salifères et sédimentation turbiditique. Ce dispositif hybride s'inspire et combine les précédentes approches expérimentales tectonique et stratigraphique.

Vendeville (2005) et Gaullier & Vendeville (2005) ont montré que les déformations salifères liées à l'étalement gravitaire d'un biseau ou d'un lobe sédimentaire progradant sur un niveau de sel mobile était essentiellement contrôlées par les périodes de dépôt sédimentaire. Par ailleurs, seuls les modèles simulant les interactions entre tectonique, érosion et sédimentation au niveau des piedmonts (Graveleau, 2008 ; Graveleau et Dominguez, 2008), l'expérience de Kim & Paola (2007) reproduisant dans le *eXperimental EarthScape facility* (XES) le remplissage fluvial et lacustre syntectonique au toit d'une faille normale active et les modèles de Violet *et al.* (2005) simulant dans le XES le remplissage turbiditique d'un mini bassin subsidant combinent le transport et dépôt détritique avec des déformations synsédimentaires. La plupart des autres expériences de modélisation stratigraphique ne couplent pas ces paramètres.

Il paraît donc essentiel de développer une nouvelle approche expérimentale capable de simuler les déformations salifères tout en reproduisant de façon fine les processus de transport et de dépôt sédimentaire, afin de mieux comprendre les relations entre déformations salifères et sédimentation.

#### **II.1.1 Modélisation des déformations salifères**

La modélisation analogique des déformations salifères dans un champ de gravité naturel n'offre pas un grand choix de techniques, et seuls les modèles du type sable-silicone, ou plus généralement matériau granulaire-fluide visqueux, sont convenablement dimensionnés et bien adaptés pour reproduire ce type de déformations (Weijermars *et al.*, 1993b).

La mise en œuvre de modèles analogiques de type sable-silicone est un outil performant pour tester l'influence de différents paramètres sur le style structural et ainsi mieux contraindre le cadre géologique contrôlant le mode de déformation. De nombreux modèles reproduisant l'étalement gravitaire provoqué par la pente bathymétrique d'un éventail sédimentaire dans les domaines océaniques profonds ont ainsi été réalisés (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b ; McClay *et al.*, 1998 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2006 ; Loncke *et al.*, 2010). Cependant, ce type d'approche expérimentale ne prend pas en compte les processus de transport et de dépôt sédimentaire. Chaque nouvelle couche sédimentaire est déposée en ajoutant une couche uniforme de sable d'une épaisseur de 0,3, 0,5 cm voire 1 cm, ce qui équivaut, compte tenu du facteur d'échelle généralement utilisé dans ces modèles (1 cm pour 100 à 1000 m) (*e.g.*, Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1995 ; Ge *et al.*, 1997a ; McClay *et al.*, 1998 ; Withjack et Callaway, 2000), à un dépôt en masse de 300 à 1000 m de sédiments. Ce dépôt uniforme ne tient pas compte de topographies (négatives ou positives) pouvant influencer l'agencement des dépôts.

### II.1.2 Modélisation stratigraphique

Les choix techniques et méthodologiques pour la modélisation des processus de transport et de dépôt sédimentaire sont plus nombreux, notamment pour le type de milieu de dépôt que l'on souhaite reproduire. On peut notamment s'inspirer

1. des modèles stratigraphiques proximaux reproduisant la dynamique des plaines deltaïques, de la plateforme jusqu'au talus continental (*e.g.*, Koss *et al.*, 1994 ; Heller *et al.*, 2001 ; Paola *et al.*, 2001 ; Van Heijst *et al.*, 2001 ; Van Heijst *et al.*, 2002 ; Van Dijk *et al.*, 2009)
2. des modèles stratigraphiques distaux, conduits dans des bassins en T, simulant l'expansion non confinée de courants de turbidité et leur dépôt sous forme de lobe, au débouché d'un canyon ou d'un chenal (*e.g.*, Lüthi, 1981 ; Alexander et Morris, 1994 ; Kneller, 1995 ; Ouchi *et al.*, 1995 ; Imran *et al.*, 2002b ; Parsons *et al.*, 2002 ; Morris et Alexander, 2003 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Toniolo *et al.*, 2004 ; Violet *et al.*, 2005 ; Yu *et al.*, 2006).

Paola *et al.* (2009) affirment que le développement d'un dispositif capable de simuler un système sédimentaire de la source au bassin profond (*from source to sink*) en combinant les dispositifs proximaux et distaux est un des principaux défis pour le futur de la modélisation stratigraphique.

La tectonique salifère au niveau des marges passives s'exprime majoritairement dans le bassin profond, où les interactions entre sédimentation et déformations sont très importantes (*e.g.*, Diegel *et al.*, 1995 ; Mohriak *et al.*, 1995 ; Broucke *et al.*, 2004 ; Loncke *et al.*, 2006). Mon choix s'est donc porté vers la deuxième solution, consistant à modéliser les processus sédimentaires profonds, en simulant notamment des courants de densité (turbiditiques ou coulées de débris).

### II.1.3 Modélisation tectono-stratigraphique

La combinaison d'une modélisation tectonique avec une modélisation stratigraphique distale (turbiditique) offre de nombreux avantages :

1. les évènements de dépôt peuvent être déclenchés épisodiquement, contrairement aux modèles alluviaux pour lesquels les sédiments sont injectés en continu dans le bassin. Ceci rend l'observation de l'évolution des déformations en surface plus aisée, puisque dans le cas d'une sédimentation continue, les sédiments les plus récents couvrent continuellement les structures nouvellement formées.
2. les sables fins en suspension dans l'eau, simulant les courants de densité, constituent, une fois déposés, un matériau granulaire saturé sans cohésion très bien adapté à la reproduction des déformations cassantes de la couverture (Weijermars *et al.*, 1993b). Au contraire, les modèles alluviaux sont à la fois subaériens et subaquatique. La partie émergée du modèle voit donc sa cohésion augmenter, en raison de la présence de deux fluides dans la porosité (eau et air). Le matériau granulaire devient alors trop résistant pour simuler le comportement cassant de la couverture sédimentaire.
- (3) la granulométrie utilisée pour les écoulements est suffisamment grossière pour avoir une vitesse de sédimentation rapide. On peut alors observer, dans une eau quasi limpide, les déformations synsédimentaires consécutives aux épisodes de dépôt. En effet, les expériences conduites dans le « Jurassic tank » (*e.g.*, Heller

*et al.*, 2001 ; Paola *et al.*, 2001) montrent que le temps de décantation des particules les plus fines rend l'eau trouble pendant toute la durée de l'expérience, empêchant toute observation directe des morphologies subaquatiques.

## II.2 Méthode et appareillage expérimental

### II.2.1 Description du dispositif et procédure expérimentale

Les modèles réalisés dans le cadre de cette thèse ont été conduits dans un bassin tectono-stratigraphique spécialement développé pour simuler aussi bien le transport et le dépôt turbiditique que les déformations salifères (Figure II.2-1).

Ce dispositif consiste en un bassin d'une capacité de 450 L en forme de T, composé d'un chenal de 150 cm de long pour 15 cm de large, connecté à un bassin principal de 130 cm par 65 cm ; le tout est rempli avec 40 cm d'eau (Figure II.2-1). Au débouché du canal, une boîte amovible de 117 cm par 55 cm et de 5 cm de profondeur est disposée dans le bassin principal (*Deformation box* Figure II.2-1). Cette dernière est destinée à recevoir les sédiments injectés depuis le chenal et, le cas échéant, en y déposant un substrat mobile (silicone), à simuler les interactions entre déformations salifères et sédimentation. En combinant substrat rigide (sable sec ou humide) et substrat mobile (silicone), le dispositif permet alors de pré-structurer des bassins salifères de formes et d'épaisseurs variées.

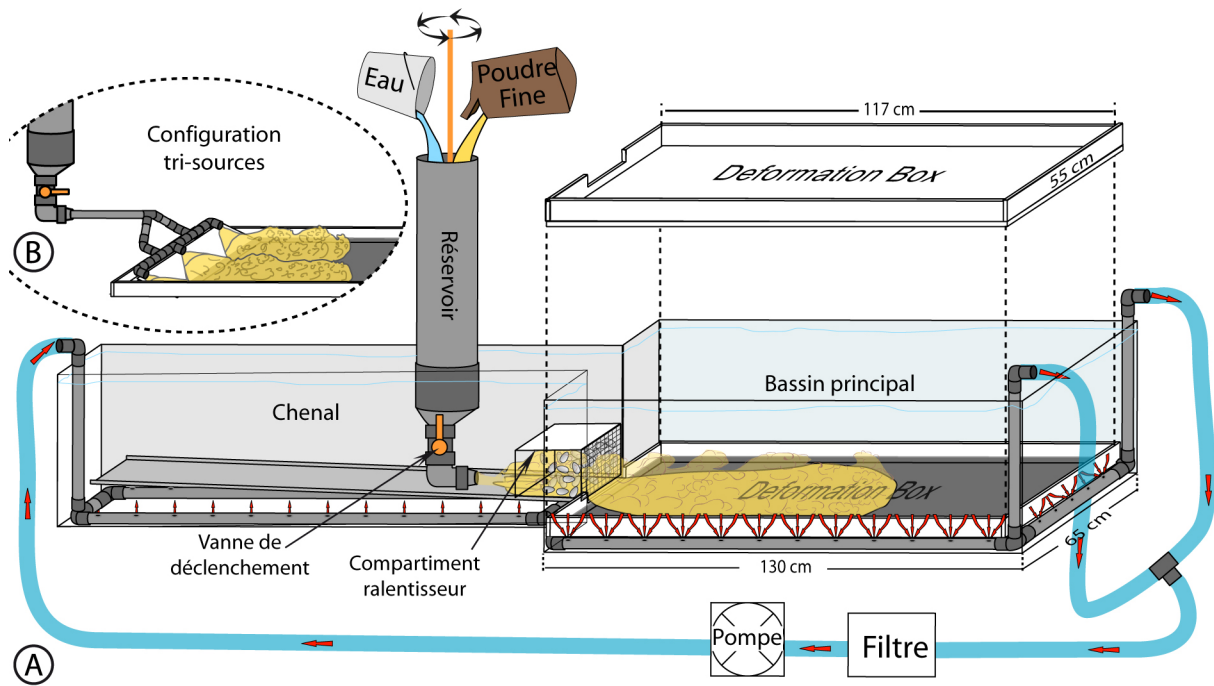


Figure II.2-1 : Dispositif expérimental combinant modélisation stratigraphique (écoulements et dépôts turbiditiques) et modélisation tectonique (déformations salifères). (A) Dispositif mono-source et (B) dispositif tri-sources.

Les avalanches turbides et le dépôt des lobes sableux sont déclenchés à partir du chenal vers le bassin principal en utilisant un réservoir d’une capacité de 15 L, rempli d’un mélange de poudre naturelle (sable) ou artificielle (PVC) et d’eau. Plus dense que l’eau du bassin, ce mélange est maintenu en suspension grâce à un mélangeur, puis relâché sous forme d’un courant de densité vers le bassin principal en provoquant la vidange du réservoir par l’ouverture d’une vanne à sa base (Figure II.2-1). Deux types de dispositifs d’arrivée des courants de turbidité dans le bassin principal sont utilisés dans les expériences présentées ici :

- Une configuration mono-source (Figure II.2-1 A) dans laquelle l’écoulement arrive via le chenal en passant par un compartiment ralentisseur.
- Une configuration tri-sources (Figure II.2-1 B) dans laquelle les courants débouchent directement dans le bassin principal (*i.e.* sans passage par un compartiment ralentisseur). Les trois embouchures peuvent être mise en fonction simultanément, en couple ou individuellement.

Pendant toute la durée des expériences, des clichés sont pris à intervalles réguliers à la verticale du modèle, pour observer l’évolution des déformations. De plus, les écoulements sont la plupart du temps filmés afin d’observer leur comportement et de

mesurer leur vitesse. A la fin de l'expérience, le bassin est vidé avec précaution. Au cours de la vidange, la surface du modèle est progressivement couverte par une épaisse couche de sable uniforme au fur et à mesure que le modèle se trouve émergé. Le but de cette manœuvre est double : (1) préserver la surface de l'érosion liée au ruissellement pendant la vidange, (2) sceller les structures et empêcher la silicone d'être remobilisée après l'expérience après que les déformations salifères aient été simulées.

La boîte de déformation est ensuite extraite du bassin principal. Le modèle est alors laissé en l'état pendant une journée ou plus dans le but de drainer au maximum les sédiments saturés en eau. Ce drainage s'effectue passivement par gravité (vers le bas) et par capillarité dans le sable sec (vers le haut). Lorsque le sable est devenu cohésif, les bordures de la boîte de déformation sont démontées et une série de coupes est réalisée de façon longitudinale dans tout le modèle.

## **II.2.2 Matériaux utilisés**

Le dispositif tectono-stratigraphique développé dans le cadre de cette thèse combine le transport et le dépôt de turbidites avec les déformations d'origine salifère. Par conséquent, le choix des matériaux utilisés pour nos expériences doit respecter le "cahier des charges" imposé par l'aspect stratigraphique et tectonique de notre nouvelle approche expérimentale.

### **II.2.2.1 Choix des matériaux du point de vue tectonique**

Concernant le volet tectonique, les matériaux utilisés doivent reproduire, à l'échelle du laboratoire, les comportements rhéologiques de leur équivalent naturel. Dans un système salifère, les déformations sont contrôlées par (1) le comportement mécanique cassant de la couverture sédimentaire et (2) le comportement ductile de la halite.

Suite à plusieurs études expérimentales de Vendeville et Cobbold (*e.g.*, Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold et Szatmari, 1991) utilisant une couche de polymère de silicone pour simuler le comportement ductile du sel et une couche de matériau granulaire (sable sec) pour modéliser le comportement frictionnel plastique (cassant) de la couverture sédimentaire, Weijermars *et al.* (1993b) ont démontré que la résistance de ces matériaux était correctement dimensionnée pour reproduire de façon comparable les déformations ductiles et cassantes rencontrées en province salifère.

### II.2.2.1.1 La couverture sédimentaire cassante

Les failles formées dans la couverture sédimentaire obéissent au critère de fracturation de Mohr-Coulomb (Byerlee, 1978). Pour rappel, il exprime la contrainte cisailante  $\tau$  (parallèle à un plan de faille potentiel) en fonction de la contrainte normale à ce plan de faille  $\sigma_n$  par la relation suivante :

$$\tau = C_0 + \mu\sigma_n$$

Afin que les déformations cassantes soient correctement dimensionnées du point de vue dynamique, le matériau granulaire utilisé dans le modèle nécessite un coefficient de friction interne ( $\mu$ ) similaire à son équivalent naturel. Typiquement pour les roches situées entre 0 et 10 km de profondeur, le coefficient de friction interne est compris entre 0,6 et 0,85 (Weijermars *et al.*, 1993b).

La cohésion ( $C_0$ ) doit être réduite en tenant compte du facteur d'échelle du modèle analogique (typiquement  $10^{-5}$ , soit 1 cm pour 1000 m). En se basant sur une cohésion des roches naturelles comprise entre 0 et 60 MPa, Weijermars *et al.* (1993b) ont déterminé que le matériau granulaire utilisé pour la couverture sédimentaire doit avoir une cohésion inférieure à 300 Pa pour obtenir un modèle correctement dimensionné.

La plupart des matériaux granulaires, lorsqu'ils sont utilisés secs dans les modèles expérimentaux (Krantz, 1991 ; Schellart, 2000 ; Rodrigues *et al.*, 2009), réunissent les conditions de Weijermars *et al.* (1993b), leur coefficient de friction interne étant compris entre 0,4 et 1 et leur cohésion inférieure à 300-400 Pa.

Ainsi les quatre types de matériaux granulaires testés pour cette étude (sables naturels de Fontainebleau GA39 et NE34 ; microbilles de verre et poudre de PVC ; Tableau II.2-1) doivent avoir un coefficient de friction interne et une cohésion adéquats pour modéliser la fracturation de la couverture lorsqu'ils sont utilisés secs. Or, nos expériences modélisent, en plus des déformations, le transport et le dépôt de la couverture sédimentaire par le biais de courants de turbidité. L'ensemble des expériences est conduit en conditions subaquatiques. Il est donc primordial de s'assurer que les propriétés de ces matériaux ne soient pas considérablement modifiées par la saturation des pores en eau.

### **Angle et coefficient de friction interne des matériaux saturés en eau :**

L'angle ( $\phi$ ) et le coefficient ( $\mu$ ) de friction interne des matériaux granulaires se trouvent faiblement affectés par la présence d'eau dans les pores. En effet, cette propriété dépend des caractéristiques des grains composant le matériau (taille, forme, rugosité, compacité des grains et hétérogénéité granulométrique). Ainsi, l'eau ne modifiant en rien ces caractéristiques, on peut considérer l'angle et le coefficient de friction interne du matériau sec et humide identiques. Le coefficient de friction interne ( $\mu$ ) correspond à la tangente de l'angle de friction interne ( $\phi$ ). Ce dernier peut être mesuré à partir de l'angle de stabilité de la pente formée par le matériau déposé en tas sur une surface horizontale.

J'ai donc mesuré cet angle de stabilité pour chacun des quatre matériaux granulaires (Tableau II.2-1). L'angle et le coefficient de friction interne des sables NE34 et GA 39 ( $\phi=32^\circ$ ,  $\mu=0,62$ ), des microbilles ( $\phi=24^\circ$ ,  $\mu=0,45$ ) et de la poudre de PVC ( $\phi=27^\circ$ ,  $\mu=0,45$ ) demeurent dans une gamme similaire à ce qui a été déterminé pour divers matériaux utilisés en modélisation tectonique (Krantz, 1991 ; Schellart, 2000 ; Lohrmann *et al.*, 2003 ; Rodrigues *et al.*, 2009).

Par conséquent, du point de vue de leur friction interne, les quatre matériaux (Tableau II.2-1) sont adaptés pour reproduire dans notre dispositif, le comportement cassant de la couverture sédimentaire (Weijermars *et al.*, 1993b).

### **Cohésion des matériaux saturés en eau**

Faute d'appareillage de mesure, nous n'avons pu déterminer précisément la cohésion de nos matériaux granulaires : cependant, des travaux antérieurs proposent pour les sables GA39, NE 34 et les microbilles de verre (Klinkmüller, comm. pers. ; Panien *et al.*, 2006 ; Mourgues *et al.*, 2009) une cohésion en conditions sèches comprises entre 0 et 70 Pa (Tableau II.2-1). Seules quelques études se sont intéressées à mesurer la cohésion de matériaux granulaires humides (van Mechelen, 2004 ; Richefeu *et al.*, 2006), mais généralement les tests sont réalisés sur des sables non saturés (les pores étant partiellement occupés par l'eau). Il est avéré que la présence d'eau dans les pores renforce la cohésion des matériaux granulaires par l'apparition d'une force capillaire générée par la formation de ponts liquides entre les grains : cette cohésion capillaire correspond à la force qui maintient les châteaux de sable debout, elle nous permet également de réaliser des coupes dans nos modèles une fois humidifiés. En plus



de l'eau, cette force capillaire nécessite la présence d'une phase gazeuse dans les pores pour augmenter efficacement la cohésion du matériel. En effet, lorsque le matériel est complètement saturé (*i.e.* l'eau occupe intégralement les pores), la formation de ponts liquides est inhibée. En revanche, la force d'Archimède sur les grains peut légèrement diminuer la cohésion du matériau dans des proportions non significatives. On peut alors considérer que les matériaux granulaires saturés et secs montrent un comportement mécaniquement identique (*i.e.* une cohésion similaire) ; pour s'en convaincre, on peut constater qu'il est aussi difficile d'élever un château de sable sec qu'un château de sable détrempe.

Pour les sables de Fontainebleau utilisés dans notre dispositif (GA39 et NE34, Tableau II.2-1), nous considérons donc que leur cohésion mesurée à sec est comparable à leur cohésion saturée en eau.

S'agissant des microbilles de verre et de la poudre de PVC, Graveleau (2008) a mesuré leur cohésion saturée en eau afin de dimensionner la rhéologie de ces matériaux qu'il utilise immergé pour modéliser expérimentalement les interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans le piedmont du Tian Shan (Asie centrale). La poudre de PVC et les microbilles de verre, identiques à celles que nous utilisons dans cette étude, montrent des valeurs de cohésion conformes aux conditions édictées par Weijermars *et al.* (1993b) pour reproduire la rhéologie cassante de la couverture sédimentaire d'un niveau de sel ( $C_0$  inférieure à 300 Pa ; Tableau II.2-1).

Ainsi, les quatre matériaux granulaires utilisés dans notre dispositif sont, de part leur coefficient de friction interne (compris entre 0,4 et 1) et leur cohésion (inférieure à 300 Pa), des matériaux adaptés pour reproduire les déformations cassantes de la couverture sédimentaire dans notre dispositif expérimental (Weijermars *et al.*, 1993b).

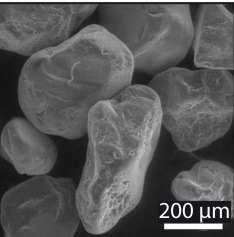
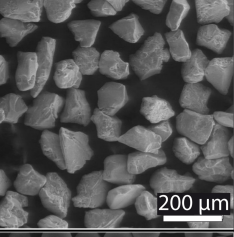
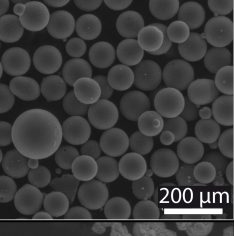
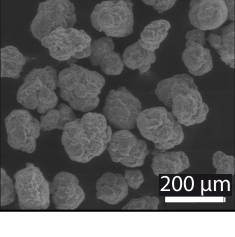
Matériaux	Granulométrie		Densité (g.cm <sup>-3</sup> )	Angle de friction interne (Φ)	Coefficient de Friction interne (μ=Tan Φ)	Cohésion (Pa)
Sable NE34		Sable moyen à fin D50 = 199 μm	Spécifique : <b>2,65</b> Apparente (sec) : <b>1,49 +/- 0,03</b> Apparente (saturé) : <b>1,90 +/- 0,03</b>	32°	<b>0,62</b>	Sec : <b>70</b> (Klinkmüller, comm. pers.) Saturé : <b>ND</b>
Sable GA39		Sable très fin D50 = 91 μm	Spécifique : <b>2,65</b> Apparente (sec) : <b>1,49 +/- 0,03</b> Apparente (saturé) : <b>1,90 +/- 0,03</b>	32°	<b>0,62</b>	Sec : <b>0 &lt; C<sub>0</sub> &lt; 60</b> (Mourgues et al., 2009) Saturé : <b>ND</b>
Microbilles		Sable très fin D50 = 84 μm	Spécifique : <b>2,65</b> Apparente (sec) : <b>1,49 +/- 0,03</b> Apparente (saturé) : <b>1,90 +/- 0,03</b>	24°	<b>0,45</b>	Sec : <b>27</b> (Panien et al., 2006) Saturé : <b>40</b> (Graveleau, 2008)
Poudre de PVC		Sable fin D50 = 147 μm	Spécifique : <b>1,38</b> Apparente (sec) : <b>0,64</b> Apparente (saturé) : <b>1,14 +/- 0,03</b>	27°	<b>0,50</b>	Sec : <b>ND</b> Saturé : <b>50 à 300</b> (Graveleau, 2008)

Tableau II.2-1 : Propriétés physiques des matériaux granulaires testés comme analogue de la couverture sédimentaire cassante.

### II.2.2.1.2 Le sel ductile

La déformation d'un matériau visqueux newtonien (*e.g.*, le sel) est régie par l'équation suivante :

$$\sigma = (\dot{\epsilon})\eta$$

Où  $\eta$ ,  $\sigma$  et  $\dot{\epsilon}$  représentent respectivement la viscosité, la contrainte déviatorique et le rapport de vitesse de déformation. Précédemment, nous avons vu que la contrainte déviatorique  $\sigma$  nécessaire à la déformation de la couche salifère doit être dimensionnée par le même rapport que la contrainte lithostatique ( $P=\rho gh$ ) dans le cadre de modèles impliquant des déformations gravitaires, on a :

$$\sigma^* = \frac{\sigma_{Modèle}}{\sigma_{Nature}} = \frac{\rho_{Modèle} g_{Modèle} L_{Modèle}}{\rho_{Nature} g_{Nature} L_{Nature}} = \rho^* g^* L^*$$

Pour dimensionner le matériau visqueux, cette expression devient :

$$\rho^* g^* L^* = (\dot{\varepsilon})^* \eta^*$$

On a donc le rapport des viscosité entre le modèle et la nature ( $\eta^*$ ) qui s'exprime :

$$\frac{\rho^* L^*}{(\dot{\varepsilon})^*} = \eta^*$$

On peut donc, à partir du rapport de densité de la couverture ( $\rho^*$ ), de l'échelle géométrique du modèle ( $L^*$ ) et du rapport de vitesse de déformation ( $\dot{\varepsilon}^*$ ), déterminer la viscosité du matériel analogue pour simuler le comportement ductile du sel se déformant sous une couverture sédimentaire utilisant les matériaux granulaires analogues cassants décrits ci-dessus (*i.e.*, sable, microbilles et poudre de PVC ; Tableau II.2-2 ; Weijermars *et al.*, 1993b).

	Couverture sédimentaire cassante		Substratum ductile	
	Analogue		Nature	
	Sable/microbilles	PVC	Couverture (Weijermars <i>et al.</i> , 1993)	Sel hydraté (Weijermars <i>et al.</i> , 1993)
Densité (kg.m <sup>-3</sup> )	1900	1140	2450	2200
Viscosité (Pa.s)				1x10 <sup>16</sup>
$\rho^*$ (Modèle/Nature)	0,78	0,47		
$L^*$ (Modèle/Nature)	1x10 <sup>-5</sup>			
$\dot{\varepsilon}^*$ (Weijermars <i>et al.</i> , 1993)	1x10 <sup>-6</sup>			
$\eta^*$ (Modèle/Nature)	7,8x10 <sup>-12</sup>	4,65x10 <sup>-12</sup>		
$\eta_{\text{Modèle}}$ (Pa.s)	<b>7,76x10<sup>4</sup></b>	<b>5x10<sup>4</sup></b>		

Tableau II.2-2 : Dimensionnement de la viscosité du matériau analogue simulant le comportement du sel

Dans nos conditions expérimentales, le dimensionnement de la viscosité de l'analogue du sel abouti à une gamme de viscosités identiques à ce que Weijermars *et al.* (1993b) ont déterminé pour une couche de sel naturel hydraté reposant à 4 km de profondeur avec une viscosité de 10<sup>16</sup> Pa.s. Par conséquent, à l'instar des modèles conduits en conditions sèches, le matériau analogue ductile doit avoir une viscosité d'ordre de grandeur 10<sup>4</sup> Pa.s pour être correctement dimensionné.

Ces conditions sont réunies par deux polymères de silicone classiquement utilisés comme analogue du sel dans les modèles analogiques « secs » (*e.g.*, Cobbold et Szatmari, 1991 ; Vendeville et Jackson, 1992a ; Weijermars *et al.*, 1993b ; Withjack et Callaway, 2000 ; Gaullier et Vendeville, 2005) : (1) le Silbione (polyborodiméthylsiloxane — PBDMS produit par Rhône-Poulenc) ou (2) le SGM36 (polydiméthylsiloxane — PDMS fabriqué par Dow Corning) (Weijermars *et al.*, 1993b) dont les viscosités ( $\eta_{\text{Silbione}}=3 \times 10^4$  et  $\eta_{\text{SGM36}}=5 \times 10^4$ ) se trouvent dans la gamme des  $10^4$  Pa.s.

Nos expériences se déroulent en condition subaquatique, nous devons donc nous prémunir de l'effet de l'inversion de densité entre l'eau et le polymère de silicone pouvant déclencher du diapirisme dans un système fluide-fluide (instabilité de Raleigh-Taylor). Dans nos expériences, nous avons opté pour la silicone SGM36 comme analogue du sel mobile. Or, ce polymère a une densité légèrement inférieure à l'eau ( $\rho_{\text{SGM36}}=960 \text{ kg.m}^{-3}$ ), nous y avons ajouté, pour certaines expériences une poudre de bioxyde de manganèse afin d'accroître sa densité jusqu'à  $1100 \text{ kg.m}^{-3}$ . L'adjonction de cette poudre ne modifie pas la rhéologie ductile du matériau et permet de limiter l'initiation d'un diapirisme liée au contraste de densité entre l'eau et la silicone.

Pour d'autres expériences, nous avons réutilisé une silicone SGM36 recyclée, débarrassée des particules par décantation. Cette silicone recyclée n'est plus aussi transparente que la SGM36 pure. En effet, elle est "polluée" par les particules les plus fines contenues dans le sable ayant servi lors d'expériences précédentes. La présence de cette fraction solide n'affecte pas le comportement rhéologique de la silicone, en revanche elle accroît sa densité. Nous n'avons pas mesuré précisément la densité de la silicone des différents bacs de recyclage. On peut néanmoins supposer que la masse volumique du polymère recyclé est supérieure à celle du matériau pur ( $\rho_{\text{SGM36 recyclée}} > 960 \text{ kg.m}^{-3}$ ).

Pour les expériences utilisant la SGM36 pure ou recyclée, nous inhibons cet effet du contraste de densité par le dépôt, à sec, d'une couverture de sable uniforme de 5 à 6 mm sur le polymère. Cette couche de sable pré-tectonique prévient la remontée de la silicone liée à sa faible densité lors de la mise en eau, et dans les premiers instants de l'expérience. En revanche, dès qu'une ride de silicone perce à la faveur d'un amincissement conséquent de la couverture sédimentaire, le contraste de densité favorise sa croissance diapirique jusqu'à la surface du bassin. Dans ce cas, les diapirs ou

rides de silicone perçant en surface sont étêtés, et nous contrebalançons leur croissance par des apports turbiditiques.

### II.2.2.2 Choix des matériaux du point de vue stratigraphique

Le volet stratigraphique de nos expériences consiste à simuler le transport et le dépôt de la couverture sédimentaire. Nous avons donc testé différentes granulométries et matériaux granulaires en suspension pour déclencher nos courants de turbidité (*i.e.* sables GA39 et NE34, microbilles de verre et poudre de PVC ; Tableau II.2-1 p. 202 et Figure II.2-2).

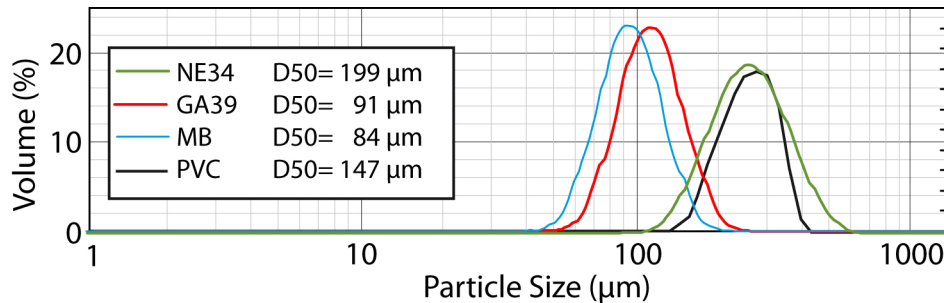


Figure II.2-2 : Spectre granulométrique des matériaux testés : sable moyen à fin NE34, sable très fin GA39, microbilles de verre (MB : sable très fin) et poudre de PVC (PVC : sable fin).

Les microbilles de verre représentent la granulométrie la plus fine (D50=84 µm) des matériaux testés (Figure II.2-2). Les essais préliminaires de courants de turbidité formés à partir de ce matériau montrent que leur proportion en particules fines est trop importante, l'analyse granulométrique indique que 5,3 % des particules ont un diamètre compris entre 2 et 63 µm. En effet, après plusieurs épisodes turbiditiques, on peut constater que la quantité de fines en suspension rend l'eau ambiante du bassin trouble pendant plusieurs dizaines de minutes. Or, lors des expériences impliquant des déformations, nous prenons des photographies de la surface du modèle à intervalle régulier, il est donc primordial que l'eau ambiante soit la plus limpide possible afin de suivre l'évolution des déformations. Nous avons donc exclu l'usage des microbilles de verre dans nos expériences.

A l'opposé, une suspension sédimentaire utilisant le sable NE34 (sable moyen à fin ; Figure II.2-2) est caractérisée par une granulométrie trop grossière pour former un courant de turbidité. D'après nos essais, la vitesse du courant à la sortie du dispositif de déclenchement ne permet pas de maintenir l'ensemble des particules en suspension ; elles se déposent alors en masse à l'embouchure du chenal. Cette gamme de sable ne peut donc être utilisée pour simuler le transport turbiditique dans notre dispositif, mais pourrait être adéquate pour reproduire les dépôts en masse de coulées de débris et constituer un moyen technique de localiser le dépo-centre dans la partie proximale de notre dispositif.

Par conséquent, il nous faut utiliser un matériau dont la granulométrie n'est ni trop grossière, ni trop riche en particules fines. Le sable GA39 (sable très fin, Figure II.2-2) réuni

ces conditions ; son spectre granulométrique n'est pas très éloigné des microbilles (Figure II.2-2) et sa granulométrie est très bien triée : la proportion en particules de 2 à 63  $\mu\text{m}$  de diamètre est de 0,7 % (contre 5,3 % pour les microbilles). Les essais préliminaires dans le bassin tectono-stratigraphique montrent que ce matériau produit des courants de turbidité durables sur toute la longueur du bassin principal. Les particules se déposent en une dizaine de secondes et laisse une eau limpide après plusieurs épisodes.

Nous avons donc sélectionné ce sable pour produire nos écoulements turbiditiques expérimentaux. Afin d'observer la stratigraphie des dépôts en coupe, nous avons teinté le sable GA en deux couleurs (bleu de méthylène et rouge oxyde de fer) en plus de sa teinte naturelle.

Matériau	NE34	GA39	PVC
Vitesse de sédimentation ( $\text{cm.s}^{-1}$ )	3,55	0,74	0,45

**Tableau II.2-3 : Vitesses de sédimentation des particules de sable NE34, GA39 et de poudre de PVC déterminées par la loi de Stokes.**

Nous avons également testé de la poudre de PVC dont le spectre granulométrique est similaire à celui du sable NE34 (Figure II.2-2). En revanche, la densité des grains est inférieure à celle du sable ( $1,38 \text{ g.cm}^{-3}$  contre  $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$  ; Tableau II.2-1 p. 202), conférant aux particules de PVC une meilleure capacité de transport (relative à sa vitesse de sédimentation ; Tableau II.2-3), permettant ainsi de générer des courants de turbidité malgré une granulométrie comparable au sable NE34, comme le montrent nos essais. Nos essais montrent que cette capacité de transport accrue permet de générer des courants de turbidité malgré une granulométrie comparable au sable NE34.

Compte tenu de sa faible vitesse de sédimentation (Tableau II.2-3), la poudre de PVC présente également une capacité de transport supérieure à celle du sable GA39. Ainsi, une particule de PVC sera transportée plus durablement et longuement lors d'un épisode turbiditique. Ce matériau peut alors être utilisé pour accroître les apports sédimentaires dans la partie distale de notre bassin stratigraphique. Comme pour le sable GA39, afin d'observer la stratigraphie des dépôts, nous disposons de trois teintes de PVC : blanc, violet et jaune.

## II.3 Modèles tectono-stratigraphiques

### II.3.1 Modélisation du transport et du dépôt des lobes sédimentaires

#### II.3.1.1 A propos des effets de bord (déflexion des écoulements)

Lors des premiers essais, j'ai déclenché les écoulements à partir de l'extrémité du chenal, le long d'une pente ( $\sim 10^\circ$ ) jusqu'au bassin principal (Figure II.2-1). Cependant dans cette configuration, l'inertie des courants n'était pas suffisante pour atteindre le bassin principal et la plupart des particules étaient alors déposées dans le chenal. Pour pallier ce problème, le réservoir de mélange a été rapproché de l'embouchure du chenal. De plus, afin de minimiser l'inertie et le mélange avec l'eau du bassin, j'ai utilisé le même procédé que Parsons *et al.* (2002) en forçant le passage des écoulements à travers un compartiment ralentisseur de 16 cm de côté rempli au 2/3 de flocons de polystyrène (Figure II.2-1). Les frottements induits par ce dispositif amenuisent considérablement la puissance du courant, ce qui permet de maintenir l'écoulement turbiditique au fond de la boîte de déformation, mais également de minimiser les effets de bords liés à la déflexion du courant contre les vitres latérales et distales. En utilisant le système tri-sources, la suspension sédimentaire est directement envoyée dans le bassin principal sans passer dans le compartiment ralentisseur (Figure II.2-1). Dans ce cas, l'inertie du courant est contrôlée en réglant son débit de sortie grâce à la vanne située à la base du réservoir de mélange.

En dépit de ces efforts pour réduire l'inertie des courants, la tête des avalanches turbides pouvait encore atteindre les parois latérales du bassin. Un système de drainage a donc été aménagé entre les parois du bassin et la bordure de la boîte de déformation. Ce système consiste en un cadre de tuyaux percés relié à une pompe qui aspire l'eau et les sédiments en suspension ayant débordé de la boîte de déformation. La suspension ainsi aspirée est ensuite filtrée, avant d'être réinjectée en amont du bassin principal, dans la partie en chenal du dispositif (Figure II.2-1). Cette circulation permanente permet de s'affranchir des effets de bords liés à la déflexion des courants denses contre les parois vitrées du bassin.



### **II.3.1.2 Genèse et dépôt des courants de densité expérimentaux**

Avant de combiner modélisation stratigraphique et tectonique, une série de tests préliminaires visant à calibrer les écoulements et le dépôt des lobes turbiditiques dans le bassin tectono-stratigraphique a été réalisée. Ces tests avaient pour objectifs de déterminer (1) la quantité de sable à ajouter à la suspension initial, (2) les proportions relatives en eau et en particules de ce mélange, et (3) la granulométrie idéale du matériel pour obtenir une morphologie et une taille de lobe satisfaisante.

#### ***II.3.1.2.1 Détermination du volume de matériel granulaire pour chaque évènement de dépôt***

La première étape de ces travaux préliminaires a donc été la détermination de la quantité de sable nécessaire pour construire un lobe de dimensions adaptées au bassin tectono-stratigraphique. L'observation de la géométrie des éventails construits par une dizaine d'épisodes turbiditiques permet de déterminer une morphologie simplifiée. Ainsi, la présence du compartiment ralentisseur à l'embouchure du chenal occasionne un dépôt de sable sous forme d'un prisme d'environ 40 cm de long (Figure II.3-1 A). Dans la boîte de déformation, l'édifice sédimentaire montre une forme semi-circulaire s'amincissant vers les domaines plus distaux (Figure II.3-1 A).

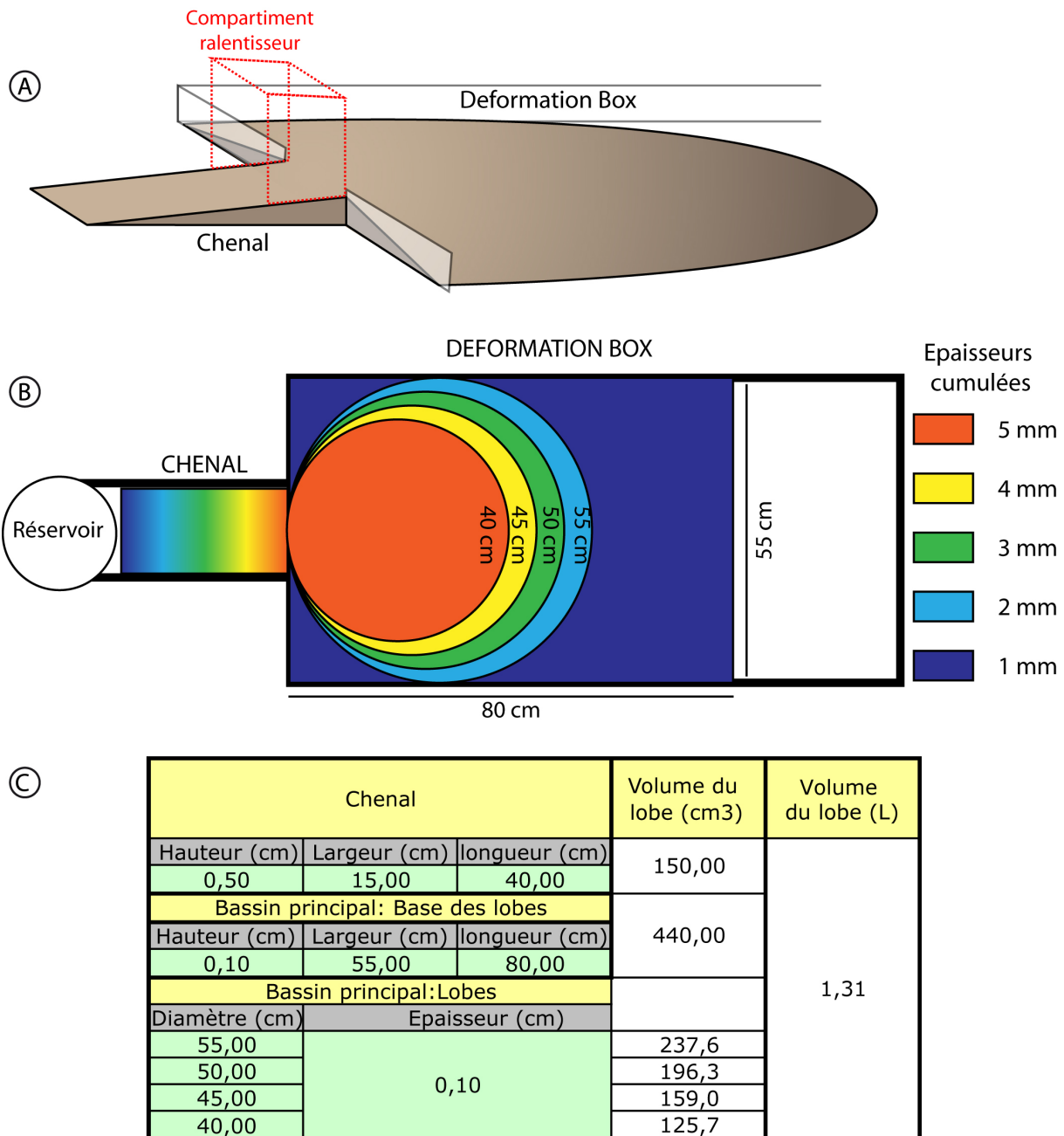


Figure II.3-1: (A) Morphologie simplifiée d'une accumulation de lobes expérimentaux (B) Vue de dessus schématisée de la Deformation box connectée au chenal montrant le remplissage théorique escompté pour un événement de dépôt (*i.e.* le dépôt d'un courant de densité), on considère ce dépôt théorique comme un assemblage d'objets géométriques simples: un prisme de sable dans le chenal et un empilement de 4 cylindres de diamètres croissants et de 1 mm d'épaisseur reposant sur un parallélépipède occupant la partie proximale du fond de la Deformation box sur 1 mm d'épaisseur. (C) Estimation du volume solide du lobe théorique.

En faisant le postulat que cet édifice sédimentaire multi-lobes reflète la morphologie d'un unique événement turbiditique, j'ai décomposé la géométrie observée en éléments basiques (Figure II.3-1 B). La taille de ces éléments a permis d'estimer le volume de sable nécessaire au dépôt d'un lobe de taille adaptée à la boîte de déformation et aux déformations souhaitées. Ainsi, le remplissage du chenal est assimilé à une forme de prisme de 40 cm de long et d'une hauteur maximale de 0,5 cm (Figure

II.3-1 B). Dans la boîte de déformation, le lobe semi-circulaire est décomposé en un empilement de 4 cylindres, de 1 mm d'épaisseur et de diamètres décroissants de 55 à 40 cm reposant sur un parallélépipède de 1 mm d'épaisseur occupant les 80 premiers cm du fond de la boîte de déformation (Figure II.3-1 B). Le cumul des volumes des éléments basiques (prisme, cylindres et parallélépipède Figure II.3-1 C), permet d'estimer le volume de sable nécessaire à environ 1,3 L pour obtenir la taille de lobe désirée.

#### **II.3.1.2.2 Concentration de la suspension**

La concentration de la suspension sédimentaire a été déterminée en fonction de deux contraintes. La première, d'ordre purement pratique, consiste à utiliser des volumes de sédiments et d'eau facilement manipulables, mais également à produire des écoulements de courte durée afin de pouvoir observer, au bout de quelques secondes, l'évolution des déformations s'exprimant à la surface du modèle. La seconde contrainte d'ordre scientifique vise à l'élaboration d'une suspension sédimentaire qui doit engendrer des écoulements expérimentaux comparables avec un prototype naturel. Le dispositif n'ayant pas été conçu pour générer des écoulements turbiditiques continus (courant hyperpycnaux) durant plusieurs minutes et de volume très important, j'ai choisi de simuler des écoulements sous forme de bouffées turbiditiques. Ainsi, les volumes mis en jeu sont modestes et compatibles avec la taille du bassin. La durée entre le déclenchement et le dépôt (quelques secondes) permet une observation rapide de la surface du modèle.

D'après la classification des mouvements de masses sous-marins proposée par Mulder et Cochonat (1996), de telles bouffées turbiditiques font partie de la catégorie des courants de turbidité de forte densité du type de Nice et de Grand Bank (*High-density turbidity currents*) (Mulder et Cochonat, 1996). Ces évènements soudains constituent la phase terminale d'une déstabilisation gravitaire (slump ou glissement), en bordure de plateforme continentale (Figure II.3-2). Dans le modèle conceptuel proposé Mulder et Cochonat (1996), la masse glissée de sédiments dévalant la pente se transforme d'abord en écoulement plastique (débris flow). L'accélération de la masse sédimentaire permet ensuite l'incorporation d'eau dans la masse glissée qui évolue en courant de fond dense (*dense bottom flow* Figure II.3-2). Enfin, le courant de turbidité s'initie sous forme de panache turbide (*ignitive plume* Figure II.3-2) dès que la quantité d'eau et de sédiments mélangés avec l'écoulement de fond dense est suffisante. La vitesse et la concentration sont alors moins importantes, l'écoulement devient

subcritique ( $Fr < 1$ ) et est auto-soutenu (Mulder et Cochonat, 1996). En fonction de l'énergie cinétique, de tels courants de densité peuvent perdurer sur plusieurs centaines de kilomètres. La décélération de l'écoulement se produit lorsqu'il se propage sur une surface plane, ce qui conduit à une diminution de la densité au fur et à mesure du dépôt des particules sous forme de turbidites plus ou moins continues. L'écoulement s'arrête lorsque sa densité avoisine celle de l'eau ambiante environnante (Mulder et Cochonat, 1996).

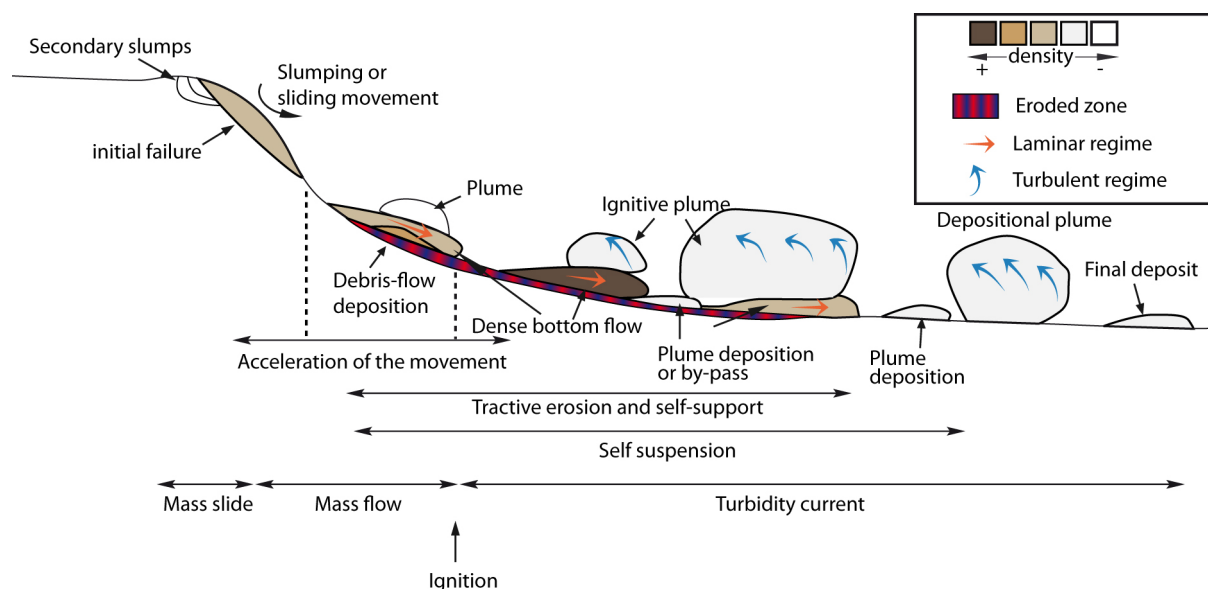


Figure II.3-2 : Schéma illustrant la genèse d'un courant de turbidité de forte concentration à partir d'un glissement gravitaire en masse (modifié d'après Mulder et Cochonat, 1996).

Ce type de courant de turbidité de forte densité a fait l'objet de nombreux modèles expérimentaux (*e.g.*, Middleton et Neal, 1989 ; Alexander et Morris, 1994 ; Mulder et Alexander, 2001b ; Morris et Alexander, 2003 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Choux *et al.*, 2005). Les concentrations initiales des suspensions utilisées pour simuler ce type d'écoulement varient de 8 à 40 % de sable par volume.

Lors des tests préliminaires du dispositif, deux concentrations de 10 % et 20 % par volume ont été utilisées. Le comportement des écoulements pour chacune de ces concentrations montre que les écoulements les moins denses (10 % par volume) semblent être plus appropriés à notre bassin expérimental. En effet, il apparaît qu'avec une suspension initiale à 20 % par volume, l'écoulement ne se maintient pas de façon pérenne le long du bassin. Comparativement à un écoulement produit à partir d'une suspension moins concentrée, la distance parcourue est moindre. En effet, en réponse à une vitesse d'écoulement trop faible pour maintenir en suspension l'ensemble des particules, les sédiments se déposent en masse. Ceci est probablement lié au mécanisme

de déclenchement du courant (vidange du réservoir sous l'effet de la gravité) qui ne permet pas d'augmenter de façon considérable le débit de sortie de la suspension et par conséquent d'atteindre une vitesse suffisante pour maintenir les particules en suspension (voir section Dimensionnement des écoulements II.3.1.3).

En revanche, le comportement des courants produits à partir d'un mélange à 10 % ne semble pas être affecté par ce manque d'inertie. Le débit engendré par la vidange du réservoir de mélange est capable de maintenir en suspension les particules de façon plus durable et ce, en respectant l'état subcritique ( $Fr < 1$ ) d'un écoulement turbiditique. Ces observations sont confirmées par le dimensionnement des écoulements (voir section II.3.1.3).

### II.3.1.3 Dimensionnement des écoulements

En utilisant les principes de dimensionnement décrits dans la section I.2.2.1 (p. 121), nous avons contrôlé que nos écoulements étaient correctement dimensionnés du point de vue dynamique, afin de s'assurer que les courants expérimentaux avaient la même dynamique qu'un courant turbiditique naturel.

Pour qu'un modèle d'écoulements turbiditiques soit dimensionné, il faut que les nombres de Reynolds ( $Re$ ) et de Froude ( $Fr$ ) soient similaires, ce qui signifie que leurs valeurs respectives doivent être identiques entre le modèle et son prototype naturel.

Le nombre de Reynolds est adimensionnel, il s'écrit :

$$Re = \frac{Uh}{\nu}$$

Avec  $U$ , la vitesse d'écoulement,  $h$  hauteur d'écoulement et  $\nu$  à la viscosité cinématique du fluide ( $m^2.s^{-1}$ ).

Le nombre de Froude, également adimensionnel, a une expression densimétrique spécifique pour les écoulements impliquant deux fluides de densités différentes :

$$Fr_d = \frac{U}{\sqrt{g'h}}$$

avec l'accélération gravitationnelle réduite  $g' = \frac{(\rho_c - \rho_a)}{\rho_a} g$

et  $U$  la vitesse,  $h$ , la hauteur d'écoulement,  $\rho_c$  et  $\rho_a$  les densités de la suspension sédimentaire et du fluide ambiant (eau), respectivement.

Dans la pratique, pour les vitesses auxquelles la similitude des nombres de Froude entre le prototype et le modèle est satisfaite, il n'est pas possible d'atteindre la similitude du nombre de Reynolds ; à moins d'utiliser un fluide équivalent à l'eau ayant une viscosité cinématique moindre, ce qui est techniquement impossible. Cet obstacle au dimensionnement dynamique peut être surmonté en considérant que la valeur exacte de  $Re$  importe peu, à condition que le régime d'écoulement soit turbulent, comme dans la nature ( $Re$  est supérieur à 2000). En résumé, on peut considérer qu'un courant de turbidité expérimental est dimensionné dynamiquement lorsque  $Re$  est supérieur à 2000 (régime d'écoulement turbulent), voire supérieur à 20000 (Parsons et Garcia, 1998), et lorsque la similitude du nombre de Froude est satisfaite (*i.e.*,  $Fr$  inférieur ou égal à 1). Lorsque ces deux conditions sont réunies, l'écoulement expérimental peut être considéré comme complètement turbulent, à l'instar d'un courant de turbidité naturel.

Ainsi, les paramètres expérimentaux à prendre en compte pour vérifier le dimensionnement des modèles sont, d'après la formulation du nombre de Froude et de Reynolds :

- La vitesse d'écoulement ( $U$ ).
- La hauteur de la tête du courant de turbidité ( $h$ ).
- La densité du courant ( $\rho_c$ ) sensiblement équivalente à la densité de la suspension sédimentaire dans les premiers temps de l'expérience.

Faute d'instrumentation permettant de mesurer précisément les vitesses instantanées et la hauteur des écoulements, les vitesses moyennes d'écoulement pour trois portions du bassin et la hauteur des têtes du courant de turbidité ont été estimées grâce aux enregistrements vidéo d'expériences utilisant la configuration mono source du dispositif expérimental (Figure II.3-3).

Les paramètres d'écoulement utilisés pour ces expériences standard ont été repris en pour les autres modèles réalisés dans le bassin avec la même configuration mono source. Quant à la masse volumique de la suspension sédimentaire initiale est respectivement de  $1,04 \text{ g.cm}^{-3}$  et de  $1,08 \text{ g.cm}^{-3}$  pour une concentration en sable de 10 % et 20 % par volume et de  $1,01 \text{ g.cm}^{-3}$  pour une suspension de poudre de PVC à 10 % par volume.

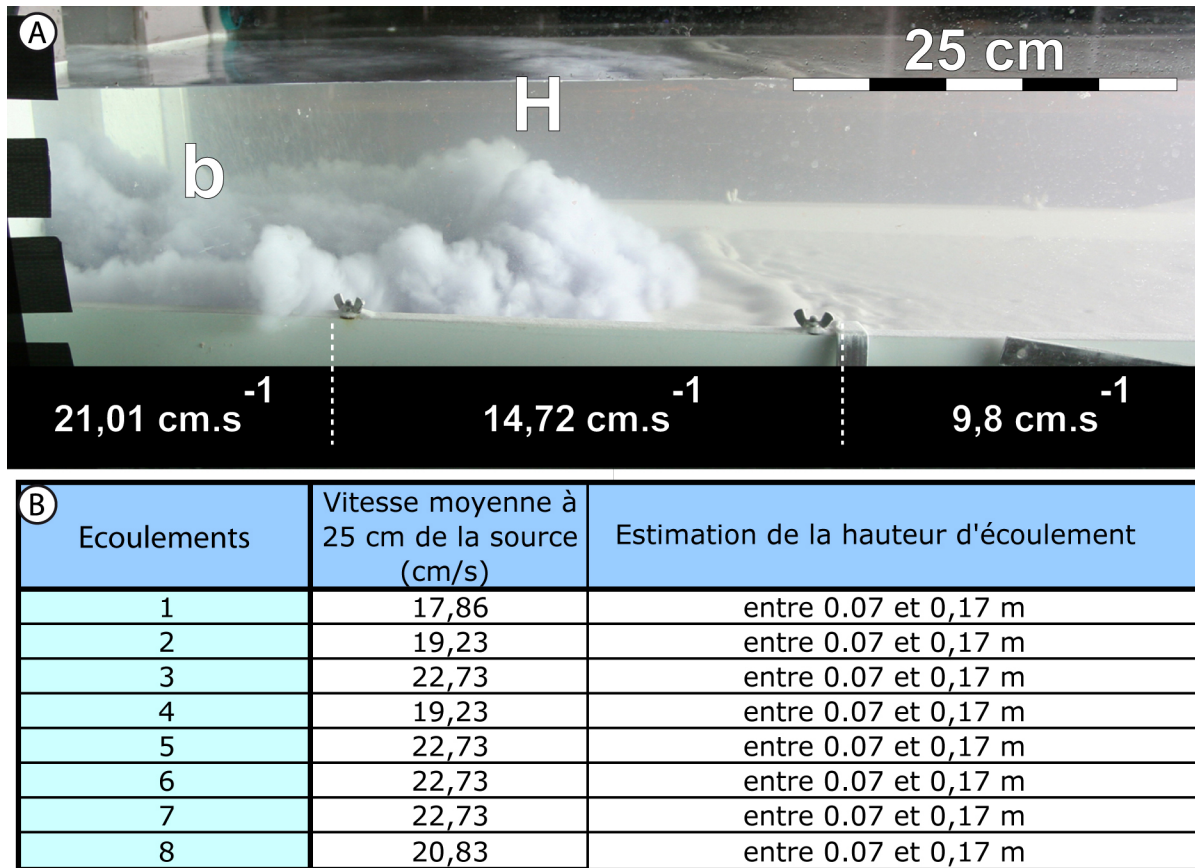


Figure II.3-3 : Estimations de la vitesse et de la hauteur de courants simulés dans le dispositif expérimental. (A) Vue latérale d'un courant de turbidité montrant la décélération de ce dernier avec l'éloignement de la source. H désigne la tête de l'écoulement et b son corps. (B) Tableau récapitulatif des vitesses moyennes proximales et des estimations des hauteurs de la tête mesurées pour 8 courants de turbidité expérimentaux.

La vitesse d'écoulement décroît avec l'éloignement de la source (Figure II.3-3 A). De plus, la densité des courants décroît au fur et à mesure du dépôt des particules. Cette densité est donc plus proche de la densité initiale de la suspension dans la région la plus proximale. Ainsi, pour l'analyse de la similitude des nombres de Froude et de Reynolds, seules les vitesses du courant dans la partie proximale du bassin ont été utilisées (écoulements 1 à 8, Figure II.3-3 B).

Des diagrammes tridimensionnels représentant les valeurs des nombres de Reynolds et de Froude en fonction de la hauteur et de la vitesse d'écoulement ont été établis.

### **Analyse du nombre de Reynolds ( $Re$ )**

Il est tout d'abord nécessaire de vérifier que la valeur du nombre de Reynolds dans nos expériences est supérieure à 2000 (régime turbulent), voire 20000 si l'on considère le critère établi par Parsons et Garcia (1998) pour un écoulement

complètement turbulent. La Figure II.3-4 montre que le nombre de Reynolds augmente lorsque la vitesse et la hauteur de l'écoulement augmentent.

Les conditions d'un régime d'écoulement laminaire ( $Re < 2000$ ) impliquent des vitesses et des hauteurs d'écoulement faibles (surface rouge, Figure II.3-4). En revanche, la gamme de vitesses et hauteurs nécessaire à l'obtention d'un régime d'écoulement turbulent ( $Re > 2000$ ) à complètement turbulent ( $Re > 20000$ ) est plus importante, (surfaces bleue et verte, Figure II.3-4). Par exemple, le régime d'écoulement turbulent est obtenu pour des vitesses supérieures à  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  si la hauteur d'écoulement est supérieure à 5 cm. Le régime complètement turbulent est atteint pour des vitesses et des hauteurs de courant plus élevées (surface verte, Figure II.3-4), la vitesse minimale requise étant de  $11 \text{ cm.s}^{-1}$  pour un écoulement turbiditique de 20 cm de hauteur.

Cette analyse montre que, dans le cas de nos expériences, pour des vitesses comprises entre  $17 \text{ cm.s}^{-1}$  et  $25 \text{ cm.s}^{-1}$  et une hauteur d'écoulement de 7 cm à 17 cm (encart en pointillé rouge, Figure II.3-4 B), les écoulements sont turbulents voire pleinement turbulent. Par conséquent, le dimensionnement du nombre de Reynolds ne requiert pas trop de précautions quant conditions expérimentales de nos écoulements.



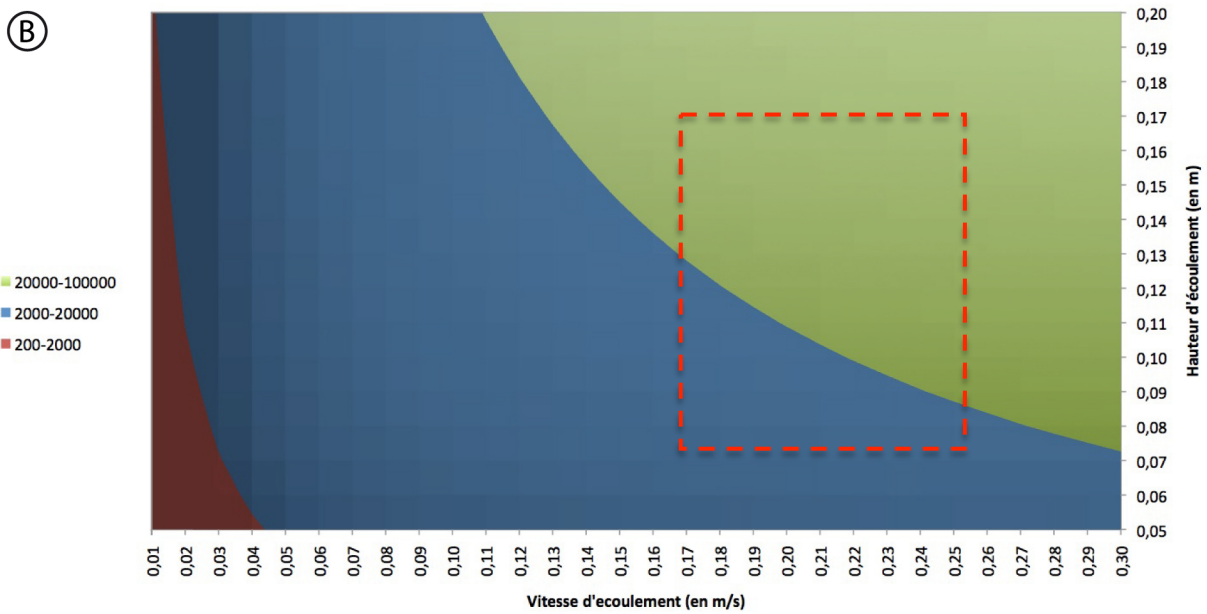
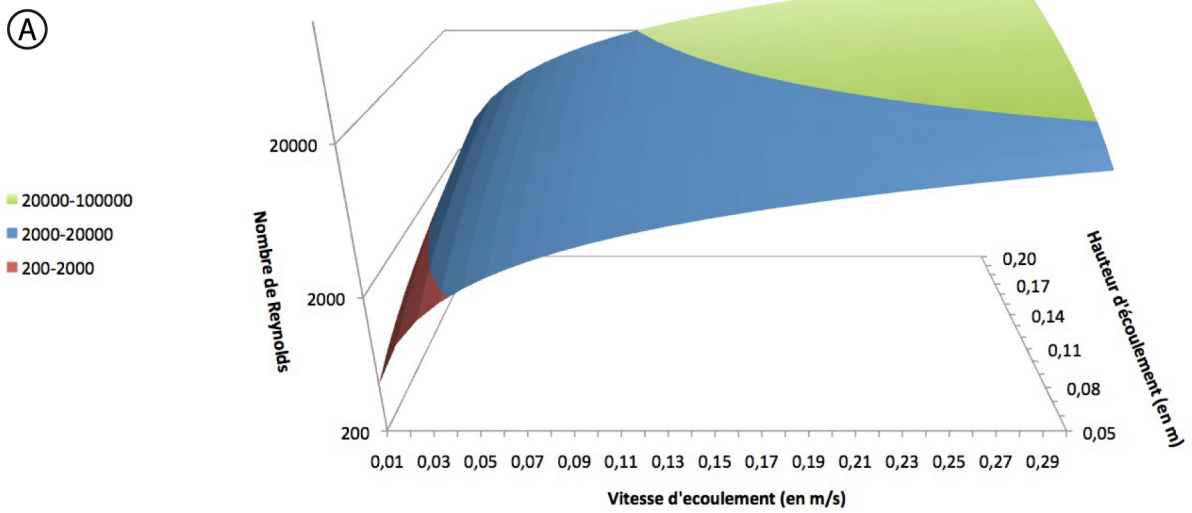


Figure II.3-4 : Diagramme tridimensionnel montrant la valeur du nombre de Reynolds en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension d'eau et de sédiments. La similitude dynamique d'un écoulement turbiditique expérimental est atteinte lorsque  $Re > 2000$  (surface bleue) ou  $Re > 20000$  (selon le critère de Parsons et Garcia, 1998) (surface verte). (A) Vue tridimensionnelle du diagramme et (B) projection du diagramme sur le plan horizontal. L'encart en pointillé rouge montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif.

### **Analyse du nombre de Froude (Fr)**

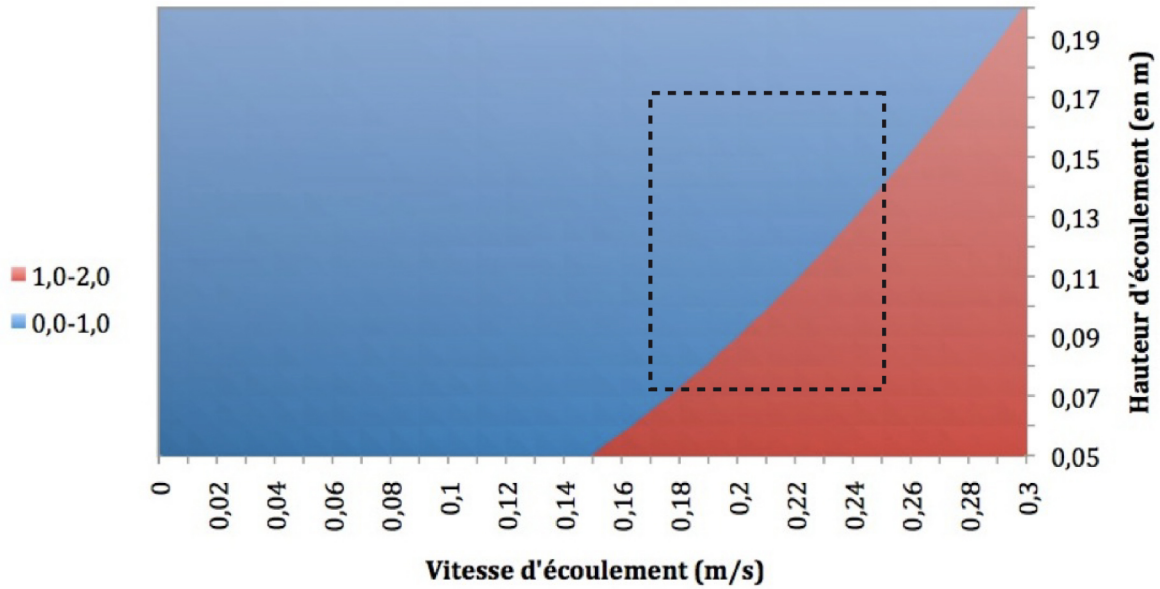
Les diagrammes tridimensionnels des Figure II.3-5 et Figure II.3-6 montrent les valeurs du nombre de Froude en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement formé à partir d'une suspension sédimentaire de sable concentré à 10 % et 20 % par volume, respectivement. Un dimensionnement correct des courants de turbidité requiert une valeur du nombre de Froude (Fr) inférieure ou égale à 1, correspondant à un état d'écoulement subcritique à critique (surface bleue, Figure II.3-5 et Figure II.3-6). Contrairement au nombre de Reynolds, la valeur de Fr ne dépend pas uniquement de la vitesse et de la hauteur d'écoulement. La concentration et la composition de la suspension sédimentaire ont un impact non négligeable sur le régime critique de l'écoulement (Figure II.3-5 et Figure II.3-6). Deux types de matériau granulaire en suspension ont été testés.

#### *a) Le sable GA39*

Une suspension moins concentrée (10 % Figure II.3-5) nécessite des vitesses et des épaisseurs d'écoulement moins importantes qu'une concentration plus élevée (20 % Figure II.3-5) pour parvenir à un nombre de Froude inférieur ou égal à 1. Cette analyse montre également que pour les vitesses les plus rapides et les hauteurs les moins élevées, le courant de densité est à l'état supercritique ( $Fr > 1$ , surface rouge, Figure II.3-5).

(A)

**Sable GA39 [10 %] par volume**



(B)

**Sable GA 39 [20 %] par volume**

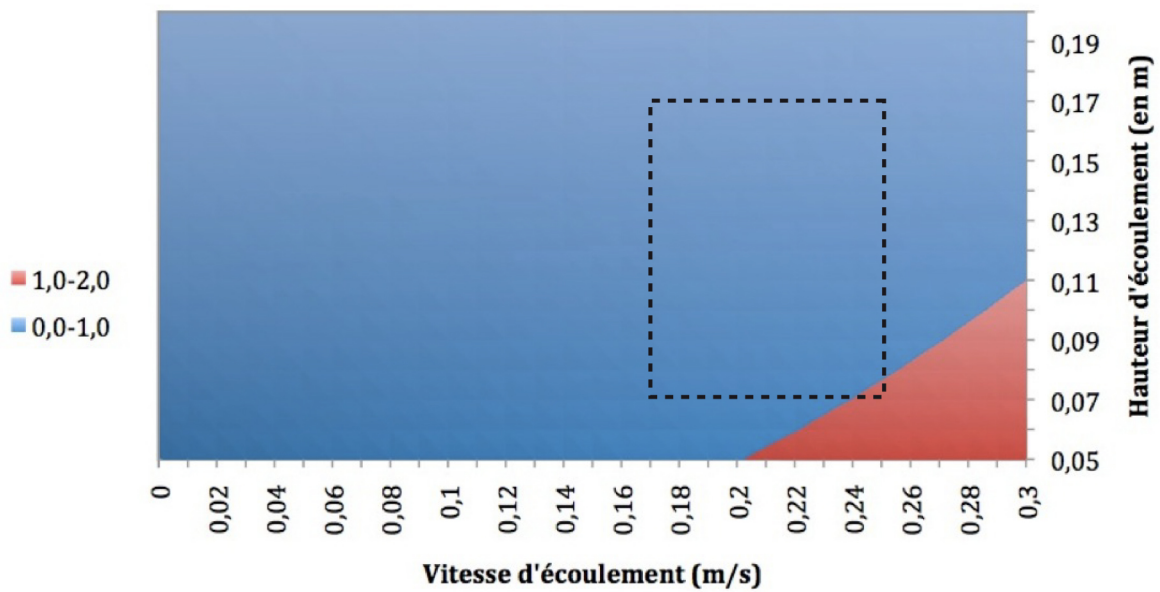
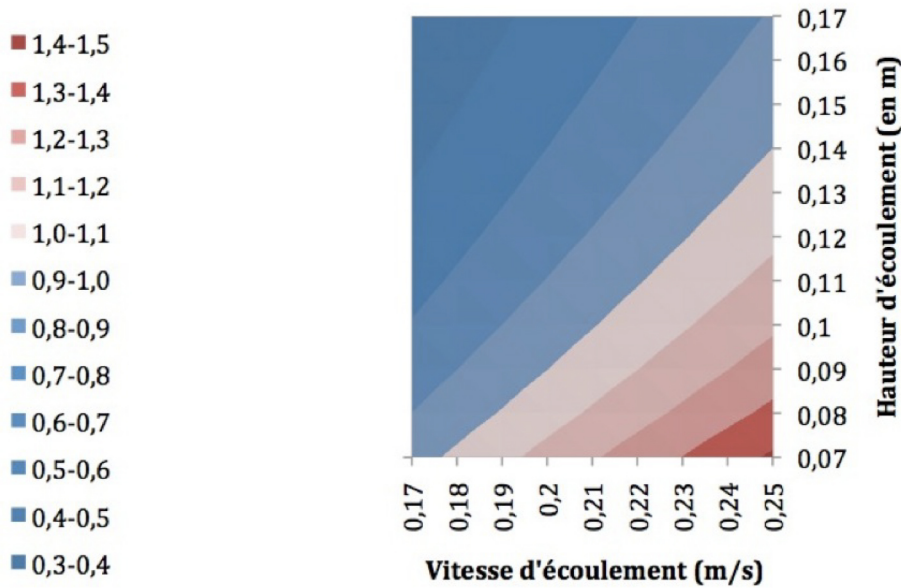


Figure II.3-5 : Diagramme tridimensionnel représentant la valeur du nombre de Froude ( $Fr$ ) en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension sédimentaire de sable à (A) 10 % et (B) 20 % par volume. La surface bleue correspond au régime d'écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ), la surface rouge au régime supercritique ( $Fr > 1$ ). Les encarts en pointillé montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif (détail Figure II.3-6).

(A)

**Sable GA39 [10 %] par volume**  
Hauteur:  $7 \text{ cm} < h < 17 \text{ cm}$  - Vitesse :  $17 \text{ cm/s} < U < 25 \text{ cm/s}$



(B)

**Sable GA39 [20 %] par volume**  
Hauteur:  $7 \text{ cm} < h < 17 \text{ cm}$  - Vitesse :  $17 \text{ cm/s} < U < 25 \text{ cm/s}$

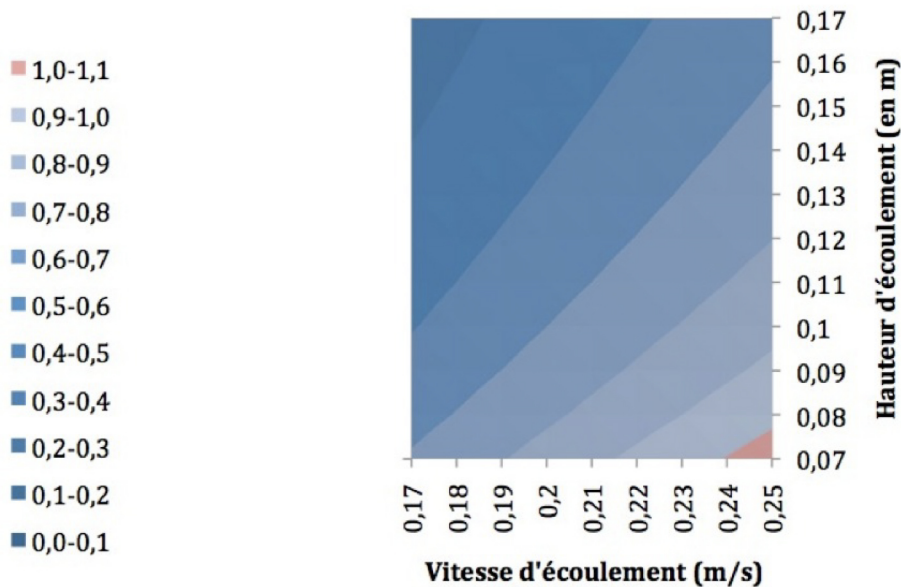


Figure II.3-6 : Diagramme tridimensionnel montrant la valeur du nombre de Froude en fonction des vitesses et hauteurs d'écoulement typiquement obtenues dans le bassin tectono-stratigraphique. Les deux concentrations de (A) 10 et (B) 20 % par volume testées dans cette étude sont représentées. Les surfaces bleutées et roses/rouges correspondent respectivement à un écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ) et supercritique ( $Fr > 1$ ).

Les conditions de l'état subcritique, pour une suspension initiale concentrée à 20 %, sont plus aisément réunies dans le bassin tectono-stratigraphique que pour une suspension à 10%. Cependant, les observations vidéo révèlent que pour une concentration de 20%, en raison de la granulométrie du sable utilisé, le courant de turbidité ne se maintient pas suffisamment dans l'espace et le temps, ce qui occasionne

le dépôt de la plupart des particules dans la région proximale du bassin. De ce fait, les écoulements générés à partir d'une suspension moins concentrée (10 %) sont plus adaptés à notre dispositif.

Néanmoins, certaines précautions sont à prendre pour respecter l'état subcritique de l'écoulement turbiditique (Figure II.3-6). En effet, pour la plupart des vitesses généralement mesurées dans le dispositif, le risque d'avoir un écoulement supercritique est important ( $Fr > 1$ , surfaces rose et rouge, Figure II.3-6), cet état hydrodynamique étant d'autant plus facilement atteint pour les hauteurs de courant les moins élevées. La similitude du nombre de Froude ( $Fr < 1$  surface bleue, Figure II.3-6) se trouve à toutes les vitesses, du moment que la hauteur est au minimum de 14 cm (Figure II.3-6).

#### *b) Poudre de PVC*

Pour certaines expériences, une poudre de PVC a été utilisée à la place du sable. Ce matériau de moindre densité est en effet plus efficacement transporté dans le bassin tectono-stratigraphique. Toutefois, les conditions d'écoulement (vitesse et hauteur) auxquelles le courant de densité peut être considéré comme correctement dimensionné ( $Fr < 1$ ) sont très restreintes (Figure II.3-7). En effet, pour les conditions généralement simulées dans le bassin (vitesses comprises entre 17 et 25  $\text{cm.s}^{-1}$  et hauteurs entre 7 et 17 cm), le courant de densité aura un régime supercritique (surfaces rosées, Figure II.3-7). Cette contrainte oblige alors à réduire un des deux paramètres de l'écoulement. Grâce à la vanne placée à la base du réservoir de mélange (Figure II.2-1), il est plus aisé de contrôler le débit de vidange du réservoir et donc la vitesse d'écoulement que sa hauteur. L'écoulement d'une suspension de poudre de PVC pourra être considéré comme analogue à un courant de turbidité naturel si sa vitesse est inférieure à 7 ou 13  $\text{cm.s}^{-1}$  pour une hauteur correspondante de 7 ou 19 à 20 cm ( $Fr < 1$  : surface bleue, Figure II.3-7).

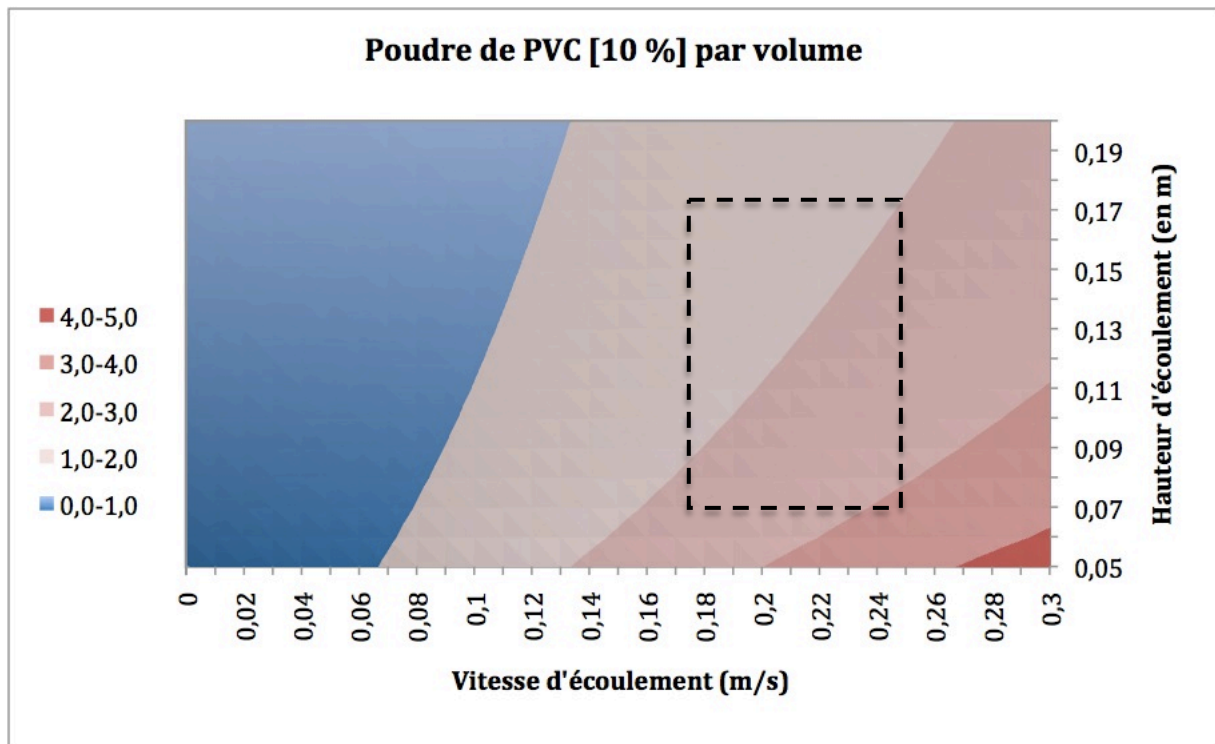


Figure II.3-7 : Diagramme tridimensionnel représentant la valeur du nombre de Froude ( $Fr$ ) en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension sédimentaire de poudre de PVC à 10 % par volume. La zone bleue correspond au régime d'écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ); la zone rose à rouge au régime supercritique ( $Fr > 1$ ). La similitude dynamique d'un écoulement turbiditique est atteinte pour  $Fr \leq 1$ . L'encart en pointillé montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif.

### c) Synthèse

La Figure II.3-8 synthétise les conditions expérimentales à respecter pour obtenir un écoulement dimensionné. Dans le cas d'une suspension à 10 % par volume de sable correspondant à la concentration communément utilisée dans cette étude (Figure II.3-8 A), les hauteurs et les vitesses d'écoulements combinant un nombre de Froude inférieur à 1 et un nombre de Reynolds supérieur à 2000 peuvent être aisément obtenues lors de la libération de la suspension vers le bassin principal en assurant la vidange du réservoir de mélange à son débit maximum (vanne de déclenchement complètement ouverte).

En revanche, un bon dimensionnement dynamique de l'écoulement d'une suspension de poudre de PVC est plus délicat (Figure II.3-8 B). En effet, les vitesses supérieures à  $13 \text{ cm.s}^{-1}$  occasionnent des écoulements non dimensionnés supercritiques ( $Fr > 1$ ). Par conséquent, pour ces suspensions, la vitesse de propagation des courants dans le bassin principal doit être contrôlée en limitant le débit de vidange du réservoir. Pour être correctement dimensionnés, ces courants de turbidité doivent s'épandre à une vitesse comprise entre 3 et  $13 \text{ cm.s}^{-1}$  selon la hauteur du courant (surfaces bleue et verte, Figure II.3-8 B). Dans la pratique, les vitesses mesurées pour ce type d'écoulement sont communément comprises entre 7 et  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  pour une hauteur d'environ 15 cm. Le

courant de turbidité est donc similaire dynamiquement à son équivalent naturel (Figure II.3-8 B).

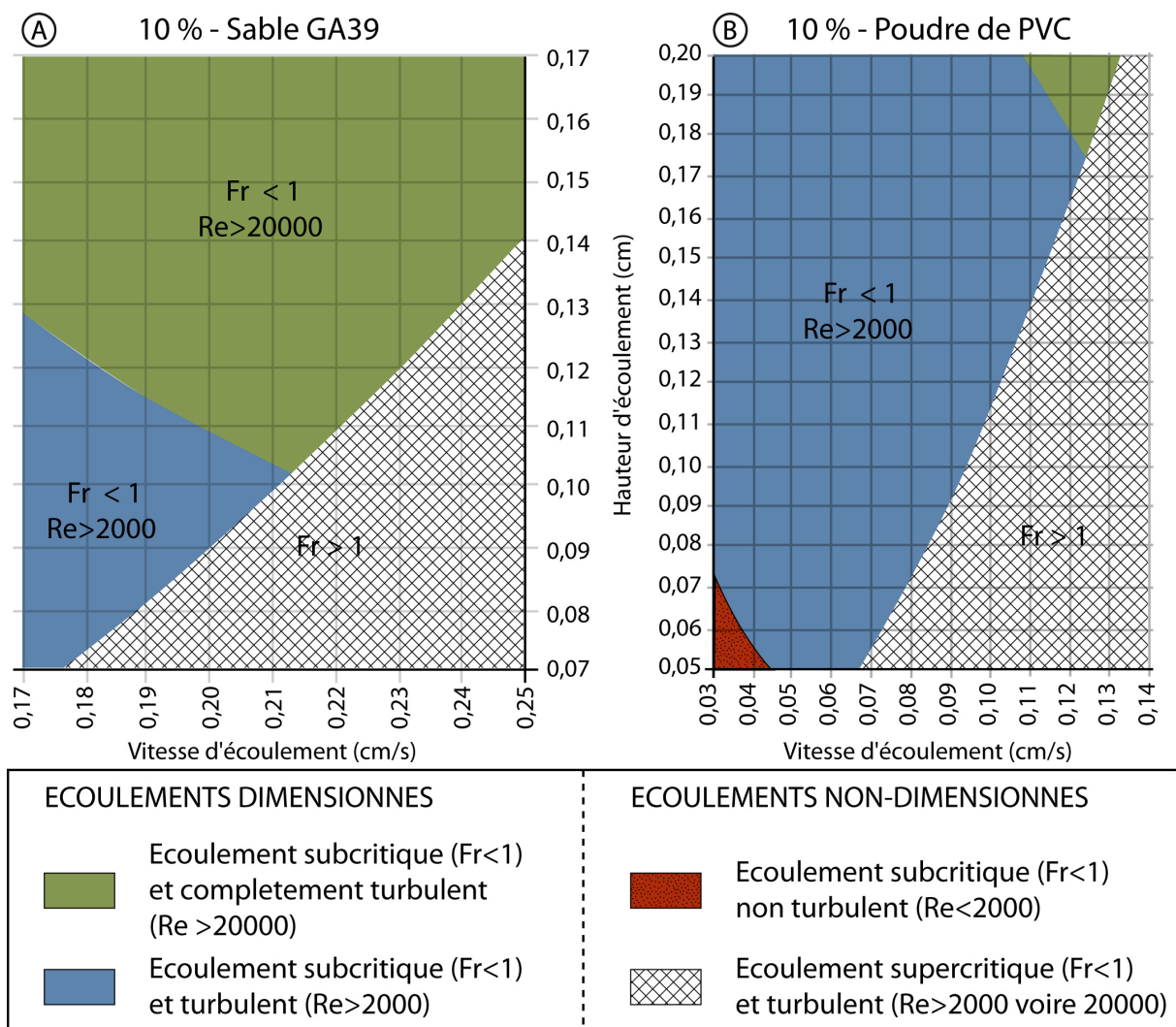


Figure II.3-8 : Diagrammes récapitulatifs montrant les conditions expérimentales auxqueltes l'écoulement turbiditique d'une suspension à 10 % par volume de sable (A) ou de poudre de PVC (B) est dimensionné ou non, selon la similitude des nombres de Reynolds et de Froude.

## II.3.1.4 Résultats : géométrie des éventails expérimentaux

### II.3.1.4.1 Configuration mono-source

Après avoir correctement dimensionné les courants de turbidité, une seconde série d'expériences a été réalisée. Ces expériences visaient à examiner la géométrie des éventails sédimentaires construits par l'empilement de multiples lobes, générés par le dépôt des particules transportées par un unique courant de turbidité (configuration mono source, Figure II.3-9). Pour faciliter l'observation de la géométrie interne et de l'organisation stratigraphique des éventails en coupe, les écoulements ont été produits en utilisant alternativement du sable teinté rouge ou bleu et du sable naturel (1,3 L de sable dans une suspension à 10% par volume).

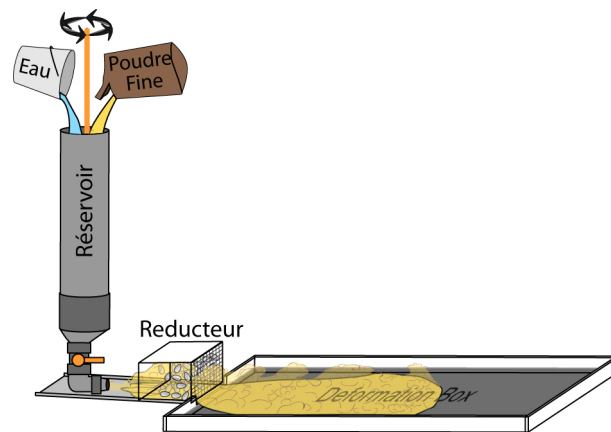


Figure II.3-9 : Schémas du dispositif en configurations mono-source.

Les courants de turbidité qui arrivent dans le bassin principal ont, dans un premier temps, une forme semi-circulaire qui s'étale radialement dans le bassin (Figure II.3-10 A1). Le front de propagation de l'écoulement évolue ensuite sur toute la largeur du bassin. Ce front présente d'abord une forme arquée (Figure II.3-10 A2) puis quasi rectiligne (Figure II.3-10 A3 et A4) en progressant vers la région distale du bassin. Au cours de l'expansion du courant de turbidité, les particules sont déposées progressivement, à mesure que la vitesse décroît avec l'éloignement de la source.



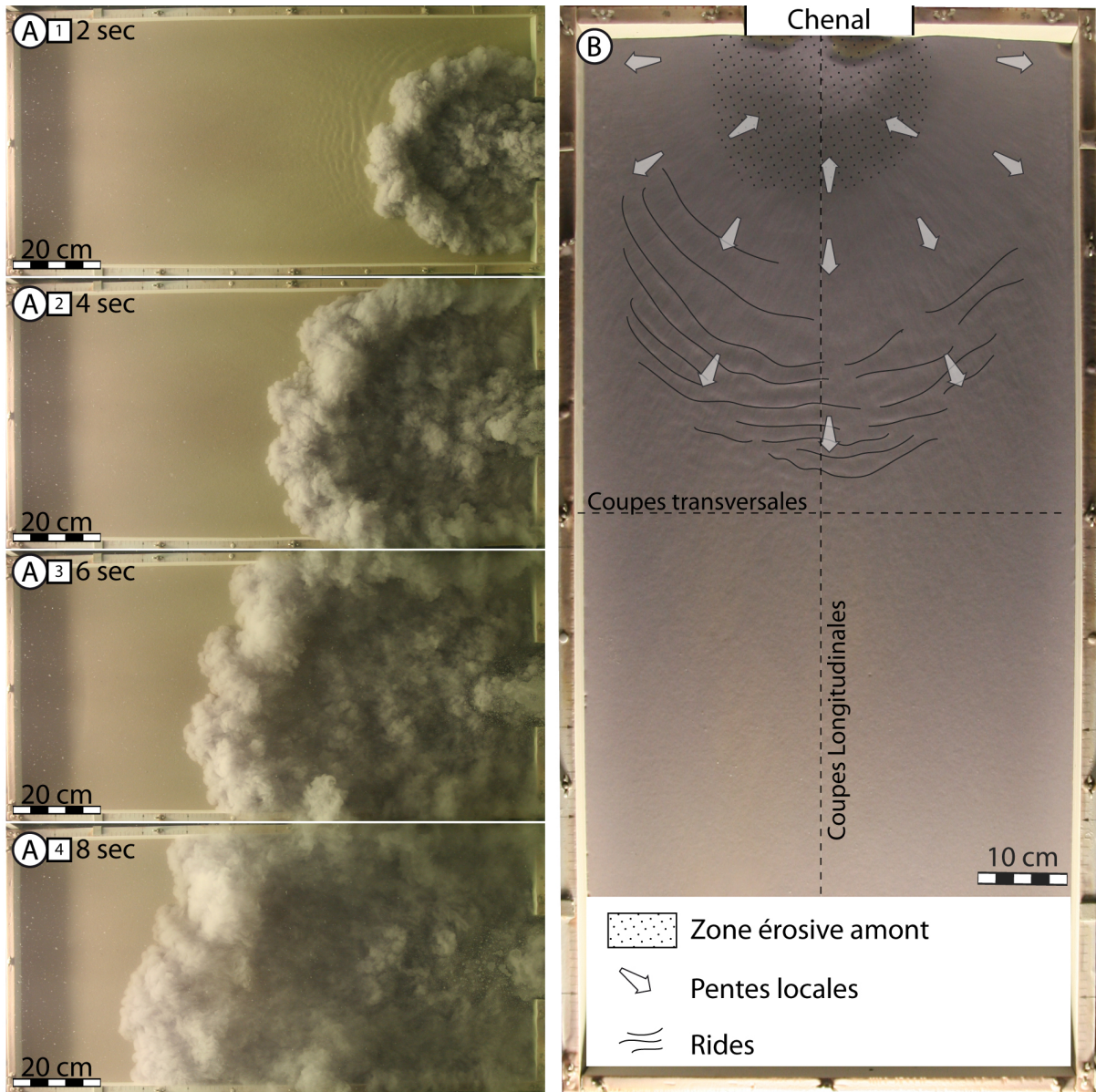


Figure II.3-10 : (A) Vue du dessus de l'expansion d'un courant turbiditique formé à partir d'une suspension de sable à 10 % par volume. Les clichés A1 à A4 sont pris à deux secondes d'intervalle. (B) Vue de dessus d'un éventail turbiditique formé par le dépôt de 7 lobes consécutifs montrant les caractéristiques généralement observées.

Les éventails produits par le dépôt successif de ces 7 lobes turbiditiques expérimentaux (Figure II.3-10 B) reflètent l'évolution des écoulements turbiditiques les engendrant. Ils sont généralement caractérisés en amont par une dépression topographique à l'embouchure du chenal (zone en pointillé, Figure II.3-10 B). Les bordures de cette dépression correspondent à la zone la plus épaisse de l'édifice. Au-delà, l'épaisseur diminue radialement pour former un éventail semi-circulaire plus ou moins allongé dans le sens de l'écoulement (Figure II.3-10 B). La région distale des éventails expérimentaux est caractérisée par les plus faibles épaisseurs de l'édifice. La surface de cette zone est subhorizontale. Certains éventails de cet édifice sédimentaire

présentent également des rides arquées perpendiculaires à la pente de l'édifice entre les bordures de la dépression et la zone distale subhorizontale (Figure II.3-10 B).

### **Morphologie des éventails**

Six coupes longitudinales réalisées dans un modèle similaire à celui de la Figure II.3-10 B, montrent que dans sa partie proximale, l'édifice expérimental est caractérisé par une plateforme subhorizontale d'une épaisseur de 1,6 à 1,8 cm (Figure II.3-11). Chacun des 7 lobes successifs de l'éventail a une épaisseur maximale moyenne d'environ 0,25 cm. En s'éloignant de la source, l'épaisseur de l'éventail diminue progressivement jusqu'à une zone distale plane et subhorizontale dont l'épaisseur totale n'excède pas 0,5 cm. Par conséquent, la région distale de cet éventail est constituée d'un empilement de lamines d'épaisseur submillimétrique.

Le dépôt différentiel des particules entre les régions proximale et distale permet l'édification d'une faible pente bathymétrique inclinée vers les zones distales selon un angle de  $1,28^\circ$  à  $1,9^\circ$  (Figure II.3-11). Les évidences d'érosion dans cet édifice turbiditique sont difficiles à observer sur ces coupes. Néanmoins, l'aspect ondulé de la stratification à proximité immédiate du chenal (#19 et 23 cm, Figure II.3-11) peut être une manifestation de cette érosion.

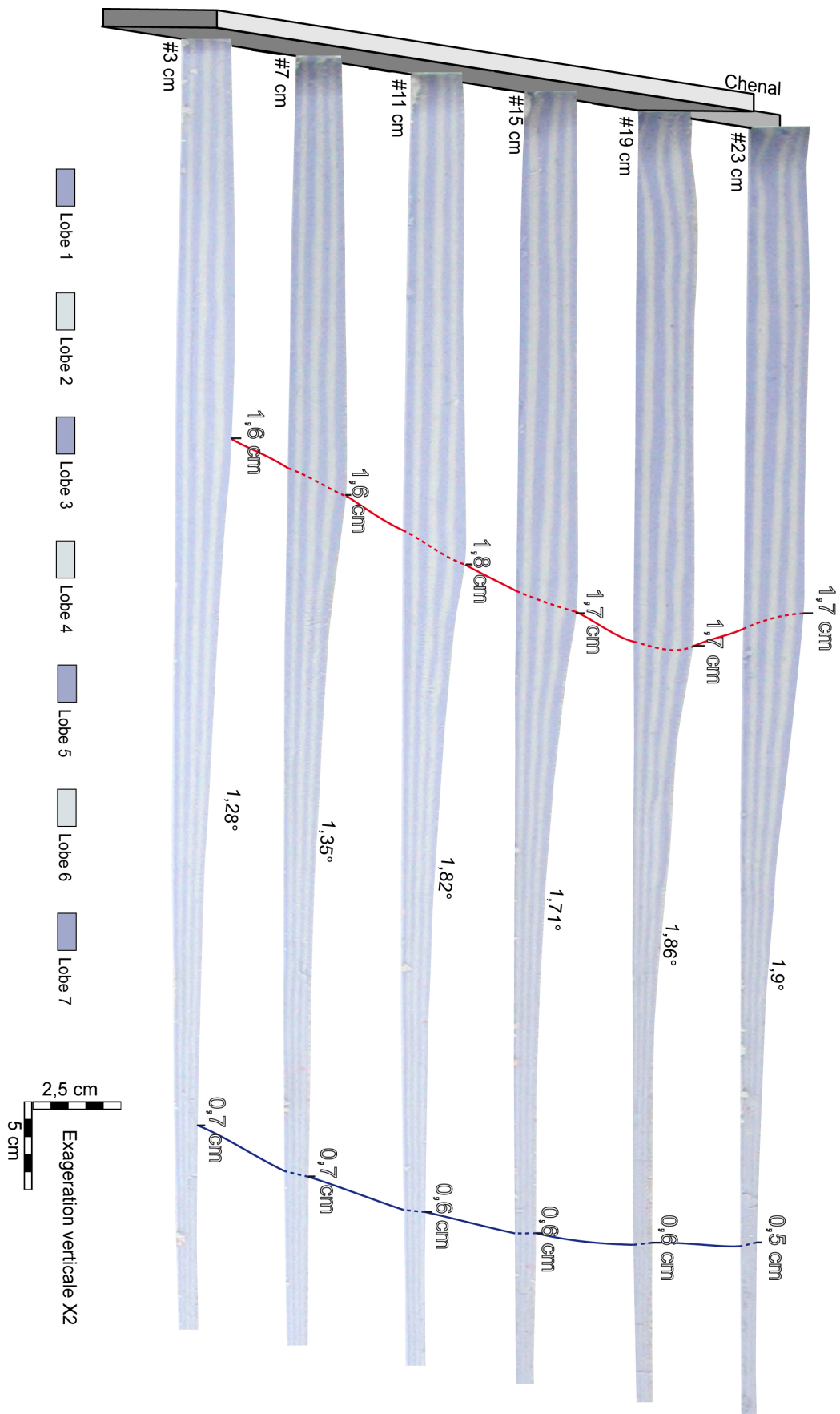


Figure II.3-11 : Coupes longitudinales d'un demi éventail expérimental non déformé. L'éventail est constitué de 8 lobes turbiditiques. Les coupes ont une exagération verticale de 2. L'épaisseur de l'édifice en partie proximale et distale, ainsi que la pente bathymétrique sont indiquées.

### **Structure interne**

Les coupes transversales réalisées dans la région la plus distale d'un édifice similaire à l'éventail de la Figure II.3-10 B (#12, #14 et # 16 cm, Figure II.3-12) montrent un amincissement des dépôts de part et d'autre de l'axe central du bassin. Les épaisseurs de l'éventail décroissent d'environ 3,5 cm à quelques millimètres vers ses bordures (Figure II.3-12). Plus en amont, cet amincissement est perturbé par la présence de surfaces érosives (coupes #2 à #10 cm, Figure II.3-12). Ces zones d'érosion apparaissent depuis la surface du lobe 3 jusqu'au lobe 8 (Figure II.3-12). Il semble donc que l'érosion se mette en place dès lors que la topographie de l'éventail est suffisamment élevée pour obstruer partiellement les passages successifs des courants de turbidité. Il en résulte une répartition asymétrique de ces structures. Les discordances érosives occupent principalement le centre gauche de l'éventail dès l'écoulement du quatrième courant de turbidité sur le lobe 3 (#2 cm, Figure II.3-12). Dans la zone la plus proche de l'embouchure du chenal, où la vitesse du courant est maximale (#2 cm, Figure II.3-12), l'érosion est plus importante et le chenal est plus profond (2 cm) et plus étroit, comparativement aux zones plus éloignées (#8cm, Figure II.3-12) où le passage du courant entaille l'éventail sur 0,8 mm de profondeur.

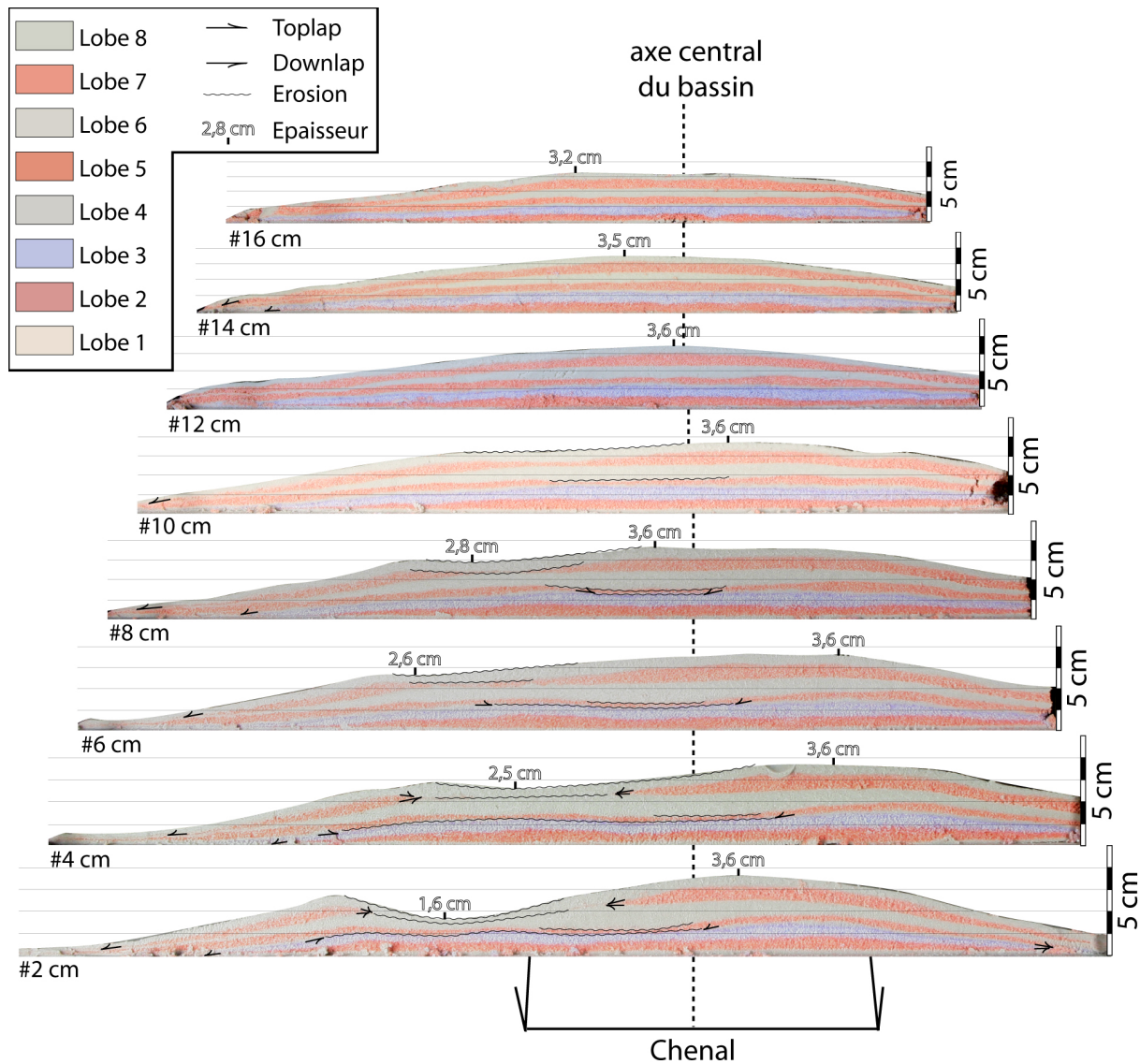


Figure II.3-12 : Coupes transversales dans la zone proximale érosive d'un éventail expérimental. L'édifice est constitué de 8 lobes successifs. Les coupes sont réalisées tous les 2 cm, la coupe du bas est à 2 cm de l'embouchure du chenal, celle du haut à 16 cm.

### **Comparaison avec les travaux antérieurs et discussion**

La présence d'une dépression topographique à l'arrivée des courants turbiditiques a déjà été observée dans les éventails expérimentaux de Kuenen (1951) de Lüthi (1981), ou, plus récemment, de Parsons *et al.* (2002) et de Baas *et al.* (2004). Cette dépression est l'expression topographique d'une zone érosive liée à la vitesse d'entrée du courant turbiditique dans le bassin dans les premiers instants de l'écoulement.

Cependant, dans nos expériences, au cours d'un même évènement turbiditique, cette région de l'éventail n'est pas uniquement érosive. En effet, au cours de la croissance de l'édifice, la dépression est occupée par des sédiments (Figure II.3-10 B). Ce dépôt est lié à la diminution significative de la vitesse d'écoulement lorsque le réservoir

de mélange est quasiment vide. Les particules ne pouvant plus être maintenue en suspension viennent alors draper le fond de la dépression. Baas *et al.* (2004) interprètent la dépression formée dans leur éventail comme étant l'équivalent d'un système en chenaux-levées dont le cœur est rempli par des sédiments grossiers sans structure apparente alors que les bordures sont composées de sédiments plus fins et laminés.

La présence de rides de sables sur la pente de l'éventail (Figure II.3-10 B) a également été décrite dans les édifices turbiditiques expérimentaux de Lüthi (1981) et de Parsons *et al.* (2002). Lüthi (1981) distingue deux familles de rides en fonction de leurs longueurs d'ondes. D'après ce dernier, la succession (laminés-rides-laminés) de structures sédimentaires qu'il observe est le résultat de la réduction de la vitesse du courant avec la distance à la source. Lüthi (1981) présente ces structures comme analogues aux termes B, C et D de la séquence de Bouma (1962). Les modèles de Parsons *et al.* (2002) montrent également des rides dans la région proximale de leurs éventails dont l'origine est discutée (Parsons *et al.*, 2002 ; Shanmugam, 2003). Parsons *et al.* (2002) attribuent ces rides à un artefact expérimental lié à des difficultés à dimensionner l'hydrodynamisme de la couche limite de fond (section I.2.2.3.2 ).

#### **II.3.1.4.2 Configuration tri-sources**

La modification d'une configuration mono-source à tri-sources du système de génération des courants de turbidité (Figure II.3-13) permet de contrôler les lieux d'arrivée des avalanches turbiditiques dans le bassin et, par conséquent, de varier la localisation des dépocentres et la géométrie des éventails déposés. Dans la configuration tri-sources, les écoulements arrivent directement dans le bassin le long d'un plan fortement incliné ( $\sim 30^\circ$ ). Les 3 sources de la rampe d'injection peuvent être mises en service simultanément, par deux ou individuellement (Figure II.3-13).

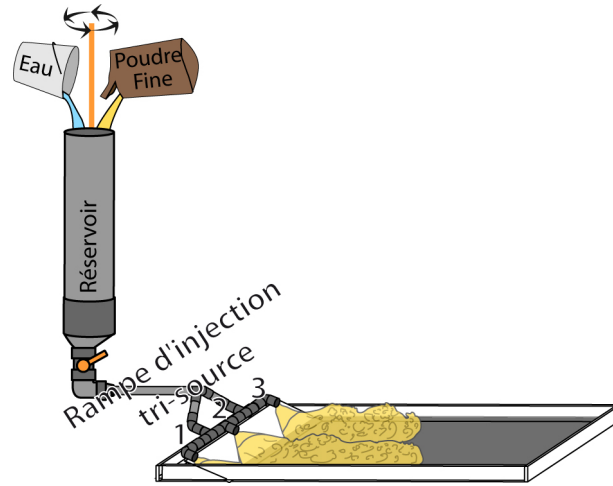
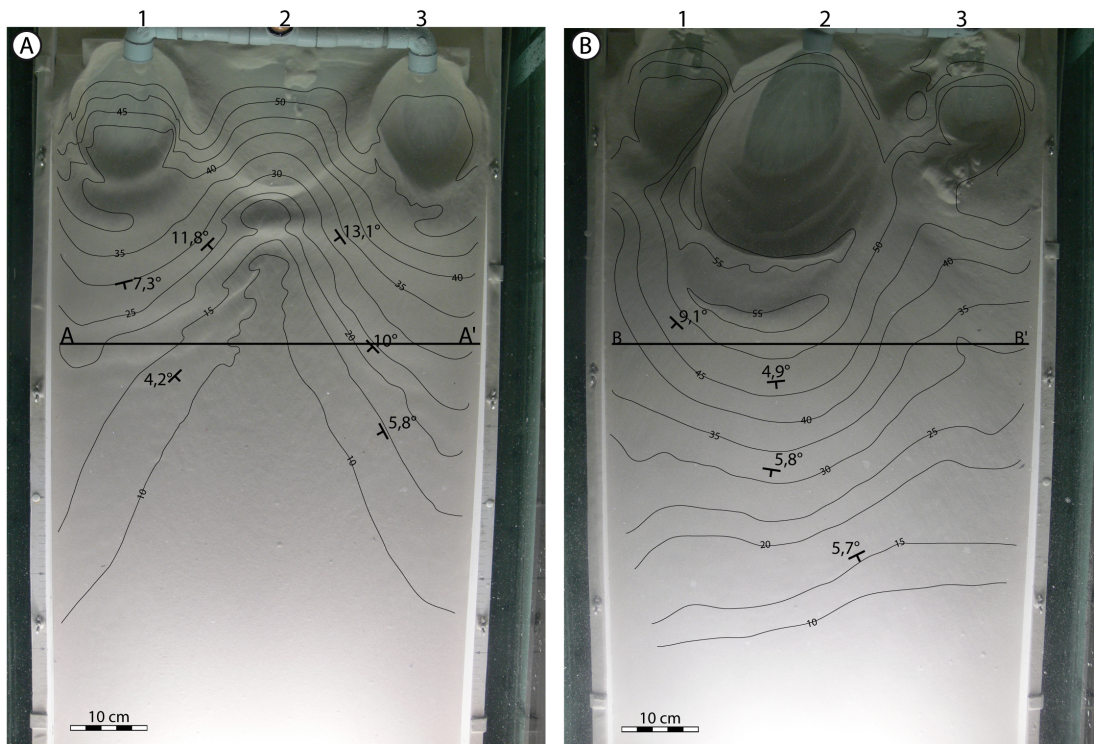


Figure II.3-13 : Schémas du dispositif en configuration tri-sources.

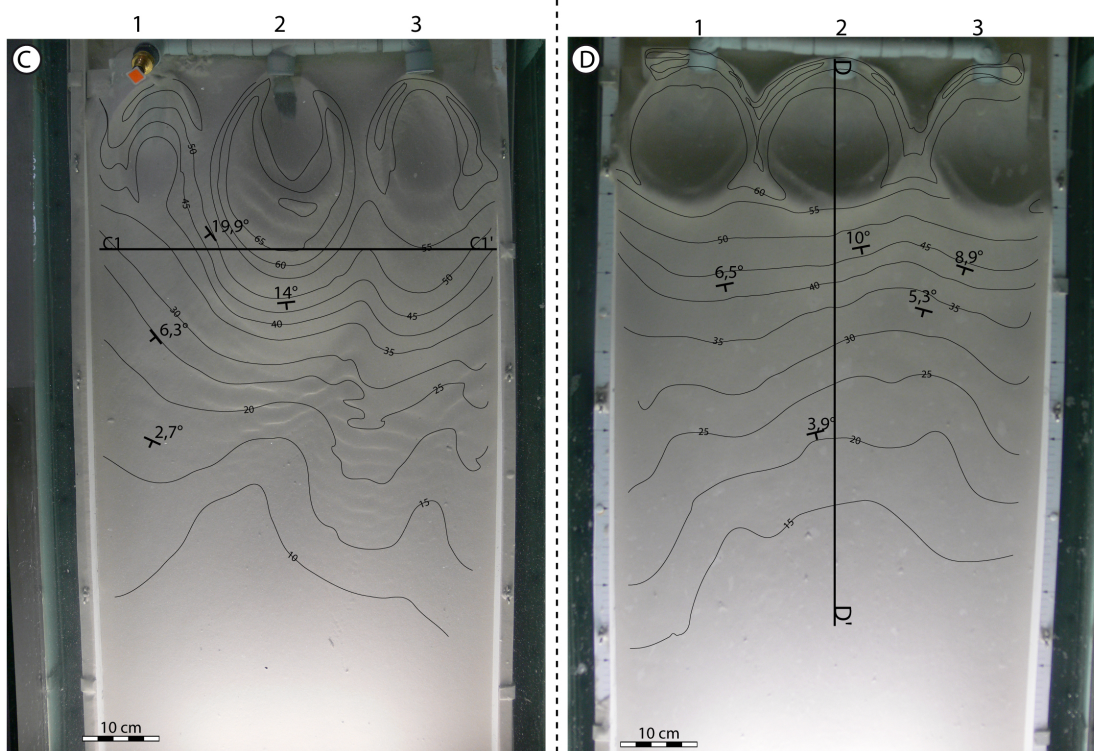
Une série de 3 expériences a été menée pour déterminer la morphologie des éventails en fonction des sources d'apports turbiditiques dans le bassin expérimental.

(1) La première phase de la première expérience utilise les deux injecteurs latéraux (numérotés 1 et 3, Figure II.3-14 A) pour procéder au dépôt de 4 événements turbiditiques. Les dépôts obtenus lors de cette première phase forment deux éventails flanqués contre les bordures latérales du bassin (Figure II.3-14 A et Figure II.3-15). On remarque les mêmes caractéristiques morphologiques que pour un éventail mono-source. En effet, à l'instar d'un édifice produit avec une unique source d'alimentation, chacun de ces éventails, bien que tronqués par les bordures, montre une forme semi-circulaire allongée dans le sens d'écoulement. De la même manière, à chaque embouchure des tuyaux d'injection, on peut observer une zone érosive s'exprimant sous forme d'une dépression bathymétrique (Figure II.3-14 A). Dans sa partie proximale, ces édifices turbiditiques "jumeaux" montrent une épaisseur maximale de 4 cm qui diminue progressivement jusqu'à atteindre moins de 1 cm dans les régions plus distales (Figure II.3-14 A et coupe AA', Figure II.3-15). L'espacement entre les isocontours montre que les pentes sont relativement importantes dans la zone proximale ( $\sim 7$  à  $13^\circ$ ) et s'adoucissent avec l'éloignement de la source ( $\sim 4$  à  $5^\circ$ ).



4 lobes : Sources 1 et 3

4 lobes : Source 2



8 lobes : 1er : Sources 1 2 3  
2 & 3 : Sources 1 2  
4 à 8 : Sources 2 3

6 lobes : Sources 1 2 3

**Figure II.3-14 : Vue de dessus et contours bathymétriques de 4 éventails expérimentaux. Les trois sources des courants de turbidité sont situées en haut et sont numérotées de 1 à 3. (A) : Lobes formés en utilisant les injecteurs 1 et 3. (B) : Formation de lobes en utilisant l'injecteur 2. (C) : Lobe déposé à partir des sources 1, 2, 3 puis 1 et 2 puis 2 et 3. (D) : Dépôt d'un lobe à partir des trois sources. L'éventail B a été déposé sur les éventails A. Les édifices A, B et D sont déposés sur une surface horizontale. Les contours ont été obtenus pendant la vidange du bassin en traçant les lignes de "rivage" successives de hauteur connue. L'équidistance entre deux courbes de niveau est de 5 mm.**



La seconde phase de la première expérience (Figure II.3-14 B) a permis de simuler des apports turbiditiques entre les 2 lobes préalablement formés (source 2, Figure II.3-14 B). L'éventail ainsi déposé occupe l'espace laissé entre les deux édifices précédents tout en les recouvrant (Figure II.3-14 B et Figure II.3-15). Sa géométrie semi-circulaire est légèrement déportée vers la source 1 (Figure II.3-14 B). Cette asymétrie est probablement liée à l'obliquité de la rampe d'injection au moment de l'expérience et, dans une moindre mesure, à la pente plus importante du lobe émanant de la source 3 (Figure II.3-14 A). Les épaisseurs de l'édifice atteignent 5,5 cm dans la région proximale, elles décroissent jusqu'à moins d'1 cm dans la région la plus distale. Les pentes de cet édifice sont donc relativement importantes ( $\sim 9^\circ$  dans la région proximale et  $\sim 5^\circ$  dans la partie distale, Figure II.3-14 B).

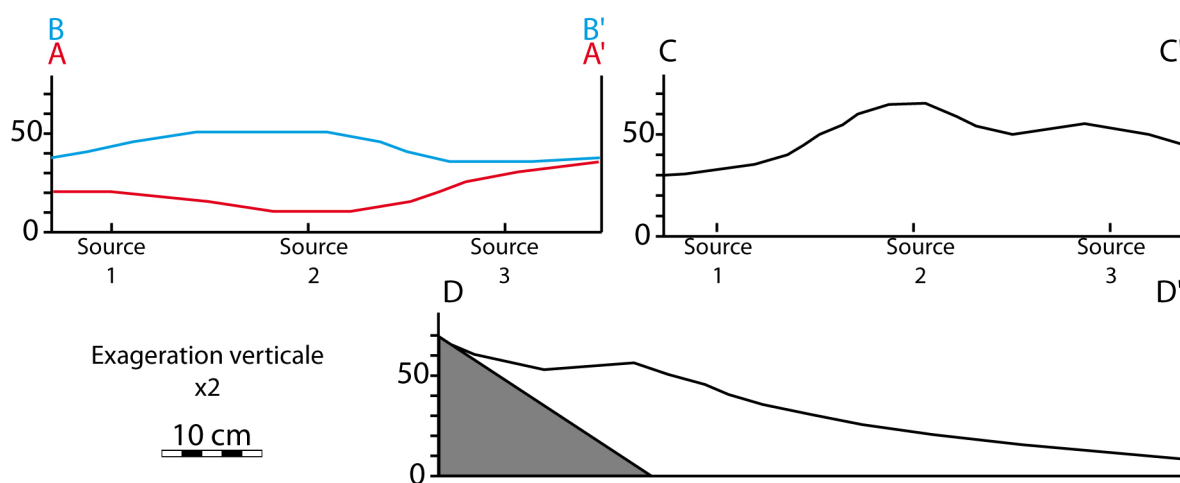


Figure II.3-15 : Profils bathymétriques des 4 éventails obtenus avec la configuration tri-sources. L'échelle verticale est en mm (voir Figure II.3-14 pour la localisation des profils).

(2) Dans la seconde expérience (Figure II.3-14 C), l'édifice est composé d'un premier lobe déposé en utilisant simultanément les 3 sources de la rampe d'injection, suivi de 2 lobes émergeant des deux sources latérales (sources 1 et 2 Figure II.3-14 C), et enfin de 5 derniers lobes, les apports étant déportés vers les sources 2 et 3 (Figure II.3-14 C). La forme obtenue est aussi complexe que pour l'expérience précédente (Figure II.3-14 B), les différents lobes produits s'exprimant plus ou moins dans la morphologie. Compte tenu des apports plus importants provenant des sources 2 et 3 de la rampe d'injection, l'édifice ainsi déposé est plus développé dans la partie droite du bassin (Figure II.3-14 C et Figure II.3-15). Les apports au niveau de la source centrale (source 2, Figure II.3-14 C) ayant été continus tout au long de l'expérience, l'édifice y est plus épais : 6,5 cm contre 3 cm au niveau de la source 1 et 4,5 cm au niveau de la source 3 (Figure II.3-15 C).

(3) 6 lobes alimentés simultanément par les sources 1, 2 et 3 de la rampe d'injection ont été déposés lors de la dernière expérience (Figure II.3-14 D). Contrairement aux expériences précédentes, les courants de turbidité se propagent dans le bassin avec un front quasi rectiligne. Par conséquent, l'éventail turbiditique n'est pas semi-circulaire, contrairement aux expériences précédemment décrites, pour lesquelles au moins une des sources était favorisée (Figure II.3-14). Néanmoins, on peut remarquer un dépôt plus important le long des bordures, probablement lié aux effets de bord (Figure II.3-14 D). Les dépôts ont une épaisseur de 55 mm dans leur partie proximale puis s'amincissent jusqu'à 15 mm dans la région distale. L'amincissement suit une pente irrégulière, plus forte à proximité des embouchures ( $\sim 10^\circ$ ) et moins inclinée à l'autre extrémité ( $\sim 4^\circ$ ) (Figure II.3-14 D et Figure II.3-15).

En utilisant la configuration à trois sources, les résultats montrent que l'on peut générer des morphologies plus complexes que l'unique lobe semi-circulaire obtenu avec le système à une source. Il est alors possible, en variant les sources d'alimentation, de localiser le déposé de l'édifice sur l'une des bordures du bassin, ou bien de le déplacer d'une bordure à l'autre au cours de l'expérience. On peut également dans cette configuration produire un éventail dont le front de dépôt est quasiment rectiligne.

Configuration	Nombre d'événements turbiditiques	Quantité de sable pour chaque événement	Epaisseur maximale	Epaisseur distale	Pente bathymétrique
Mono-source	7	1,3 L (10% par Vol.)	3,6 cm	0,5 à 0,7 cm	1,28 à 1,9°
Tri-sources					
Expérience 1 (Figure II.3-14 A&B)	8	1,3 L (10% par Vol.)	5,5 cm	< 1 cm	Proximale 9°
					Distale 5°
Expérience 2 (Figure II.3-14 C)	8	1,3 L (10% par Vol.)	6,5 cm	< 1 cm	Proximale 14°
					Distale 2,7°
Expérience 3 (Figure II.3-14 D)	6	1,3 L (10% par Vol.)	5,5 cm	< 1,5 cm	Proximal 10°
					Distale 4°

Tableau II.3-1 : Récapitulatif des résultats observés pour les éventails produit en configurations mono-source et tri-sources.

Le dispositif tectono-stratigraphique a été développé pour combiner l'approche stratigraphique et tectonique en modélisation expérimentale. Les expériences préliminaires décrites dans la section II.3.1 ont permis de calibrer le dispositif du point de vue stratigraphique. Les édifices turbiditiques produits dans le dispositif expérimental forment, quel que soit le nombre de sources, un biseau sédimentaire s'amincissant progressivement vers les domaines plus distaux en suivant une pente plus ou moins forte (comprise entre 1 et 10°). Ainsi, la morphologie de ces éventails se prête particulièrement bien à la modélisation de l'effet d'une surcharge sédimentaire différentielle sur un substratum visqueux et des déformations par étalement gravitaire d'un éventail turbiditique sur une couche de sel mobile.

## II.3.2 Modélisation des déformations d'un éventail détritique sur un substratum mobile

Peu d'études se sont intéressées à reproduire ce type de mécanisme de déformation en utilisant des modèles expérimentaux classiques (*i.e.* modèles analogiques sable-silicone Cobbold et Szatmari, 1991 ; Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b ; McClay *et al.*, 1998 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005). La plupart de ces modèles ont une approche bidimensionnelle, et simulent l'étalement gravitaire de biseaux sédimentaires dont les fronts de dépôt sont rectilignes. Toutefois, quelques expériences tridimensionnelles reproduisent l'étalement gravitaire de lobes sédimentaires semi-circulaires (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2010). Nous avons alors mené une expérience visant à simuler le transport et le dépôt de plusieurs événements turbiditiques afin de construire progressivement un éventail turbiditique sur un substratum mobile.

### II.3.2.1 Procédure expérimentale

A la différence des expériences préliminaires (section II.3.1) s'intéressant uniquement au dépôt des courants de turbidité sur un substratum rigide, la boîte de déformation est ici remplie dans la région proximale de 2 cm d'un substratum visqueux de silicone SGM 36 (Figure II.3-17). La région distale est occupée par 2 cm de sable (substratum rigide, Figure II.3-16). Neuf écoulements turbiditiques sont produits à partir d'une suspension de sable (GA39 ou NE34) à 10% par volume. Les courants turbiditiques sont générés dans le bassin principal à partir du système mono-source. Les intervalles de temps auxquels sont relâchées les avalanches varient de 20 minutes à 1h30 en fonction de l'évolution des déformations (Figure II.3-17). Le dernier épisode sédimentaire, après 25 heures d'expérience (lobe 9, Figure II.3-17), n'intervient pas dans la déformation puisqu'il est déposé peu de temps avant de sceller le modèle d'une épaisse couche de sable post-tectonique. Ce lobe constitue donc un repère stratigraphique coloré (sable GA39 teinté en bleu, Figure II.3-17) marquant la fin de l'expérience et séparant distinctement l'éventail déformé du sable post tectonique. Une fois le modèle scellé, la boîte de déformation est extraite du bassin principal pour y réaliser 22 coupes longitudinales espacées de 2 cm.

Sur chacune des 22 photographies de coupe, les surfaces du modèle et de la silicone ont été pointées avec le logiciel Mapinfo pour en extraire les coordonnées x, y et

z. Ces données ont été interpolées par triangulation sous Surfer pour construire (1) une carte isopaque de la couverture fragile (en soustrayant les surfaces interpolées du modèle et de la silicone) (Figure II.3-18 A) et (2) une carte de la morphologie du toit de la silicone (Figure II.3-18 B);

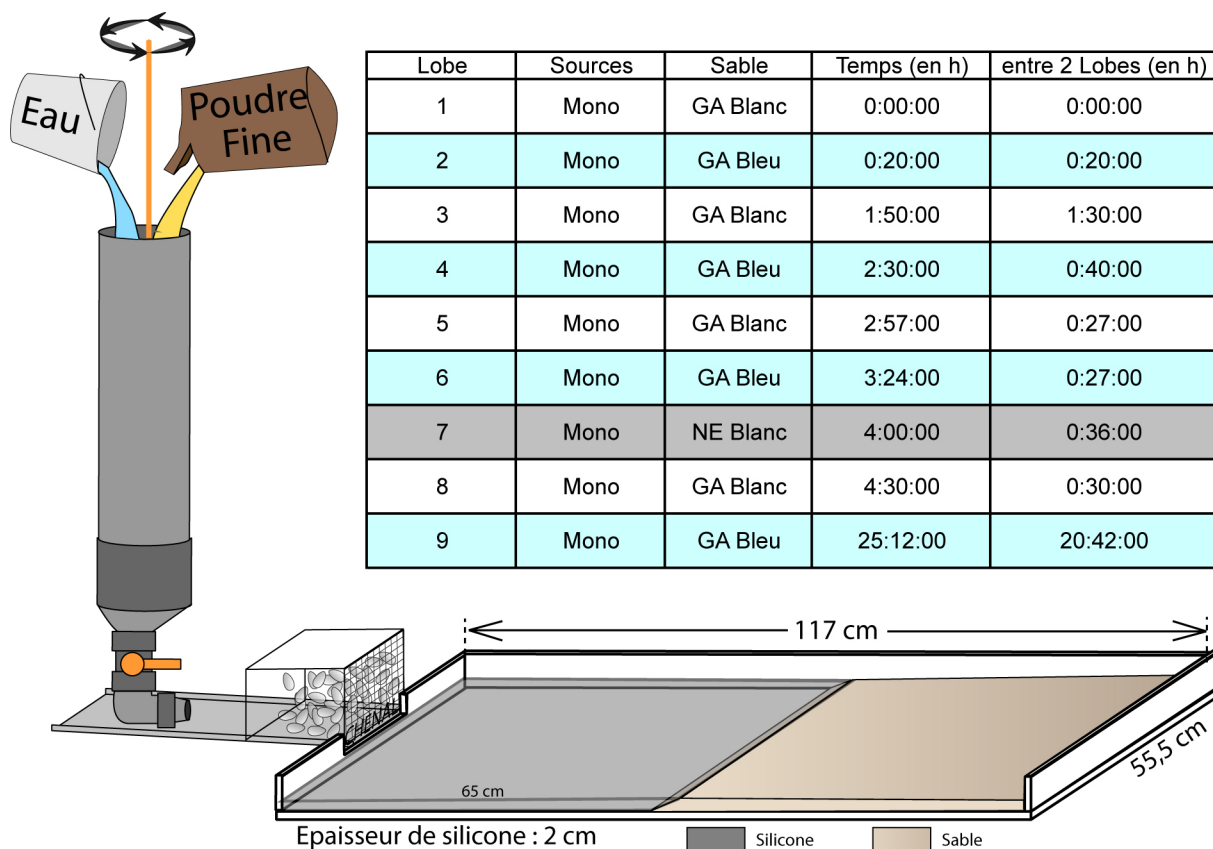


Figure II.3-17 : Conditions initiales de la boîte de déformation et tableau récapitulatif des temps de dépôt des courants de turbidité.

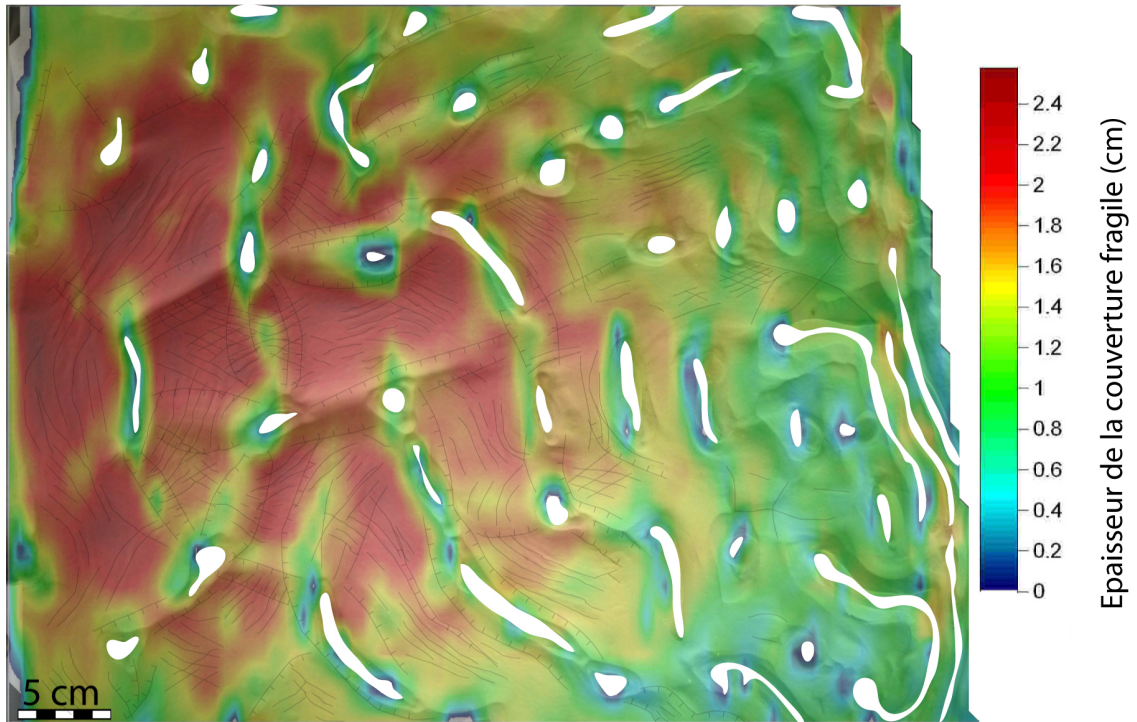
### II.3.2.2 Résultats

La dynamique des écoulements conduit à un dépôt différentiel des particules, conformément à ce qui était observé dans les expériences préliminaires. Les lobes successivement déposés sont plus épais dans la région proximale (environ 5 mm d'épaisseur) et s'affinent progressivement vers la zone distale du bassin (lames submillimétriques). Ainsi, le dépôt des huit lobes successifs permet l'édification d'un éventail semi-circulaire caractérisé par une épaisseur maximale d'environ 2,5 cm au débouché du canyon et respectivement de 1,5 et 0,8 cm aux bordures du lobe et dans la région distale (Figure II.3-18 A).

La valeur de la pente de surface, estimée à partir de la coupe présentée en Figure II.3-20 C, n'excède pas  $0,5^\circ$  après le dépôt du second lobe et  $0,75^\circ$  après le troisième lobe. Malgré les faibles valeurs de la pente bathymétrique après le dépôt du 3<sup>ème</sup> lobe, l'instabilité gravitaire déclenchée au-dessus du substratum mobile est suffisante pour déclencher l'effondrement vertical (subsidence différentielle, Figure II.3-19 B) et l'étalement gravitaire (Figure II.3-19 C) de l'ensemble de l'édifice turbiditique.

L'étalement gravitaire est accommodé par extension en domaine proximal et par des structures compressives se concentrant contre la limite distale du bassin salifère, qui joue alors le rôle de butoir passif comme montré précédemment par Vendeville (2005).

(A) Isopaque de la couverture fragile



(B) Surface de l'unité mobile (Silicone)

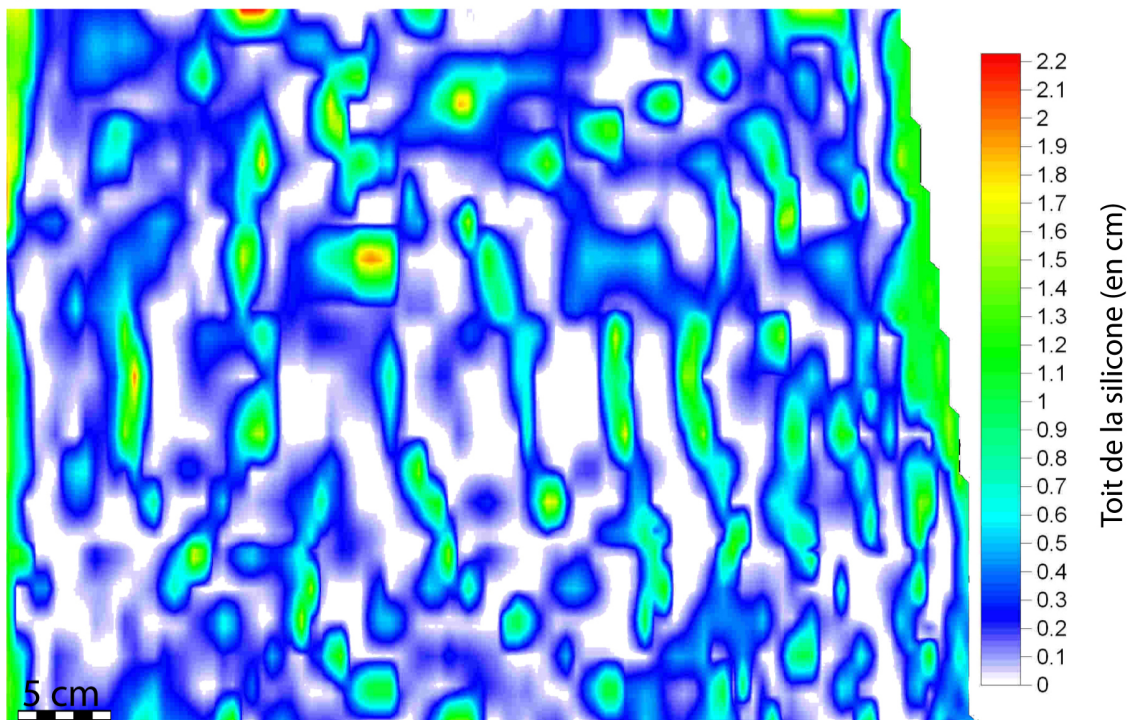
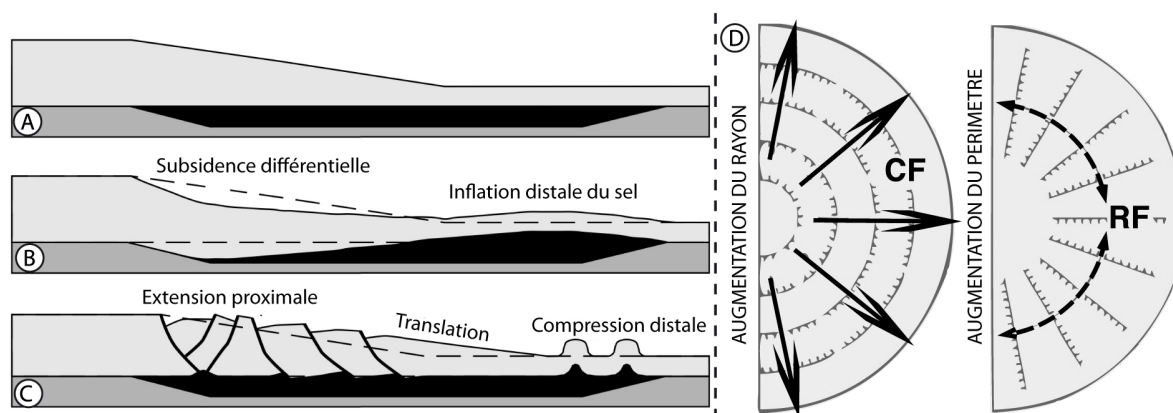


Figure II.3-18 : (A) Carte isopaque de la couverture fragile et (B) morphologie du toit de la silicone (surface de l'unité mobile).

En raison de la morphologie subcirculaire de l'éventail, l'étalement gravitaire de l'édifice est centrifuge (Figure II.3-19 D). Gaullier et Vendeville (2005) ont montré qu'un éventail sédimentaire s'étalant radialement voit son rayon et son périmètre augmenter. Dans la couverture, l'extension radiale est accommodée par des grabens multidirectionnels (Figure II.3-20 A) auxquels sont associés des rides de sel (diapirisme

réactif) pouvant éventuellement percer à mesure que la couverture se disloque (Figure II.3-18 B). Gaullier et Vendeville (2005) montrent aussi que deux directions de grabens accommodent l'extension centrifuge de l'édifice, l'une est concentrique, l'autre radiale (Figure II.3-19 D).



**Figure II.3-19 : Réponses structurales à une surcharge différentielle. (A) Stade initial, (B) Subsidence différentielle de la couverture (mouvements verticaux) et (C) étalement gravitaire (Vendeville, 2005). (D) Étalement gravitaire radial d'un lobe sédimentaire semi-circulaire. L'étalement radial produit deux familles de failles (CF : Failles concentriques et RF : Failles radiales) (modifié d'après Gaullier et Vendeville, 2005).**

Dans notre modèle, la famille de grabens radiaux est mieux exprimée que la famille de grabens concentriques (Figure II.3-20 A et B). Ces structures multidirectionnelles (grabens et diapirs) individualisent des mini-bassins polygonaux (Figure II.3-20), comparables à des plaques de couverture sédimentaire "dérivant" sur une couche de sel.

Les structures compressives en partie distale sont caractérisées par la formation :

- d'un bourrelet de silicone contre le butoir distal (Figure II.3-19 B et Figure II.3-20 A)
- de plis et de chevauchements (Figure II.3-20 C)
- de diapirs pincés (*pinched diapir*, Figure II.3-20 C)



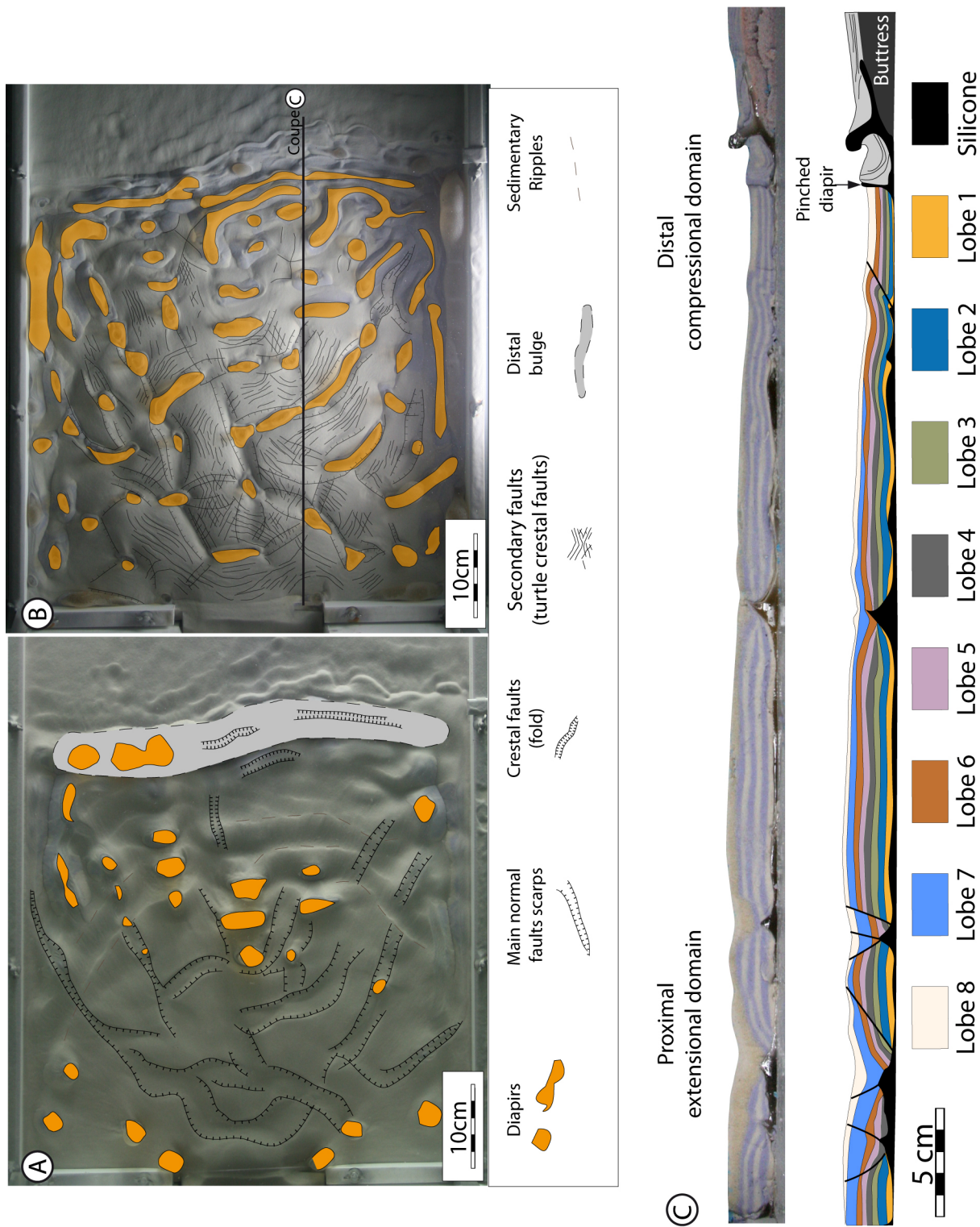


Figure II.3-20 : Vue en carte et analyse structurale de l'expérience après le dépôt du huitième lobe. (A) Stade précoce et (B) stade mature. (C) Photographie et interprétation d'une coupe longitudinale (voir B pour la localisation).

Après le dépôt des huit premiers lobes turbiditiques, le modèle évolue sans sédimentation pendant environ 17 heures, jusqu'à l'obtention d'un stade mature pour lequel la silicone a quasiment été totalement expulsée (Figure II.3-20 B et C). Le schéma structural obtenu après cette période de maturation est plus complexe qu'au stade précoce (Figure II.3-20 A et B).

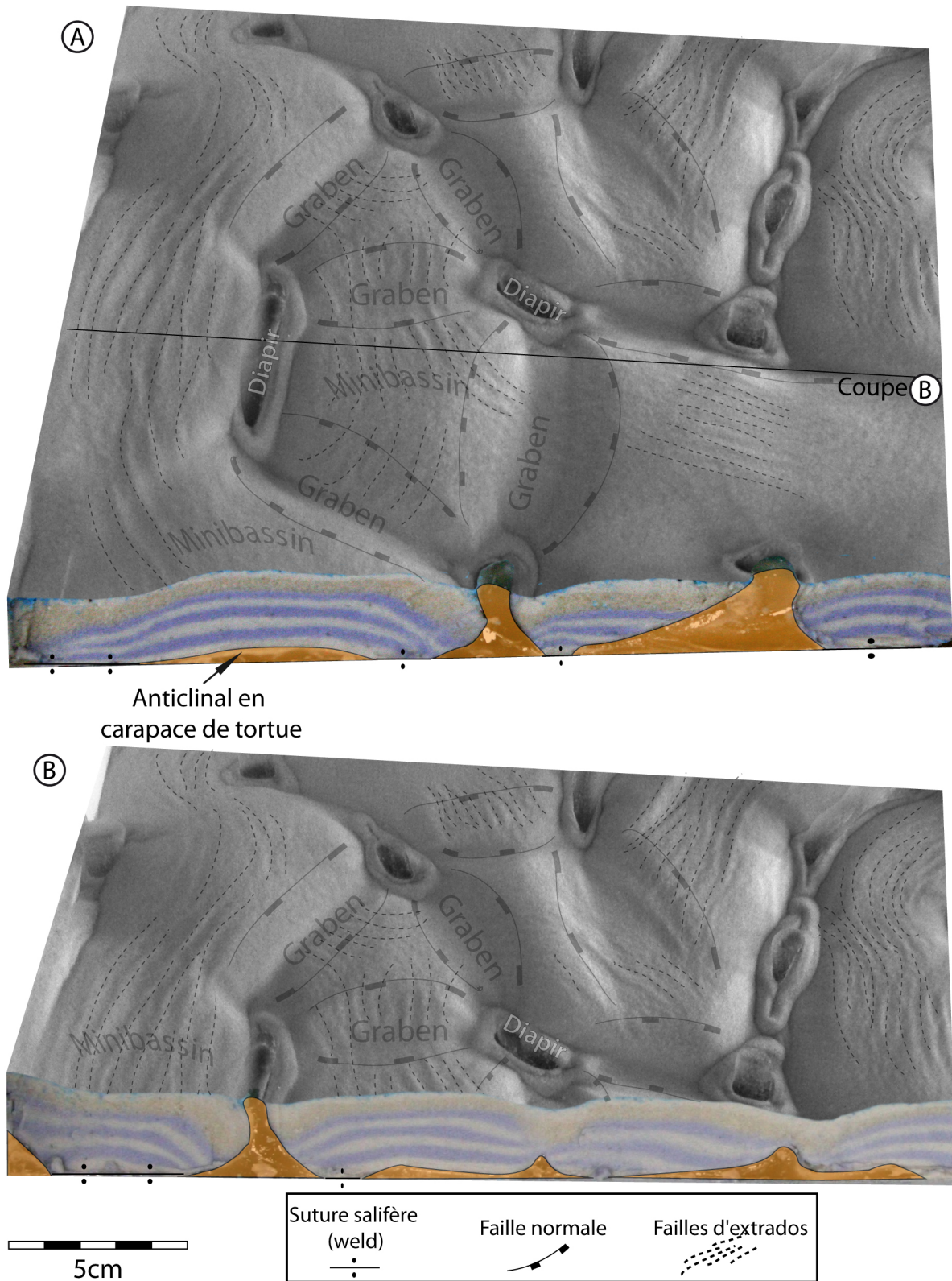


Figure II.3-21 : Blocs-diagrammes (vue latérale et coupes transversale) de la partie proximale du modèle, montrant les mini-bassins inversés au stade mature de l'expérience (Figure II.3-20 B). La coupe (A) est sur la bordure du chenal, la coupe (B) au centre. Le chenal est situé à gauche des photographies.

La Figure II.3-21 rend compte des relations entre déformations internes et déformations de surface. On observe que la plupart des mini-bassins délimités par des grabens et diapirs de sel se trouvent inversés pour former des anticlinaux en carapace de tortue (Figure II.3-21). La formation de ce type de structure a été décrit par Vendeville et Jackson (1992b) (Figure II.3-22).

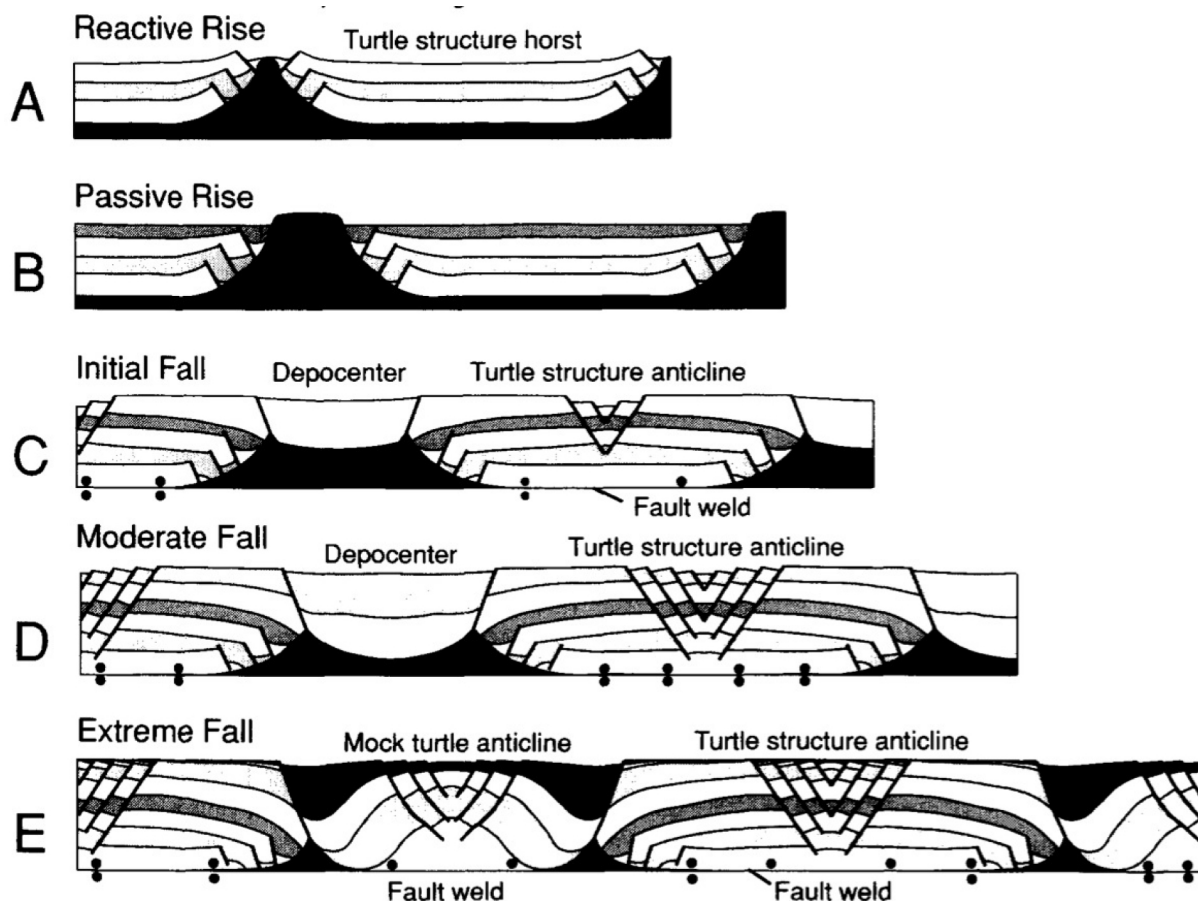


Figure II.3-22 : Schéma récapitulant les phases de croissance puis décroissance diapirique synsédimentaires. Trois types de structures extensives en carapace de tortue se forment successivement : les carapaces de tortue en horst, les carapaces de tortues anticlinales et les sub-carapaces de tortue anticlinales (notez la formation de failles extensives à l'extrados des carapaces) (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992b).

### II.3.2.3 Evolution structurale du modèle

Les mini-bassins initialement formés par extension de la couverture et individualisés par le diapirisme réactif montrent dans un premier temps une géométrie en carapace de tortue en horst (Figure II.3-22 A). A mesure que le système s'étend (Figure II.3-22 B) et que le diapirisme passif consomme le sel sous-jacent ; les dépo-centres (mini-bassins) jouxtant les rides de sel à croissance passive, subsident alors progressivement jusqu'à atteindre la base du sel pour former une cicatrice salifère (notée *fault weld*, Figure II.3-22 C). A ce stade, le centre du mini-bassin stoppe sa subsidence, tandis qu'elle se poursuit au niveau des flancs des diapirs. On assiste alors

au “dépliage” du mini-bassin qui s’inverse en anticlinal en carapace de tortue (*turtle structure anticline*, Figure II.3-22 C à E). En se dépliant, toute une série de failles normales accommode la tension à l’extrados de l’anticlinale.

Dans notre modèle, l’extrados de ces structures est parcouru par de nombreuses failles sommitales, ces dernières s’expriment en surface sous la forme de micro escarpements (surlignés par les lignes en pointillé, Figure II.3-21), en revanche, du fait de leur faible rejet verticale, il est difficile de les observer en coupe. L’orientation en carte des ces failles d’extrados ne semble pas obéir aux directions régionales des contraintes extensives induites par l’étalement gravitaire (Figure II.3-20 B et Figure II.3-21). En revanche, il est probable que leurs directions structurales soient contrôlées par la forme du mini-bassin. En effet, d’après le schéma structural (Figure II.3-20 B et Figure II.3-21), il semble que les failles sommitales des anticlinaux en carapace de tortue se forment selon l’axe d’allongement des mini-bassins, les mini-bassins se dépliant selon ce même axe (Figure II.3-23).

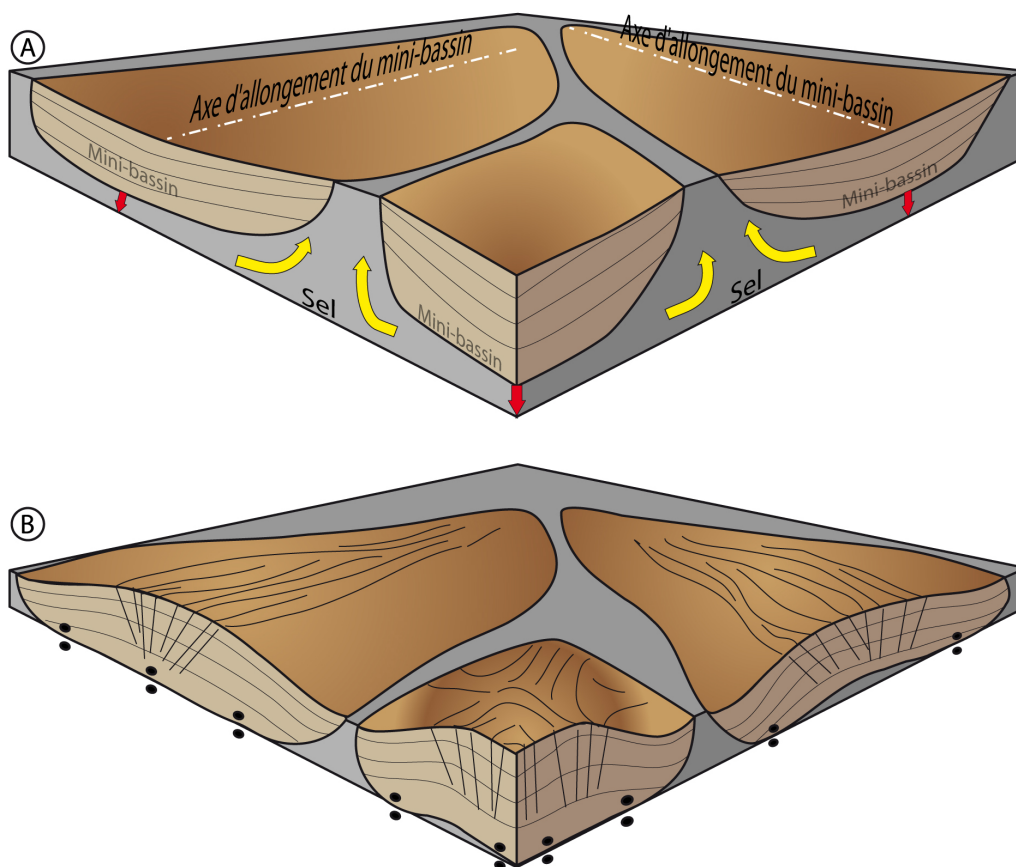


Figure II.3-23 : Schéma explicatif de la formation des failles sommitales à l’extrados des anticlinaux en carapace de tortue. La direction de ces structures est contrôlée par l’axe de dépliement du minibassin correspondant à l’axe d’allongement.

De la même manière que l'étude expérimentale de Gaullier et Vendeville (2005) conduite avec la technique classique utilisant du sable sec et de la silicone pour la modélisation structurale des provinces salifères (Weijermars *et al.*, 1993b); notre dispositif expérimental est capable de recréer des systèmes de mini-bassins polygonaux par l'étalement gravitaire radial d'un lobe sédimentaire surchargeant différenciellement une couche de sel mobile.

## **ANNEXE 2 : ARTICLE**

Le dispositif tectono-stratigraphique, la procédure expérimentale et les résultats de l'expérience présentée ci-dessus ont été synthétisés dans l'article présenté ci-après. L'article tel qu'il est présenté requiert quelques modifications en vue d'une soumission à la revue de La *Geological Society of America* : *Geology*.

# Physical modeling of sand lobe deposition and their deformation above salt.

Nicolas C. Sellier<sup>1</sup> and Bruno C. Vendeville<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire Géosystèmes, FRE 3298 CNRS, Université de Lille Nord de France, USTL - UFR des Sciences de la Terre- SN5-59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX, nicolas.sellier@ed.univ-lille1.fr

## INTRODUCTION

Sand lobe deposition as well as their deformation by gravity-driven salt tectonics has been the topic of two radically different experimental approaches.

### Stratigraphic modeling

On one hand, stratigraphic modelers (*i.e.* flume experiment) focus on transport and/or deposition of turbidity current. The devices used for simulate density current allows either (1) the study of confined turbidity current in narrow channel-tank (2D approach) (Middleton et Neal, 1989 ; Garcia, 1994 ; Parsons et Garcia, 1998 ; Bursik et Woods, 2000 ; McCaffrey *et al.*, 2003 ; Lamb *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2005 ; Choux *et al.*, 2005) or (2) the study of unconfined spreading flows within T-tank device (3D approach) (Kneller, 1995 ; Ouchi *et al.*, 1995 ; Imran *et al.*, 2002a ; Parsons *et al.*, 2002 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Toniolo *et al.*, 2004 ; Mohrig *et al.*, 2005a ; Violet *et al.*, 2005 ; Keevil *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2006 ; Straub *et al.*, 2008a). Numerous confined flow experiments carried out in channel-tank focus mainly on current behavior (Garcia, 1994 ; Parsons et Garcia, 1998 ; McCaffrey *et al.*, 2003 ; Baas *et al.*, 2005 ; Choux *et al.*, 2005). Baas *et al.* (2005) investigate the coupling between turbulence structure and suspended sediment distribution within low-density experimental turbidity current and propose a model that may explain the formation of lamination and banding in natural turbidites. Mc Caffrey *et al.* (2003) described the spatio-temporal evolution of experimental flow by measuring the

velocity, concentration and grain-size variation at various locations in the flume. They inferred the existence of an upward flux of coarse particles from the head, which settle subsequently into the body. McCaffrey *et al.* (2003) thought that this phenomenon might be able to produce coarse tail grading at natural scale. Other works tested the effect of sediment concentration (Choux *et al.*, 2005) or the impact of the use of poorly sorted sediment (Garcia, 1994) onto the flow behavior. In such channel set-up, only few works focused on the deposition of experimental turbidity current. Two decades ago, Middleton and Neal (1989) have measured the thickness of several experimental turbidity current deposits after varying flow geometry, sediment composition and concentration. Bursiks and Woods (2000) produce experimental deposits that thin exponentially with distance in a channel. Moreover, by placing some obstacles in the channel, they test the effect of topography and variation in channel width onto the depositional pattern as well as on the flow characteristics. More recently, Lamb *et al.* (2004) investigate the relationship between the flow dynamic of turbidity currents and the stratigraphic architecture of their deposits in an intraslope minibasin analogous to those found on the continental slope of the gulf of Mexico (Diegel *et al.*, 1995). For their experiment, either surging or continuous turbidity currents filled the bowl-shaped minibasin. They determine that surging currents produced deposits that are more ponded than beds created by continuous flows. Nevertheless their study did not take in

account the vertical movement due to the sinking of the minibasin into salt.

In 1981, Luthi propose an experiment simulating the deposition of unconfined turbidity current in a T-tank device (Luthi, 1981). Since this preliminary study, numerous works carried out in T-tank device are dedicated to the study of the turbidity currents deposition (Kneller, 1995 ; Parsons *et al.*, 2002 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Violet *et al.*, 2005). Besides, some works carried out in T-tank devices, are designed for studying self channelization onto an erodible substratum (Imran *et al.*, 2002a ; Métivier *et al.*, 2005 ; Yu *et al.*, 2006), flow structure in a prefabricated sinuous channel (Keevil *et al.*, 2006), channel-levee growth into a pre-existing straight channel (Mohrig *et al.*, 2005a) and the evolution of a sinuous channel built by sedimentation as well as the interactions of turbidity currents with the topography (Straub *et al.*, 2008a). But most of the experiments focusing on the deposition of turbidity currents examine the shape of the deposited bodies by varying flow characteristics. Al-Ja'aidi *et al.* (2004) change the initial volume, density or grain-sized distribution in order to test the efficiency of the turbidity currents and effect upon deposit geometry. Baas *et al.* (2004) performed experiments in order to study the flow properties and depositional characteristics of high-density turbidity currents. Their study focused on the depositional processes, the geometry of sediment bodies, their vertical and horizontal sequences of sedimentary structures and the grain-size distribution. They successfully produced lobes with distinct fan shapes (varying from circular to elongate) with proximal channel-levee. They demonstrated that structureless sediments filled the channel and the lobe's centre, whereas levee bodies and lobe fringe were laminated (Baas *et al.*, 2004). Parsons *et al.* (2002) constructed a facility capable of producing multi-bedded deposits from experimental turbidity currents. The experimental set-up was designed to produce stacking of several millimeter-thick lobes constituting a realistic fan system. Their results display how one depositional lobe location was abandoned, while an another one formed

laterally owing to a lobe switching process. Whereas Lamb *et al.* (2004) studied the filling of an intraslope minibasin in a 2D approach without subsidence. Violet *et al.* (2005) work on the same topic, but they simulated the turbidity current deposition in a 3D subsiding basin by testing three kinds of scaled turbidity currents (continuous, small and large pulse). Their approach tends to understand the process of deposition in a minibasin, which is not observable directly on the field. According to Violet *et al.* (2005) this scaled experiment provides a reasonable analog to the process expected in nature, as suggested by similarities observed between seismic data and the experiment cross sections. Nevertheless, they denote that experimental turbidity currents are more depositional in the proximal region than deposits observed in the minibasin of the Trinity intra-slope System along the Gulf of Mexico continental slope (Violet *et al.*, 2005).

### **Tectonic modeling**

The deformation of sand wedges above a mobile substratum has been investigated experimentally since the first half of the 20th century. According to McKee and Goldberg (1969), Kindle (1917) supposed that differential loading is responsible for the formation of mud diapirs in the Mississippi River and test its hypothesis experimentally. Later, some authors focusing on deformation of "soft-rock" and their overburden (Rettger, 1935 ; McKEE et Goldberg, 1969) built more elaborate models. Rettger (1935) test the differential loading effects of a sand wedge deposited onto a thick layer of laminated clay in an underwater tank. He successfully produces extensional structure (listric normal faults), and compressional structures (overturned folds and thickening) with a strike parallel to the toe of the wedge (Rettger, 1935). McKee and Goldberg (1969) published a set of fifteen experiments with the aim to investigate the formation of contorted structures by differential loading in mud. Some of them are an attempt to simulate the progradation of a steep sand-delta (fore sets dipping at 30°) onto a surface of laminated mud. The load of the mobile layer produce fold and thrust in the laminated mud sequence (McKEE et



Goldberg, 1969). Nonetheless these works are not dedicated to study salt-related deformations induced by differential loading. More recently, numerous workers have produced scaled physical models for simulate salt response to differential loading above a mobile salt layer (Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b ; McClay *et al.*, 1998 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2009). Their models used scaled materials that simulate the both rheologies encountered in salt provinces (Weijermars *et al.*, 1993a). On the one hand, a level of viscous silicone simulates the viscous halite layer; on the other hand, this mobile layer is overlain by a dry sand overburden, a material that obeys to the Mohr-Coulomb criterion of failure and which is well suited to model non-evaporitic rock behavior in the upper few kilometers of the continental crust (Krantz, 1991 ; Schellart, 2000). Szatmari *et al.* (1996) used this kind of scaled physical model in order to better constrain the formation of a gigantic (300 km long) landward-dipping listric fault in the Santos basin (South Atlantic, Brazil). Whereas, in this region, the horizontal base of the salt did not allows the oceanward gliding as a mechanism for the formation of this giant fault (Szatmari *et al.*, 1996). Szatmari *et al.* (1996) designed a model that simulate the triggering of salt spreading in response to the differential loading insure by a prograding and aggrading wedge deposited above the ductile layer. An excellent match between geophysical data and the model confirm their initial hypothesis that this huge counter-regional fault formed as the result of the horizontal oceanward flow of the mobile salt trigger by the differential load due to the prograding wedge (Szatmari *et al.*, 1996). However, this study focus mainly on the upslope part of the margin (extensional domain), therefore, because salt is free to spread basinward (model unconfined downslope), what happened at the salt basin edge, was not simulate. Ge *et al.* (1997a) have produced physical models that illustrate the importance of progradation and differential loading as a mechanism for the initiation of salt-related deformation as well as the formation of allochthonous salt sheet. Even if regional extension and contraction were not

simulated, their experiments illustrate the process of differential overburden subsidence induced by the sediment wedge differential loading. Experimental results are supported by natural examples restorations and indicate that progradation alone can initiate salt anticlines at the progradation front, these structures can eventually evolve into salt walls, stocks, glaciers only by the interplay between sedimentation loading and consecutive lateral salt flow (Ge *et al.*, 1997a ; Ge *et al.*, 1997b). McClay *et al.* (1998) were the first to have successfully produced the synchronous formation of upslope graben systems with downslope fold-thrust belts in response to the deposition of progradational sand wedges onto a ductile substratum. However, the aim of the study is to simulate deformation of a progradational wedge above overpressured pro-delta shales, and according to the authors, the overpressured shale behavior is not directly simulated here (McClay *et al.*, 1998). Furthermore, the mechanisms that drive salt-related deformation induced by progradation are not described. On the basis of conceptual reasoning and results from physical models, Vendeville (2005) has described the mechanical and kinematic characteristics of sediment wedge spreading seaward above a viscous evaporitic layer. He argues that regional bathymetric slope can trigger gravity spreading and thereby drive vigorous salt tectonic (Vendeville, 2005). As a consequence, gravity spreading is thought to be the main mechanism that drive long term salt tectonics, especially in area where crustal flexure due to sediment loading create a landward dipping slope (e.g., Gulf of Mexico, Santos Basin), preventing the overburden from any basinward gravity gliding. Typically, gravity spreading is accommodated by proximal extension associated to diapiric rise, a midslope translation, and at the salt basin toe, a distal compression (Vendeville, 2005). This previous experiments (Szatmari *et al.*, 1996 ; McClay *et al.*, 1998 ; Vendeville, 2005) investigate the effect of gravity spreading in response to the progradation of a sediment wedge having a straight depositional front. In a sister study from Vendeville (2005) (Gaullier et Vendeville, 2005), the gravity driven

spreading of semi-circular lobes is simulated experimentally. Results indicate that a lobe deposited above mobile evaporites with a curved depositional front, deform gravitationally by radial spreading. As a consequence, radial spreading form two families of faults in the salt overburden: a concentric and a radial trend. The faults can eventually evolve into piercing salt-ridges and both families individualize a network of polygonal subsiding depocenters (Gauillier et Vendeville, 2005).

This experimental approach is strictly tectonically oriented; as a consequence, the physical processes by which the sediments are transported and deposited were not truly modeling using this technique. The aim of this study is to present a new experimental set-up that combines both approaches presented hereinbefore.

## **EXPERIMENTAL DESIGN AND PROCEDURE**

The experiment presented hereafter was carried out in a tectono-stratigraphic tank specially devised for modeling turbiditic transport and deposition as well as salt related deformations (Fig. 1). The set-up comprises one channel connected to a main under-water tank 130 cm long and 65 cm wide filled with 40 cm of water. At the mouth of the channel a 117 long and 55 cm wide deformation box is placed on the bottom of the main tank. The base of the deformation box can be filled with various substratum either rigid (e.g., sand) or viscous (e.g., silicone polymer simulating mobile halite). The set-up allows testing various shapes of salt bodies from salt stock to salt tongue. In the experiment describe below, deformation box is filled in its proximal half with a 2cm thick viscous SGM36 substratum (at the channel mouth) and a rigid one in the distal part (Fig. 1).

The deposition of sand lobes onto the deformation box substratum is triggered from the channel toward the main tank using a container filled with a mixture of fine-grained sand and water kept in suspension with a stirrer (Fig. 1). The

flows are released by opening a valve at the base of the container, passed at the channel mouth through a box filled with Styrofoam flake for reduce the current inertia and strong mixing between ambient fluid and current (Parsons *et al.*, 2002) as well as avoid deflection against the main tank side glass wall while the current spreading on the basin floor. The suspension released in the tank is obtained by adding very fine sand to water to give an initial concentration of 10% by volume. Sand grain size used for each flow is comprised between 63 to 200  $\mu\text{m}$  with a  $D_{50}=91 \mu\text{m}$ . Each surge deposited onto the weak proximal substratum spread with a mean velocity ranging between 21  $\text{cm.s}^{-1}$  at the channel mouth and 9,8  $\text{cm.s}^{-1}$  onto the rigid distal part of the deformation box (Fig. 2). Thus, particles settling onto the weak silicone polymer substratum is fast, deposition take a few seconds. We proceed to 8 turbiditic surges in order to test whether deposition of the lobes could trigger spontaneous gravitational deformation of the viscous substratum by gravity spreading.

## **RESULTS**

The dynamics of the experimental flows leads to differential deposition. Each lobe is thick in the proximal area, and thins progressively toward the distal area (Fig. 3). As described by previous experimental works (Luthi, 1981 ; Middleton et Neal, 1989 ; Alexander et Morris, 1994 ; Kneller, 1995 ; Parsons *et al.*, 2002 ; Al-Ja'aidi *et al.*, 2004 ; Amy *et al.*, 2004 ; Baas *et al.*, 2004 ; Sequeiros *et al.*, 2009), thicknesses of an individual wedge thinned out basinward, from about 5 mm at the channel mouth to sub-millemetric thickness in the distal part. Then successive turbiditic episodes formed a fan, which display a very gentle bathymetric slope as shown by the undeformed cross section shown on figure 3. Slope was even gentler past deposition of the first turbiditic events (e.g., less than  $0,5^\circ$  after deposition of the second lobe for the experiment presented in figure 4). In map view, the fans displayed a semi-circular shape on the basin floor.

Surprisingly, despite the very gentle surficial slope and the ensuing low differential loading (Fig. 4), the salt's response was fast and swift. The low regional bathymetric slope (approximately  $0,75^\circ$ ) is still sufficient to trigger gravitational spreading and collapse of the entire edifice after deposition of the third turbiditic event (2 hours after the beginning of the experiment). Figure 4a shows a final top view of the experimental fan, built after deposition of 8 lobes. The deformations observed are symptomatic of a semi-circular fan that deformed above a tabular viscous salt layer with a flat base by gravity spreading (Gauillier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005). Because of the subcircular planform of the sedimentary fan, spreading was radially oriented. As a consequence, radial extension in the proximal area is accommodated by multidirectional grabens and their associated underlying salt ridges that can eventually evolved into piercing diapirs (Fig. 4a and b). As pointed out by (Gauillier et Vendeville, 2005) two structural trends are observed, *i.e.* a family of concentric grabens and a radial one (Fig. 4a and b). These multidirectional grabens and their associated diapiric ridges individualize polygonal minibasins (Fig. 4c). At the distal salt basin's edge, proximal extension is accommodated by shortening. As described by (Vendeville, 2005) distal contraction structures are characterized by a salt inflation or bulge (fig. 4a), buckle folding (Fig. 4c) thrusting (Fig. 4c) and squeezed diapirs (Fig. 4c).

After deposition of the eighth turbiditic lobe (Fig. 4a), the model was left to mature for 17 hours without any sediment release (Fig. 4b). A side view at this stage (Fig. 5) exhibits a more complex structural style. Most of minibasins bounded by grabens and salt diapirs inverted and became turtle-structure anticlines with numerous crestal grabens. It is interesting to note that direction of the crestal grabens onto the top of the minibasins (Fig. 4b and Fig. 5) was not controlled by regional direction of extension and shortening, but by the respective cross-sectional shape at the base of each polygonal minibasin.

## CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

This new experimental approach demonstrates and validates the concept that even low gravitational instabilities, due to the differential loading of a sedimentary fan deposited onto a mobile salt layer, can trigger deformation by gravity spreading (Gauillier et Vendeville, 2005 ; Vendeville, 2005). Furthermore, the capacity of the device to produce very gentle surface slope owing to the experimental deposition of turbidity currents demonstrates that even very gentle slope ( $0,75^\circ$ ) are enough to trigger gravity spreading of the a sedimentary wedge onto weak substratum. Furthermore, the deposits and their deformations proceeded in the tank could be considered at two different scales. A local scale, each lobe deposited could be an analogous to a sand lobe, hence a small-scale feature that is internally deformed above a salt-tongue. Or, at the margin scale, the experimental lobe could be analogous to a bigger edifice, in this case the depositional set-up can be regarded as a technique to produce low-angle 3-D sediments wedge that have a very low differential loading.

The set-up presented hereinbefore is a preliminary experiment carried out in a prototype. The results constitute an overview of what could be done in a greater tank.

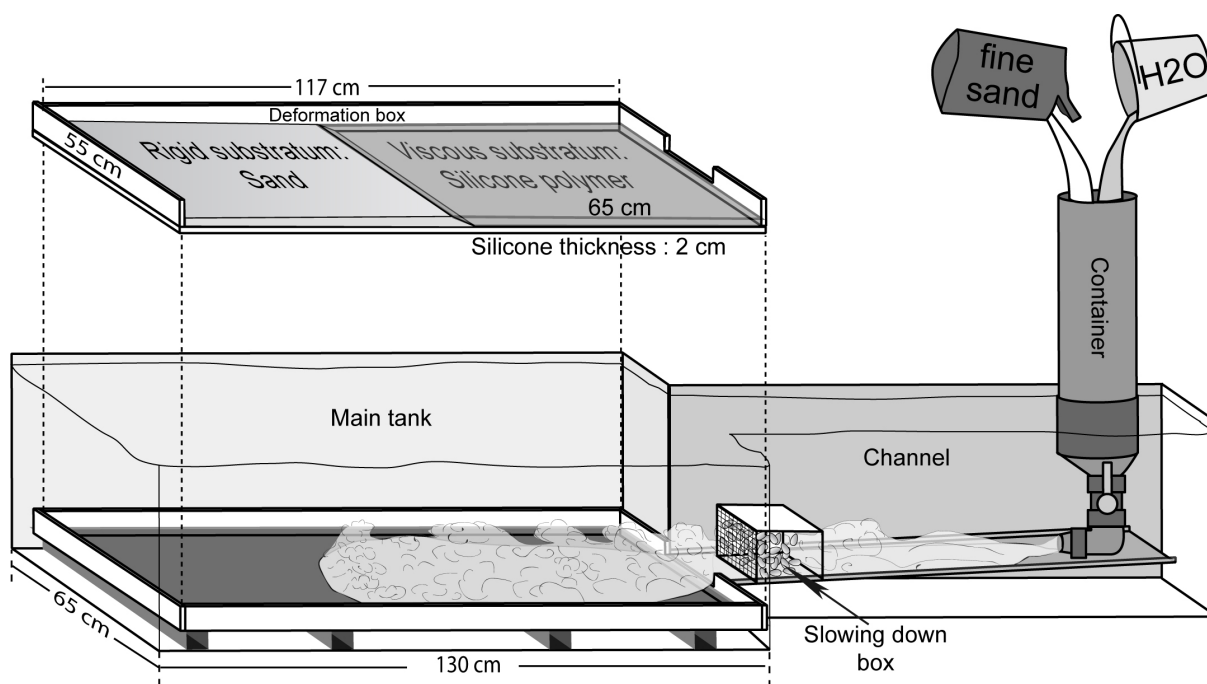
## REFERENCES CITED

- Al-Ja'aidi, O., McCaffrey, W., and Kneller, B., 2004, Factors influencing the deposit geometry of experimental turbidity currents: implications for sand body architecture in confined basins: Geological Society London Special Publications, v. 222, p. 45–58.
- Alexander, J., and Morris, S., 1994, Observations on experimental, nonchannelized high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles: Journal of sedimentary Research, v. A64, p. 899-909.
- Amy, McCaffrey, W., and Kneller, B., 2004, The influence of a lateral basin-

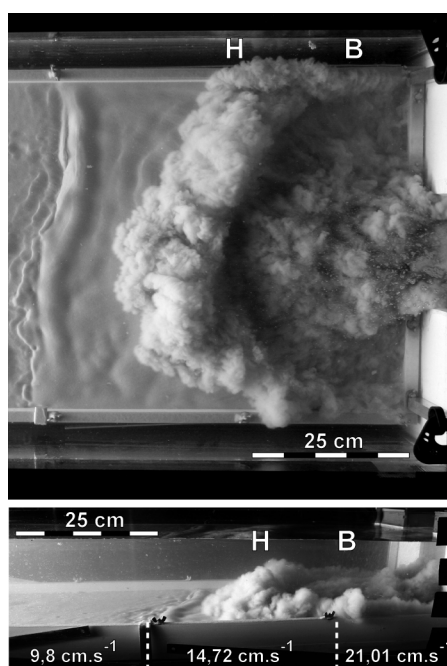
- slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents: Geological Society London Special Publications, v. 221, p. 311-330.
- Baas, J., McCaffrey, W., Haughton, P., and Choux, C., 2005, Coupling between suspended sediment distribution and turbulence structure in a laboratory turbidity current: *Journal Of Geophysical Research*, v. 110, p. C11015.
- Baas, J., Van Kesteren, W., and Postma, G., 2004, Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture: *Sedimentology*, v. 51, p. 1053-1088.
- Bursik, M., and Woods, A., 2000, The effects of topography on sedimentation from particle-laden turbulent density currents: *Journal of sedimentary Research*, v. 70, p. 53.
- Choux, C., Baas, J., McCaffrey, W., and Haughton, P., 2005, Comparison of spatio-temporal evolution of experimental particulate gravity flows at two different initial concentrations, based on velocity, grain size and density data: *Sedimentary Geology*, v. 179, p. 49-69.
- Diegel, Karlo, J., Schuster, Shoup, and Tauvers, 1995, Chapter 6-Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin: *AAPG Memoir*, v. 65, p. 109-151.
- Garcia, M., 1994, Depositional turbidity currents laden with poorly sorted sediment: *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 120, p. 1240-1263.
- Gaullier, V., and Vendeville, B., 2005, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II—Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 1081-1089.
- Ge, H., Jackson, M., and Vendeville, B., 1997a, Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 398.
- Ge, H., Jackson, M., Vendeville, B., Maler, M., and Handschy, J., 1997b, Deformation of prograding wedges over a ductile layer—applications of physical models to geologic examples: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 47, p. 177-184.
- Imran, J., Parker, G., and Harff, P., 2002, Experiments on incipient channelization of submarine fans *Expériences sur la formation de chenaux dans les deltas sous-marins: Journal of Hydraulic Research*, v. 40, p. 21.
- Keevil, Peakall, J., Best, J., and Amos, K., 2006, Flow structure in sinuous submarine channels: Velocity and turbulence structure of an experimental submarine channel: *Marine Geology*, v. 229, p. 241-257.
- Kneller, B., 1995, Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction: *Geological Society London Special Publications*, v. 94, p. 31.
- Krantz, R., 1991, Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures: *Tectonophysics*, v. 188, p. 203-207.
- Lamb, M., Hickson, T., Marr, J., Sheets, B., Paola, C., and Parker, G., 2004, Surging versus continuous turbidity currents: flow dynamics and deposits in an experimental intraslope minibasin: *Journal of sedimentary Research*, v. 74, p. 148.
- Luthi, S., 1981, Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits: *Marine Geology*, v. 40, p. M59-M58.
- McCaffrey, W., Choux, C., Baas, J., and Haughton, P., 2003, Spatio-temporal evolution of velocity structure, concentration and grain-size stratification within experimental particulate gravity currents: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 851-860.
- McClay, K., Dooley, T., and Lewis, G., 1998, Analog modeling of progradational delta systems: *Geology*, v. 26, p. 771-774.
- McKee, E., and Goldberg, M., 1969, Experiments on formation of contorted structures in mud: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 231-244.

- Métivier, F., Lajeunesse, E., and Cacas, M.-C., 2005, Submarine canyons in the bathtub: *Journal of sedimentary Research*, v. 75, p. 6-11.
- Middleton, and Neal, 1989, Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 297-307.
- Mohrig, D., Straub, Buttles, J., and Pirmez, C., 2005, Controls on geometry and composition of a levee built by turbidity currents in a straight laboratory channel: *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2005*, p. 579-584.
- Ouchi, S., Ethridge, F., James, E., and Schumm, 1995, Experimental study of subaqueous fan development: *Geological Society London Special Publications*, v. 94, p. 13.
- Parsons, J., and Garcia, M., 1998, Similarity of gravity current fronts: *Physics of Fluids*, v. 10, p. 3209.
- Parsons, J., Schweller, W., Stelling, C., Southard, J., Lyons, W., and Grotzinger, J., 2002, A preliminary experimental study of turbidite fan deposits: *Journal of sedimentary Research*, v. 72, p. 619-628.
- Rettger, R., 1935, Experiments on soft-rock deformation: *AAPG Bulletin*, v. 19.
- Schellart, 2000, Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling: *Tectonophysics*, v. 324, p. 1-16.
- Sequeiros, O.E., Spinewine, B., Garcia, M., Beaubouef, R., Sun, T., and Parker, G., 2009, Experiments on Wedge-Shaped Deep Sea Sedimentary Deposits in Minibasins and/or on Channel Levees Emplaced by Turbidity Currents. Part I. Documentation of the Flow: *Journal of sedimentary Research*, v. 79, p. 593-607.
- Straub, Mohrig, D., Mcelroy, B., Buttles, J., and Pirmez, C., 2008, Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study: *Geol Soc America Bull*, v. 120, p. 368.
- Szatmari, P., Guerra, M., and Pequeno, M., 1996, Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil: *Geological Society London Special Publications*, v. 100, p. 259-264.
- Toniolo, H., Harff, P., Marr, J., and Paola, C., 2004, Experiments on reworking by successive unconfined subaqueous and subaerial muddy debris flows: *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 130, p. 38.
- Vendeville, B., 2005, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I--Mechanics and kinematics: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 1071-1079.
- Violet, J., Sheets, B., Pratson, L., Paola, C., Beaubouef, R., and Parker, G., 2005, Experiment on turbidity currents and their deposits in a model 3D subsiding minibasin: *Journal of sedimentary Research*, v. 75, p. 820.
- Weijermars, Jackson, M., and Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: *Tectonophysics*, v. 217, p. 143-174.
- Yu, B., Cantelli, A., Marr, J., Pirmez, C., O'Byrne, C., and Parker, G., 2006, Experiments on self-channelized subaqueous fans emplaced by turbidity currents and dilute mudflows: *Journal of sedimentary Research*, v. 76, p. 889.

**FIGURE CAPTIONS**



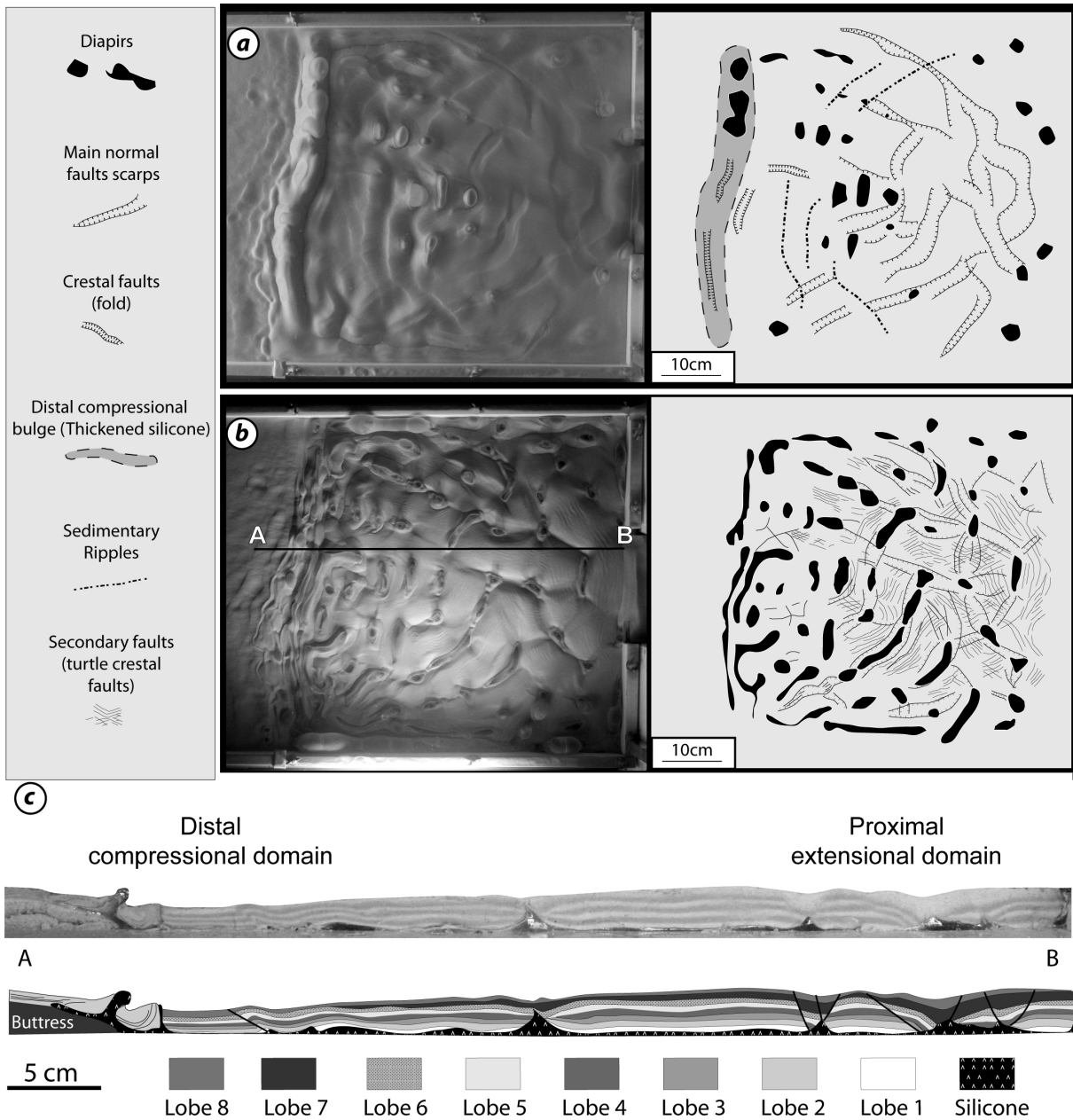
**Figure 1.** Side view of the tectono-stratigraphic modeling tank and set-up of the deformation box.



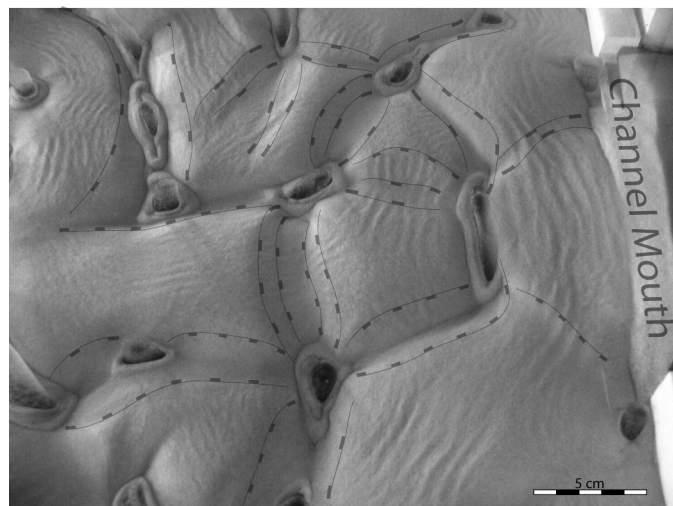
**Figure 2.** Top and side photographs of an experimental flow above a viscous salt-analogue substratum (right part of the deformation box). Note the Head (H) at the front of the current and its following body (B) and the mean velocities of the flows beneath the side view.



**Figure 3.** Regional cross section of an undeformed experimental fan built by 7 consecutive flows. Note the very gentle bathymetric slope (Vertical exaggeration X2).



**Figure 4.** Map view and structural analysis of the experiment after the deposition of 8 successive lobes. (a) Early and (b) final stage of deformation. (c) Photograph and line drawing of a regional cross section (see map view (b) for location).



**Figure 5.** Side view of the mature stage at the channel mouth showing the inverted minibasins and the numerous crestal grabens.



## II.4 Discussion, applications aux systèmes naturels

L'expérience présentée en section II.3.2 est comparable aux systèmes de mini-bassins reconnus dans des provinces salifères telles que :

- Le Golfe du Mexique (Diegel *et al.*, 1995) (Figure II.4-1) :

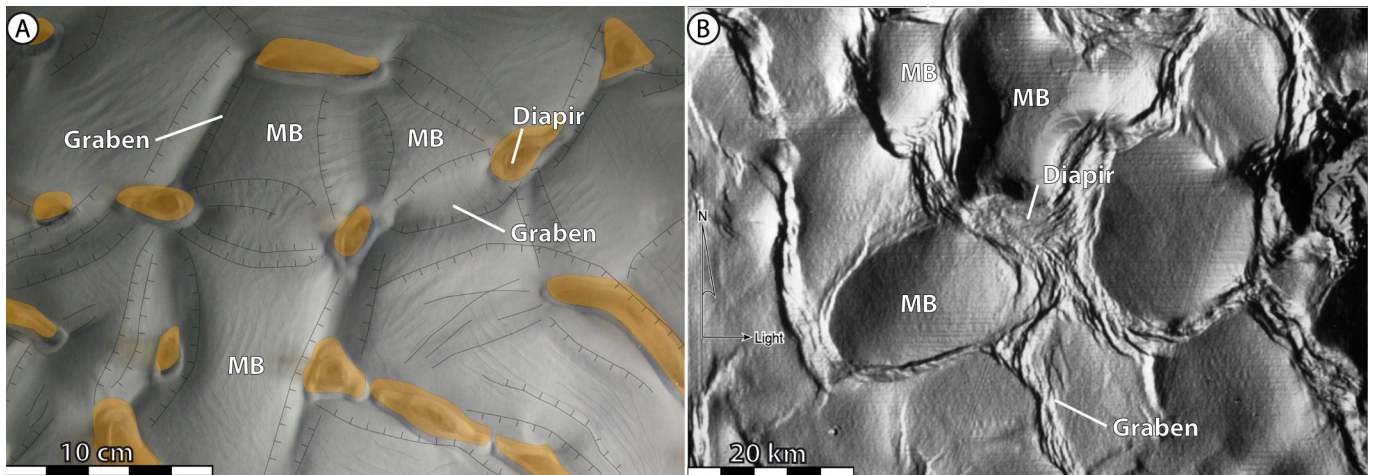


Figure II.4-1 : Comparaison des mini-bassins (A) expérimentaux et du (B) Golfe du Mexique (Rowan *et al.*, 1999 d'après Diegel *et al.*, 1995 ; modifié d'après Rowan *et al.*, 1999). Les mini-bassins (MB) sont entourés par des grabens sommitaux associées à des rides de sel pouvant éventuellement percer sous forme de diapirs.

Les fonds marins de la région septentrionale du Golfe du Mexique montre d'intenses déformations d'origine salifère. Ces structures bien exprimées sur la bathymétrie (Figure II.4-1) sont le résultat de l'étalement gravitaire de la couverture sédimentaire sur un vaste nappe de sel allochtone dérivée d'une couche mère autochtone d'âge Jurassique (Diegel *et al.*, 1995). L'étalement gravitaire multidirectionnel ainsi que l'avancé de la nappe de sel sont accommodés par la formation de mini-bassins polygonaux remplis par plus de 6 km de sédiments cenozoïques (MB ; Figure II.4-1 B). Ces mini-bassins sont entourés par un réseau de grabens sommitaux associés à des rides de sel pouvant éventuellement percer au niveau de diapirs affleurant à la surface (Figure II.4-1).

- Le bassin Pré-Caspien (Barde *et al.*, 2002 ; Volozh *et al.*, 2003) (Figure II.4-2) :

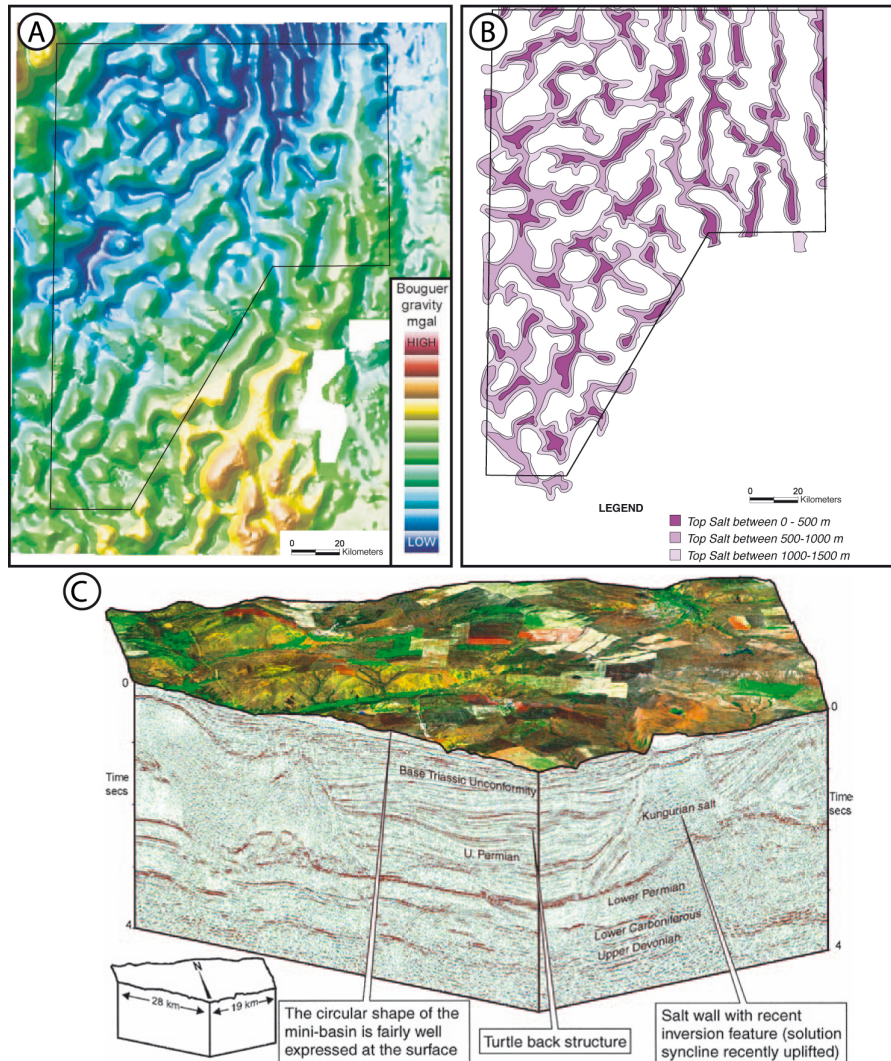


Figure II.4-2 : Système de mini-bassins du bassin Pré-Caspien dans la région de Temir (Kazakhstan), (A) Carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer, (B) carte des structures salifères. Les mini-bassins correspondent aux fortes anomalies de gravité, les rides de sel aux faibles anomalies. Les rides de sel forment un réseau complexe. (C) Vue en perspective de données topographiques (exagération verticale x 20) et sismiques montrant un mini-bassin inversé en carapace de tortue (modifié d'après Barde *et al.*, 2002).

Le bassin Pré-caspien présente également un système de mini-bassins s'étant développés sur du sel Permien inférieur (*Kungurien salt*) grâce aux apports détritiques syn-orogéniques Permo-Trias (jusqu'à 5000 m; Barde *et al.*, 2002). Sur une carte gravimétrique représentant les anomalies de Bouguer (Figure II.4-2 A), ces mini-bassins, également appelés dépressions interdômes (Schamel *et al.*, 1995 in : Barde *et al.*, 2002), se caractérisent par une anomalie gravitaire de Bouguer positive, tandis que les murs (ou rides) de sel montrent un réseau complexe d'anomalies négatives. Les données de sismique réflexion (Figure II.4-2 B et C) précisent la géométrie et l'organisation complexe des murs de sel Permien qui ceinturent et individualisent les mini-bassins. Ces rides de sel montrent deux directions structurales préférentielles (N 40-50° et N 120-

130°) correspondant vraisemblablement d'après Barde *et al.* (2002) à l'héritage de structures sous-salifères.

- Le bassin de Campos-Santos (Marge brésilienne; Demercian *et al.*, 1993) (Figure II.4-3) :

La carte du toit des évaporites mobiles dans les bassins de Campos et de Santos (Figure II.4-3 A) montrent une morphologie de ce sel aptien bosselée dans les domaines de bas de pente (Demercian *et al.*, 1993). Le long de cette portion de la marge brésilienne, cette zone forme une ceinture de 100 à 200 km de large où le sel s'organise en larges diapirs et rides affleurant à la surface des fonds marins (couleurs jaunes et rouges ; Figure II.4-3 A). Ces diapirs et murs de sel individualisent des dépressions (couleurs vertes à bleues ; Figure II.4-3 A) correspondant à l'emplacement de mini-bassins remplis de sédiments Crétacés et Tertiaires.

Les données sismiques montrent dans les régions plus amont de la marge (Figure II.4-3 B) des structures anticlinales en carapaces de tortue affectant les sédiments Crétacés (notés K ; Figure II.4-3 B) limité en amont et en aval par deux failles listriques de croissance s'enracinant dans un rouleau de sel (*salt roller* ; Demercian *et al.*, 1993). La géométrie de cette structure en carapace de tortue n'est pas sans rappeler celle produite expérimentalement dans notre dispositif (Figure II.4-3 C)

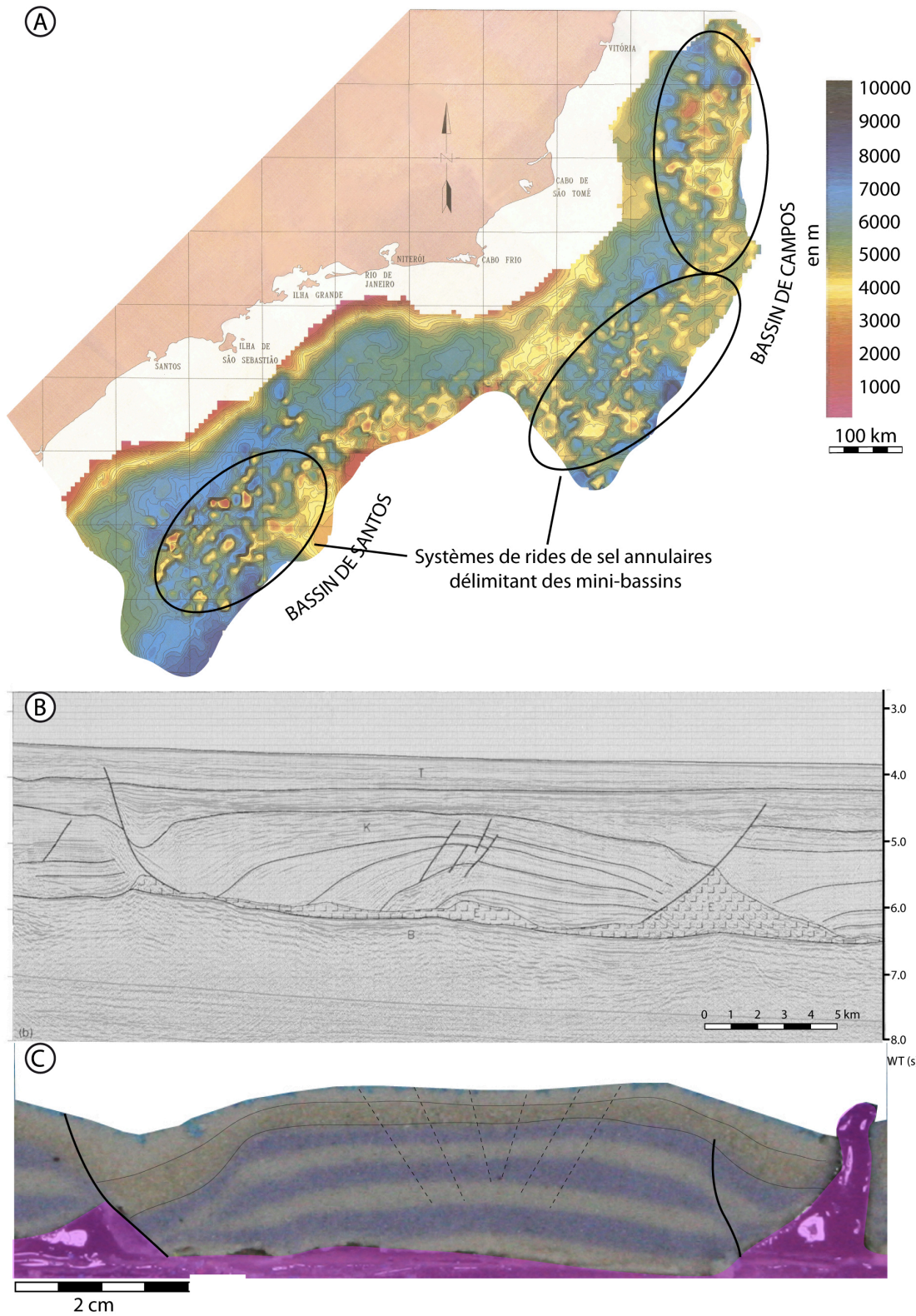
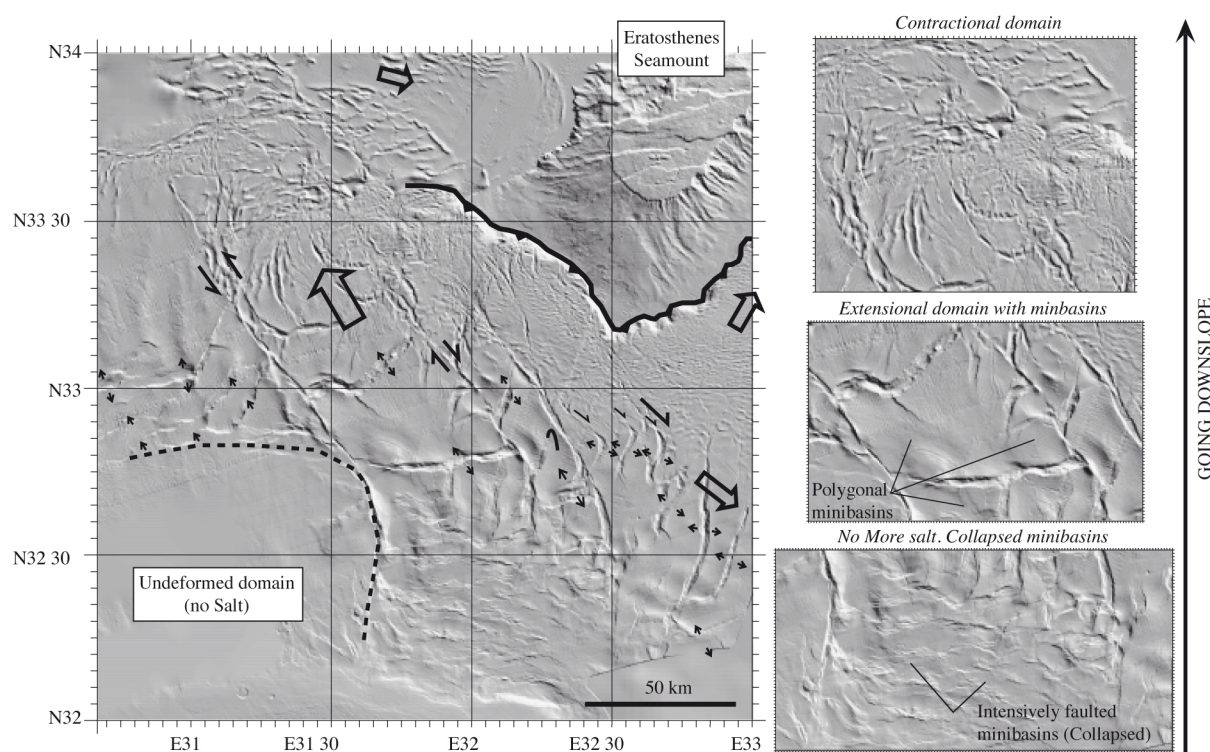


Figure II.4-3 : (A) Carte de la profondeur (en m) du toit des évaporites montrant la géométrie complexe du système de mini-bassins sur la marge brésilienne (bassins de Campos et Santos) (Demercian *et al.*, 1993). Comparaison entre un anticlinal en carapace de tortue dans le domaine extensif du (B) bassin de Campos et (B) du modèle expérimental (les failles d'extrados en pointillés ne sont pas observées, mais leur présence est supposée à partir des escarpement à la surface du modèle).

- L'éventail profond du Nil en Méditerranée Orientale (Gauquier *et al.*, 2000 ; Loncke, 2002 ; Loncke *et al.*, 2006) (Figure II.4-4) :



**Figure II.4-4 :** Morpho-bathymétrie de la province orientale de l'éventail profond du Nil montrant les caractéristiques structurales de la couverture cassante Plio-Quaternaire. Les grandes flèches indiquent les directions d'étalement de la couverture, les petites indiquent les mouvements locaux. (A) vue générale, (B) détail de la zone compressive en bas de pente, (C) détail des mini-bassins polygonaux à mi-pente et (D) détail de mini-bassins effondrés (carapaces de tortue) (Modifié d'après Loncke *et al.*, 2010).

Sur une carte bathymétrique de l'éventail profond du Nil, on observe également un système de mini-bassins dans la province orientale (fig). D'après Loncke *et al.* (2006 ; 2010), ces mini-bassins résultent du glissement et de l'étalement gravitaire radial de l'édifice détritique profond du Nil sur le sel mobile Messinien (Miocène supérieur). En haut de pente (Figure II.4-4), ces mini-bassins se caractérisent par une fracturation interne intense et sont limités par des failles normales à pendage régional (vers le bassin) ou contre-régional (vers le continent). Les données sismiques dans ce domaine amont montrent que le sel est considérablement aminci voire absent. L'intense fracturation interne de ces mini-bassins est donc liée à leur inversion en anticlinal en carapace de tortue lors du retrait quasi complet du sel Messinien (Loncke *et al.*, 2006 ; Loncke *et al.*, 2010). Ce style structural singulier lié à la présence de ces nombreuses failles sommitales faiblement espacées qui accommodent l'inversion des mini-bassins est comparable à la fracturation interne des mini-bassins de notre expérience (Figure II.3-23 p. 244). Vers les domaines à mi pente (Figure II.4-4), les mini-bassins intensivement fracturés laissent progressivement la place à des dépointes non-

fracturés de 50 km de large reposant sur du sel Messinien plus épais (200 à 400 m). Ces mini-bassins sont limités par des rides de sel sigmoïdes au sommet desquelles s'enracinent des grabens sommitaux (Loncke *et al.*, 2010). En bas de pente (Figure II.4-4), l'extension amont est accommodée par des plis de flambage ainsi qu'un escarpement de 400 m marquant la limite distale du bassin salifère au pied du Mont sous-marin Ératosthène (Loncke *et al.*, 2010).

A titre d'exemple, on peut également évoquer ici le bassin salifère de Nouvelle-Ecosse (Canada) (Figure II.3-5 ; Ings et Shimeld, 2006 ; Albertz et Beaumont, 2010 ; Albertz *et al.*, 2010). En effet, Albertz *et al.* (2010) décrivent dans la région la plus méridionale de la marge néo-écossaise (SSC, Figure II.4-5 A) un système de mini-bassins caractérisé par des diapirs de sel triasique de 8 à 10 km de large, individualisant des dépo-centres de 8 à 20 km (Figure II.4-5 B).

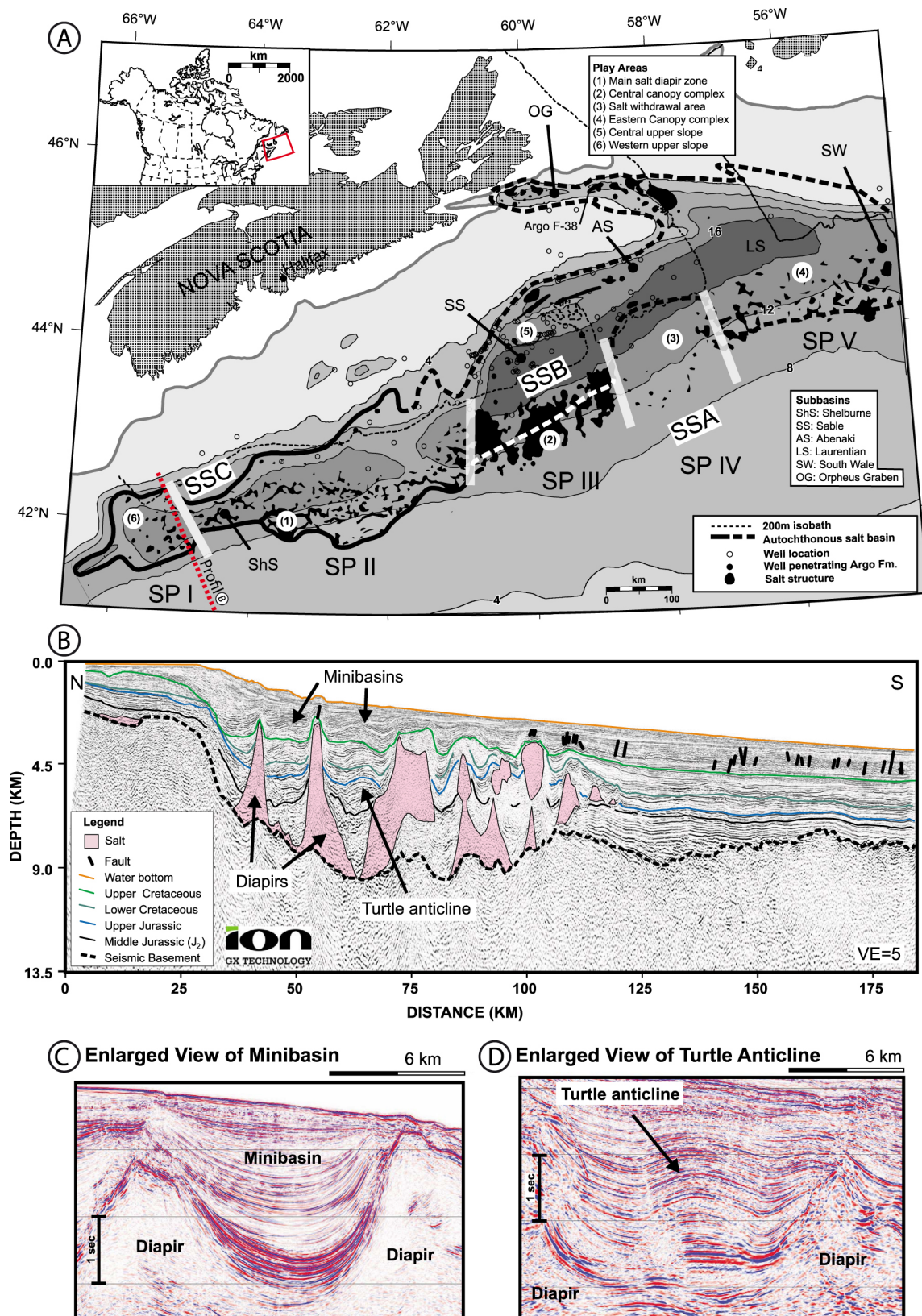


Figure II.4-5: Subdivision structurale de la marge néo-écossaise. (A) Carte montrant les trois styles structuraux : SSA : système de Roho avec biseau synsédimentaire, SSB : système de nappe de sel allochtone, SSC : système de mini-bassin. (B) Profil sismique régional montrant le système de mini-bassin de la région SSC (localisation en A). (C) Détail d'un mini-bassin juvénile. (D) Détail d'un mini-bassin mature inversé en anticlinal en carapace de tortues (modifié d'après Albertz *et al.*, 2010).

Les sédiments syntectoniques indiquent une croissance diapirique passive du Jurassique au Crétacé (Shimeld, 2004 in : Albertz *et al.*, 2010), l'épuisement de la couche

de sel stoppe la croissance des diapirs au Paléocène (Albertz *et al.*, 2010). Différents stades de maturité des mini-bassins sont observés, notamment avec la présence de dépocentres inversés en anticlinal en carapace de tortue (Figure II.4 5 A ; Albertz *et al.*, 2010).

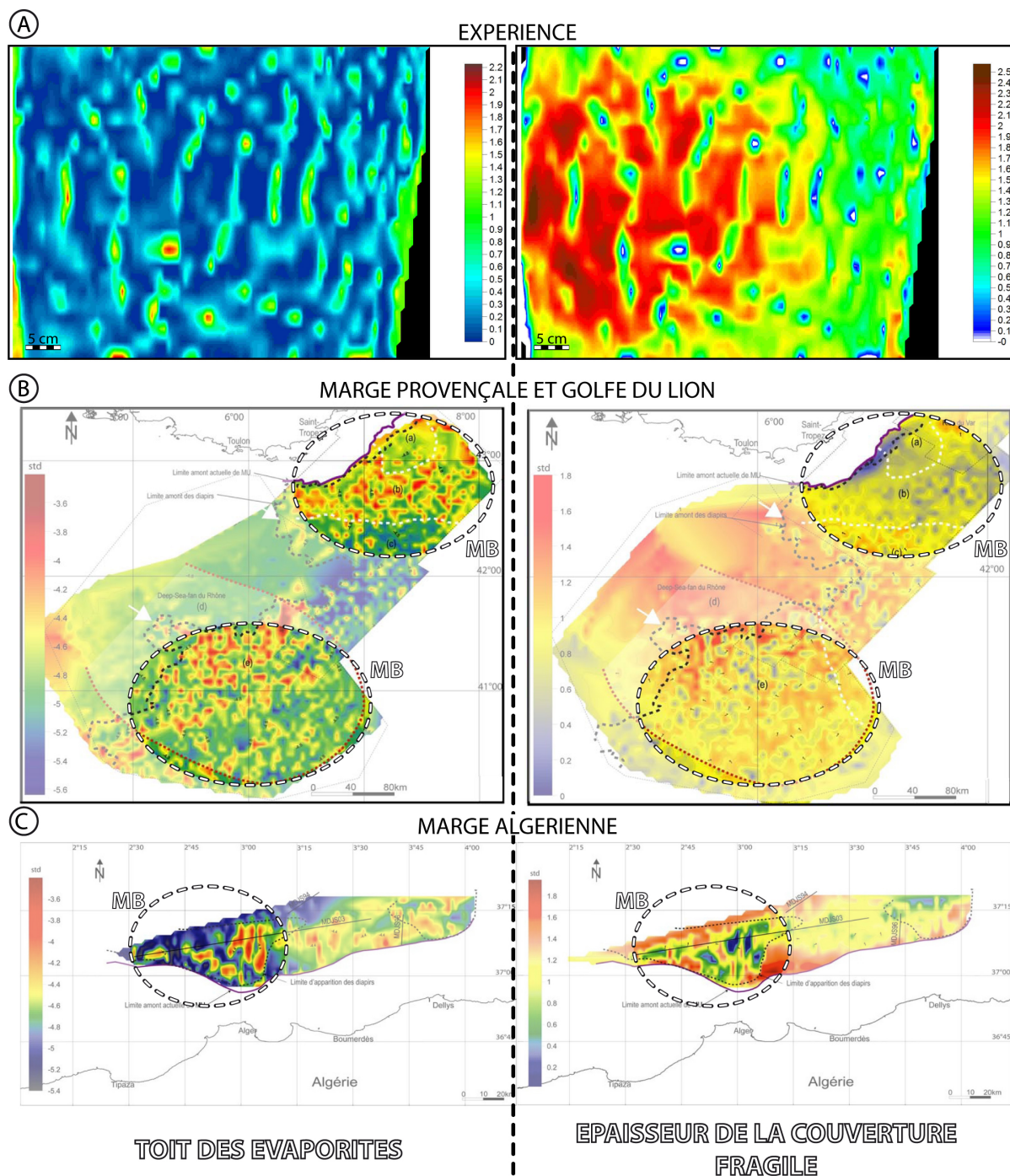


Figure II.4-6 : Cartes de la morphologie du toit des évaporites (à gauche) et de l'épaisseur de la couverture fragile (à droite) dans des systèmes de mini-bassins (MB). (A) Modèle expérimental décrit en section II.3.2, (B) la marge provençale du Golfe du Lion, (C) marge algérienne (Obone-Zué-Obame, 2009).



Des systèmes de mini-bassins analogues à notre modèle ont également été décrit en Méditerranée Occidentale (*e.g.*, Gaullier, 1993 ; Obone-Zué-Obame, 2009). Obone-Zué-Obame (2009) a réalisé une cartographie détaillée de ces systèmes s'appuyant sur les données de 7 campagnes sismiques conduites sur les marges algérienne et provençale ainsi qu'au niveau de l'éventail profond du Rhône dans le Golfe du Lion. Les cartes de la profondeur du toit du sel Messinien pour le Golfe du Lion et la marge provençale (Figure II.4-6 B) et pour la marge algérienne (Figure II.4-6 C) révèlent un réseau de structures diapiriques, qui, corrélées aux cartes isopaques de la couverture fragile (Figure II.4-6 B et C), individualisent des mini-bassins plio-quadernaires. Au niveau de la marge algérienne, la morphologie de ces mini-bassins s'exprime sur les fonds marins (Figure II.4-7).

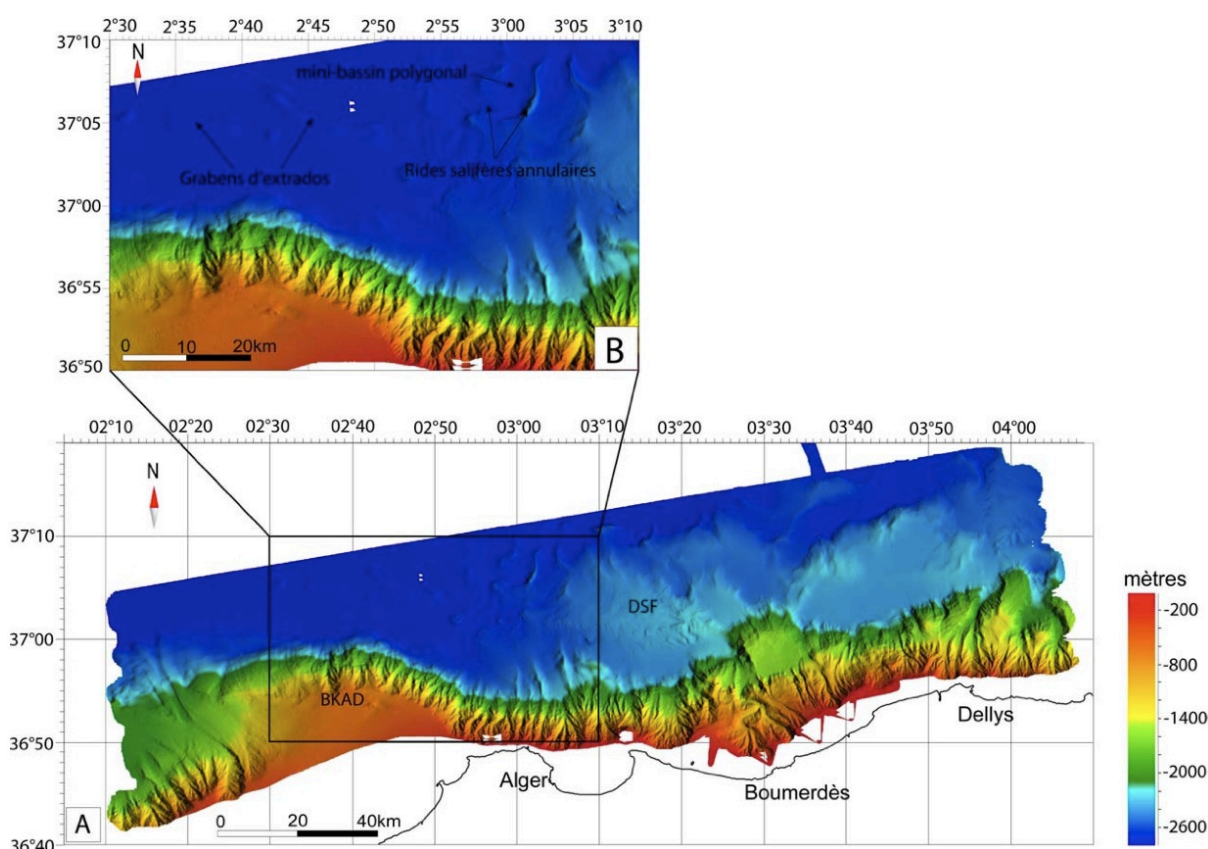


Figure II.4-7 : Carte bathymétrique ombrée (MNT au pas de 50 m ; CIESM/Ifremer Medimap Group, Loubrieu B., Mascle J. *et al.*, 2008) d'une portion de la marge algérienne (secteur d'Alger) présentant les principales figures salifères du bassin (A). BKAD : Banc de Khair al Din ; DSF : Deep-sea fan. (B) Zoom sur les grabens d'extrados, rides salifères et mini-bassins (Obone-Zué-Obame, 2009)

### II.4.1 A propos du facteur d'échelle entre modèle et système naturel

La comparaison de notre modèle avec les systèmes de mini-bassins naturels pose problème lorsqu'il s'agit de convertir à l'échelle naturelle les écoulements turbiditiques expérimentaux. En assimilant la taille des mini-bassins expérimentaux à ceux du Golfe du Mexique, les panaches produits expérimentalement équivaldraient en système naturel à des courants turbiditiques dont le front s'étalerait sur plus de 65 km (Figure II.4-8 B). Cependant, les données de sismique haute résolution (3,5 kHz) et de sonar latéral de Satterfield et Behrens (1990) mettent en évidence sur les fonds marins la présence d'un système de chenaux quaternaires dont la largeur moyenne est de 400 à 500 m. Les dimensions de ces chenaux, empruntés par les courants de turbidité, montrent alors que la taille de nos écoulements turbiditiques expérimentaux est fortement supérieure à celle des écoulements naturels.

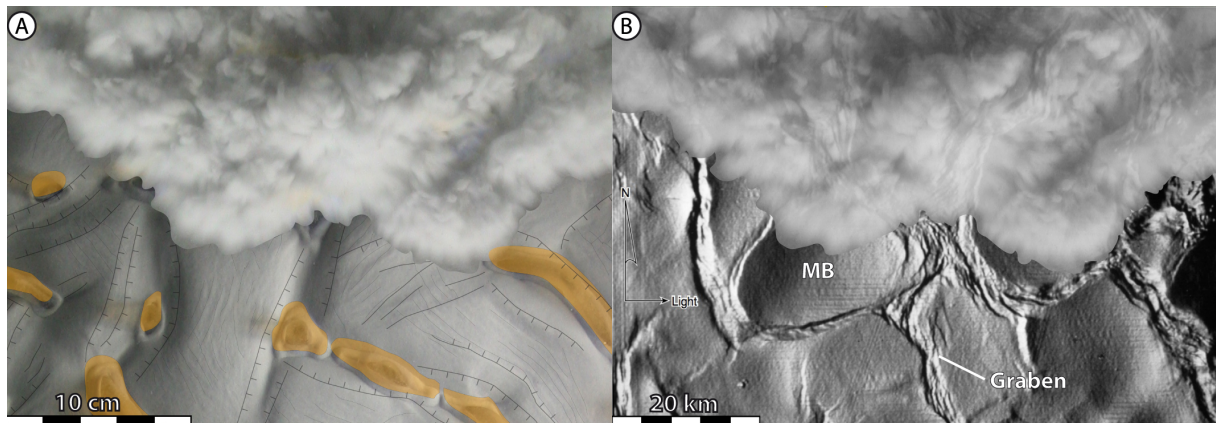


Figure II.4-8 : Montage photographique superposant un courant turbiditique expérimental aux mini-bassins du modèle (A) et du Golfe du Mexique (B).

## II.4.2 Remplissage sédimentaire des mini-bassins du Golfe du Mexique

Steffens *et al.* (2003) ont montré que les chenaux de la zone des mini-bassins du Golfe du Mexique forment un réseau de drainage discontinu. En effet, la longueur de ces chenaux n'excède pas vingt kilomètres (Figure II.4-9). Cette étude montre également que les dépressions bathymétriques des mini-bassins capturent les flux turbiditiques et fournissent un espace d'accommodation très localisé permettant le dépôt des sédiments turbiditiques apportés par le système de drainage (Steffens *et al.*, 2003).

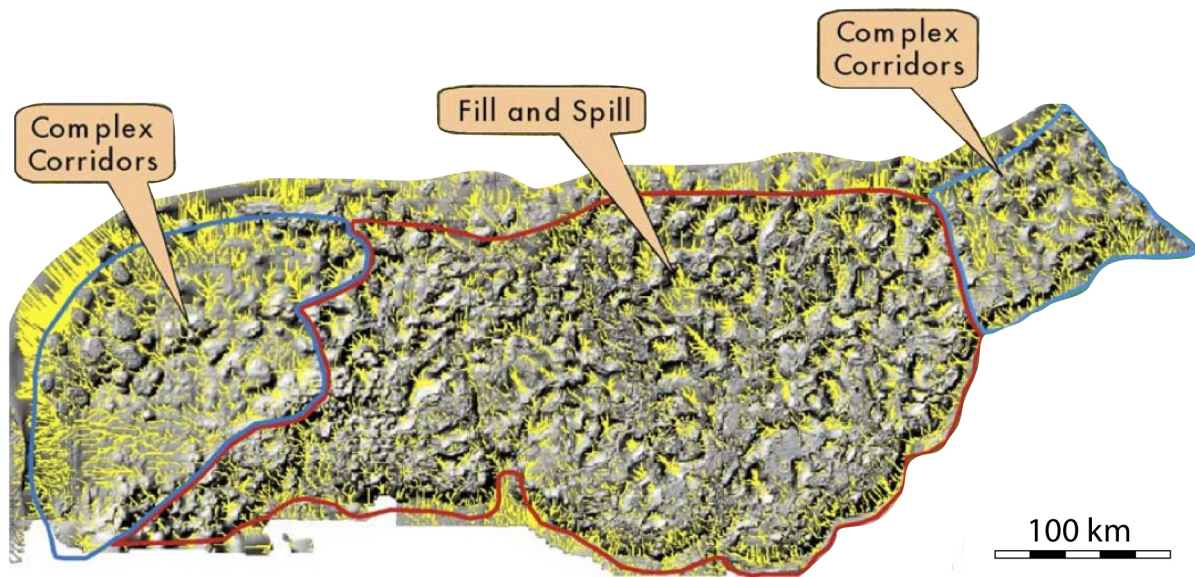


Figure II.4-9 : Analyse quantitative du réseau de drainage et de l'écoulement dans la zone des mini-bassins dans le Golfe du Mexique. Dans la partie centrale, le drainage turbiditique est discontinu et est capturé par les mini-bassins. Ces derniers sont remplis par le processus de *fill and spill* (remplissage et débordement). Les régions de part et d'autre de la zone centrale (notées *Complex Corridors*), montrent un système de drainage continu et dont les chenaux montrent un tracé tortueux (modifié d'après Steffens *et al.*, 2003).

Le comblement sédimentaire de ces mini-bassins s'opère selon un processus de remplissage puis débordement (*fill and spill* ; Bouma, 1981 ; Bouma, 1982 ; Satterfield et Behrens, 1990 ; Prather *et al.*, 1998 ; Twichell *et al.*, 2000 ; Beaubouef *et al.*, 2003 ; Booth *et al.*, 2003 ; Prather, 2003 ; Smith, 2004 ; Mallarino *et al.*, 2006 ; Sawyer *et al.*, 2007 ; Madof *et al.*, 2009). Les flux turbiditiques débouchant dans un mini-bassin subissent d'abord un ressaut hydraulique engendrant le dépôt de lobes sableux confinés par les flancs du mini-bassin (Figure II.4-10 A). En fonction des propriétés des écoulements nourrissant le mini-bassin (volume, hauteur, concentration), une partie des particules les plus fines peut ensuite déborder de la dépression pour alimenter un mini-bassin plus en aval (Figure II.4-10 A). Lorsque l'espace d'accommodation devient insuffisant pour piéger les apports sédimentaires, les courants de turbidité débordent en érodant ou non

le seuil aval du mini-bassin, pour alimenter et combler le mini-bassin adjacent (Figure II.4-10 B).

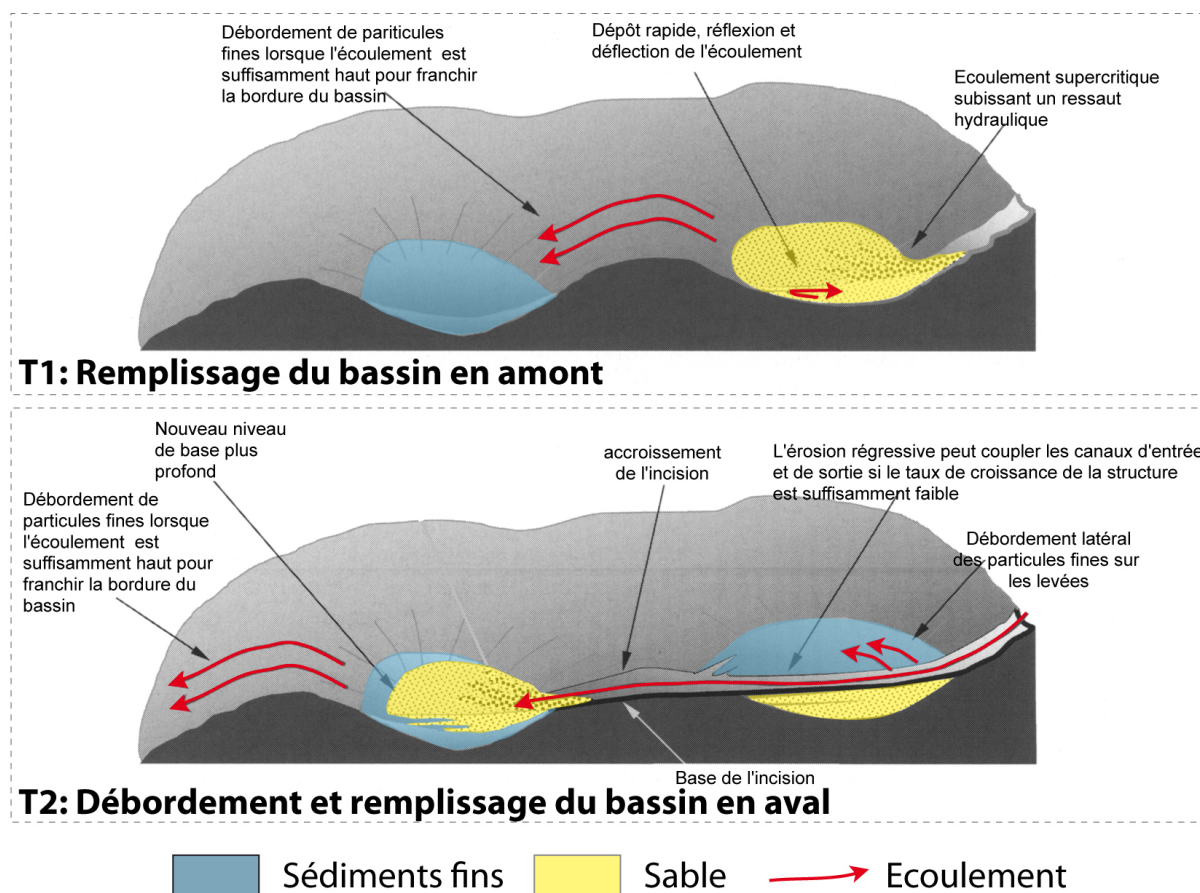
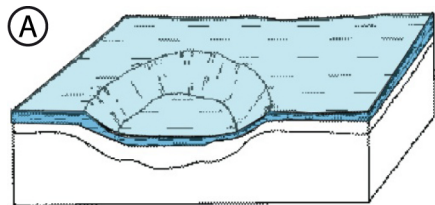


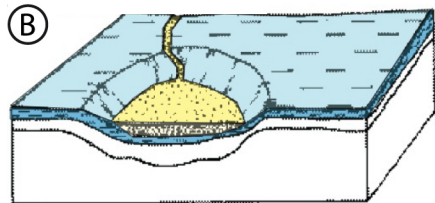
Figure II.4-10 : Schéma illustrant le processus de remplissage (T1) et débordement (T2) (*fill and spill*) de deux mini-bassins adjacents (modifié d'après Smith, 2004).

Le remplissage de ces mini-bassins n'est pas exclusivement composé de lobes turbiditiques sableux. Weimer *et al.* (1998) mettent en évidence cinq faciès sismiques relatifs aux turbidites néogènes remplissant les mini-bassins de la région septentrionale du Golfe du Mexique (Green Canyon et Ewing Bank). Ces faciès sont associés aux éléments suivants :

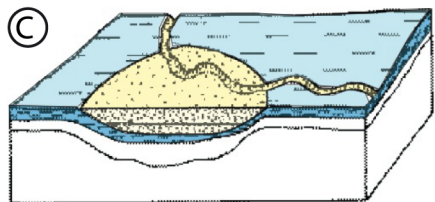
- lobes turbiditiques (*basin-floor fans*) formant des unités de 75 à 300 m de sédiments sableux,
- chenaux constituant un système empilé de quelques centaines de mètres de sables,
- dépôts de levée (*overbank deposits*) constitué par quelques centaines de mètres d'argiles et de sables intercalées,
- hémipélagites formant des unités de 15 à 30 m,
- sédiments glissés (à proximité des structures salifères) pouvant former des dépôts de plusieurs centaines de mètres.



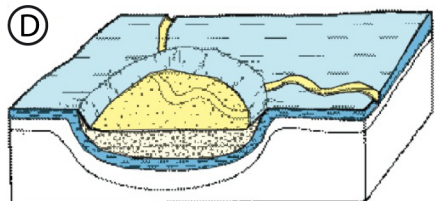
Sédimentation hemipelagique drapant une bathymétrie pré-existante.



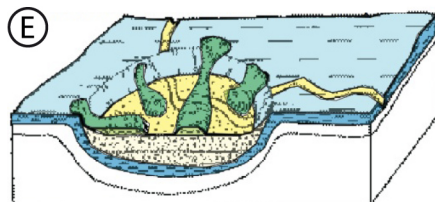
Début du remplissage turbiditique.



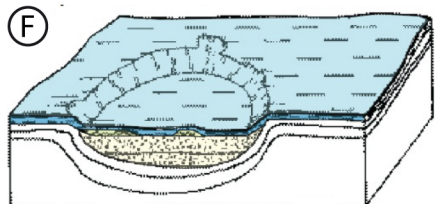
Les turbidites remplissent le bassin et alimente le bassin aval adjacent.



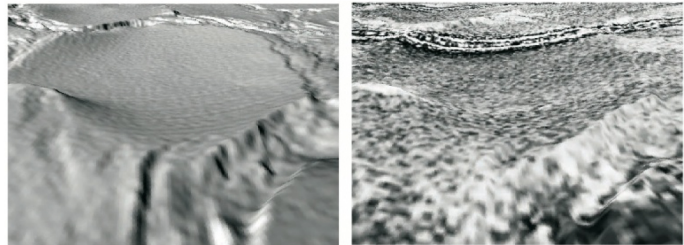
Arrêt des apports turbiditiques, le mini-bassin subside dans le sel.



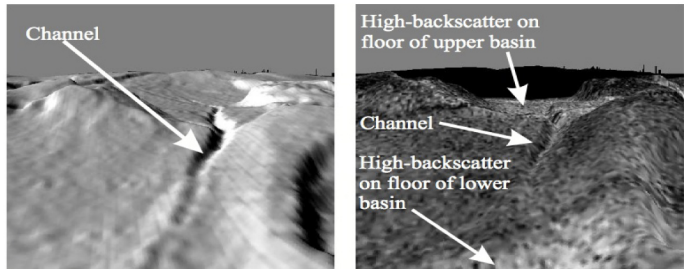
Les pentes des bordures sont déstabilisées, dépôts en masse.



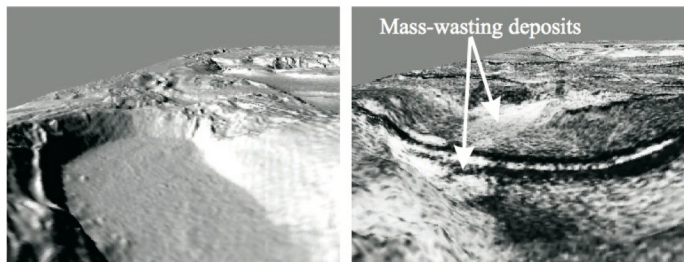
Sédimentation hemipelagique drapant une bathymétrie pré-existante.



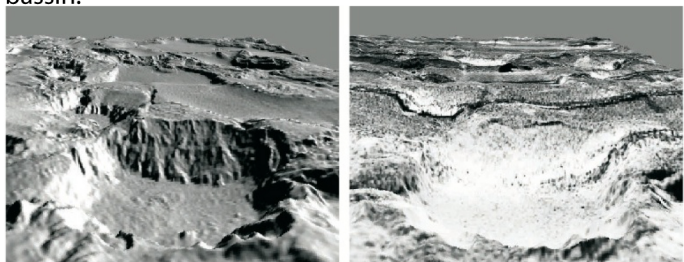
Bassin de LaSalle : exemple de mini-bassin au stade A avec des sédiments hémipelagiques drapant la bathymétrie pré-existante.



Bassin de Rudder et Magellan : exemple de mini-bassins au stade B ou C. Notez la présence d'un chenal *by-passant* et la forte rétrodiffusion localisée sur le fond du bassin.



Bassin de Bienville : exemple de bassin au stade E où les dépôts de transport en masse remplissent partiellement le bassin.



Bassin de Beaumont : exemple de bassin au stade E où les dépôts de transport en masse remplissent complètement le bassin.

Figure II.4-11 : Modèle conceptuel de l'évolution (A à F) d'un mini-bassin le long du canyon turbiditique de Bryant (Golfe du Mexique). Des exemples actuels de mini-bassins à ces différentes étapes (A, B, C et E) sont présentés à droite des schémas (modifié d'après Twichell *et al.*, 2000).

En se basant sur les données acquises le long du Canyon de Bryant (bathymétrie, sonar latéral, profils sismiques, carottes et observations de terrain), Twichell *et al.* (2000) proposent un modèle conceptuel en six étapes pour expliquer l'évolution du remplissage sédimentaire des mini-bassins situés le long du passage des flux turbiditiques. Au cours des hauts niveaux marins, les mini-bassins sont isolés des apports sédimentaires turbiditiques et se trouvent alors recouverts de sédiments hémipélagiques (Figure II.4-11 A). Lorsque la sédimentation turbiditique reprend (probablement en bas niveau marin), les chenaux actifs drainent les sédiments vers les mini-bassins, au sein desquels se dépose un éventail sableux (Figure II.4-11 B). Une fois cette espace d'accommodation complètement rempli, le chenal actif draine les sédiments vers le bassin situé immédiatement en aval, qui sera à son tour comblé (fill and spill ; Figure II.4-11 C ; *e.g.*, Satterfield et Behrens, 1990 ; Prather *et al.*, 1998 ; Weimer *et al.*, 1998). Par la suite, si les apports turbiditiques cessent (migration de chenal ou variation du niveau marin), les mouvements du sel vont provoquer un redressement des flancs du mini-bassin (Figure II.4-11 D). L'augmentation des pentes latérales du mini-bassin provoque des déstabilisations dans la couverture sédimentaire qui peuvent partiellement (Bassin de Bienville, Figure II.4-11 E) ou complètement (Bassin de Beaumont, Figure II.4-11 E) recouvrir le fond du bassin. Ce stade d'évolution n'est pas systématique pour tous les mini-bassins du Golfe du Mexique. En effet, un tel remplissage n'a pas été reconnu plus à l'ouest, le long du système d'alimentation de Trinity-Brazos (Twichell *et al.*, 2000). Enfin, lorsque le sel s'est complètement ajusté à la surcharge sédimentaire, les déstabilisations de pentes cessent, laissant place à une sédimentation hémipélagique (Figure II.4-11 F).

A la lumière de ces observations, il apparaît que les écoulements reproduits dans notre dispositif sont surdimensionnés. En effet, contrairement à ce qui est observé dans la nature, la dimension des courants de turbidité expérimentaux est nettement supérieure à la taille des mini-bassins. Toutefois, si l'on compare les mini-bassins formés dans notre dispositif aux systèmes naturels du Golfe du Mexique (Figure II.4-1), du bassin pré-Caspien (Figure II.4-2), ou du bassin de Nouvelle-Ecosse (Figure II.4-5), ce mode de dépôt par avalanche turbide peut être considéré comme une technique permettant de mettre en place des lobes sédimentaires semi-circulaires de haute résolution.

### II.4.3 Modélisation des déformations d'un éventail sédimentaire

Contrairement aux modèles tectoniques d'étalement gravitaire tridimensionnel (*e.g.*, Cobbold et Szatmari, 1991 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2010) reproduisant la surcharge différentielle des éventails détritiques en ajoutant successivement des couches horizontales de sable sec le long d'une des bordures du modèles (Figure II.4-12 B et C), notre mode de sédimentation permet de déposer à chaque épisode une épaisseur variant entre 0,5 mm dans la région proximale et moins de 1 mm dans la région distale. La finesse de ces dépôts (Figure II.4-13) accroît la résolution d'observation par rapport aux modèles dont la couverture est construite par l'ajout de couches de sable sec (Figure II.4-13). En outre, notre technique de sédimentation permet de former une pente bathymétrique constante (sans rupture brutale) dont la valeur (1 à 2°) et la forme (semi-circulaire) seraient difficile à produire en utilisant la technique classique (Figure II.4-12).

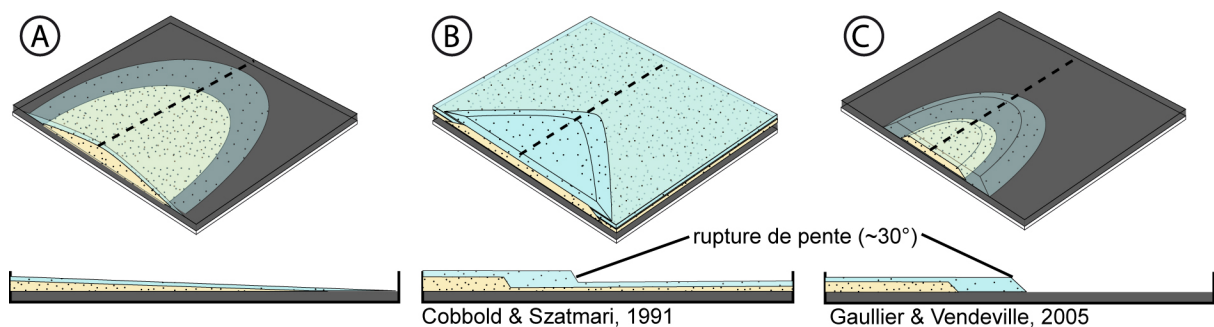


Figure II.4-12 : Coupes schématiques et blocs diagrammes illustrant la morphologie des éventails détritiques expérimentaux tridimensionnels utilisés (A) dans cette étude, (B) par Cobbold et Szatmari (1991) et (C) Gaullier et Vendeville (2005).

L'édifice déposé à chaque épisode de sédimentation n'est pas comparable à un lobe turbiditique naturel, mais serait, comme dans les expériences de Gaullier et Vendeville (2005) ou de Loncke *et al.* (2010), l'équivalent d'un éventail détritique de grande dimension (quelques centaines de kilomètres de rayon), composé d'unités sédimentaires détritiques associés à des fleuves majeurs tels le Mississippi, le Rhône ou le Nil (*e.g.*, Bellaiche et Mart, 1995 ; Galloway *et al.*, 2000).

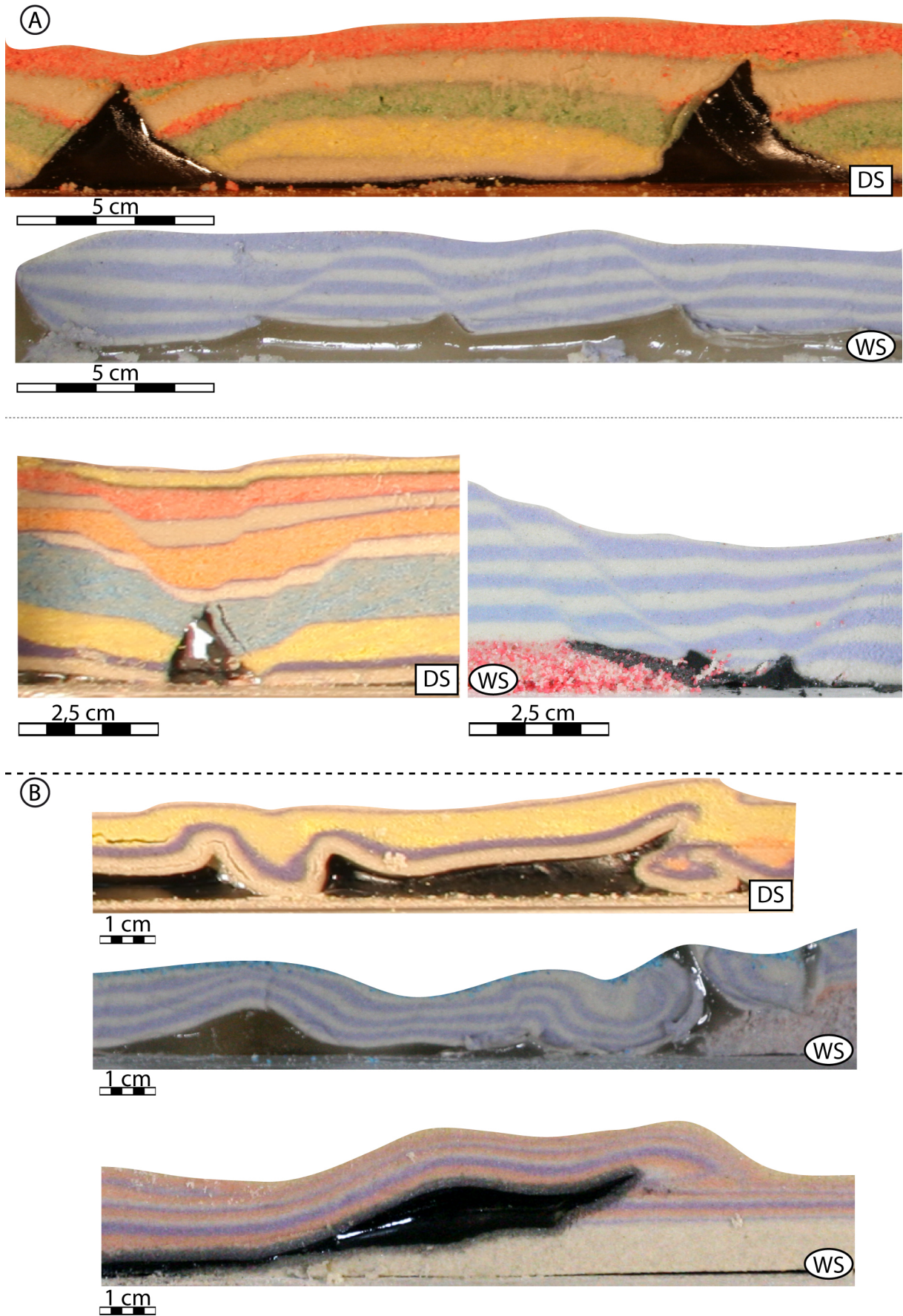


Figure II.4-13: Coupes de modèles d'étalement gravitaire sur couche de silicone construits par dépôt successif de couches de sable sec (DS) et par sédimentation d'avalanches turbiditiques (WS). (A) Epaisseurs de dépôt et résolutions dans la région proximale extensive de différents modèles. (B) Exemples de structures compressives en partie distale (noter la finesse des lits obtenus par le dépôt des avalanches turbides).



Par conséquent, Il apparaît plus judicieux de modéliser dans notre dispositif expérimental des déformations à plus petite échelle. En effet, nos expériences montrent de fortes similitudes avec les déformations occasionnées par les premiers lobes détritiques mis en place au Pliocène sur le sel Messinien dans le Golfe du Lion (Gaullier, 1993 ; Gaullier, communication personnelle). Ce type de déformations précoces se produisant dès la mise en charge du sel par les premières arrivées détritiques sont très peu documentées dans la littérature. Nos expériences vont alors permettre de préciser les modes d'initiation et d'évolution de ces déformations.

Les déformations de corps salifères allochtones consécutives à une surcharge sédimentaire ont été plus abondamment discutées (*e.g.*, Schuster, 1995 ; McBride, 1998 ; McBride *et al.*, 1998 ; Rowan et Weimer, 1998 ; Rowan *et al.*, 2001 ; Jabour et Tari, 2007). Ces objets ont une longueur s'étendant entre 6 et 40 km, pour une épaisseur de sel pouvant atteindre localement 5 km (Figure II.4-14). Que ce soit du point de vue des écoulements turbiditiques et de leurs dépôts, ou des déformations, de telles dimensions sont particulièrement bien adaptées pour conduire une étude expérimentale des interactions entre sédimentation déritique et déformation dans notre dispositif tectono-stratigraphique.

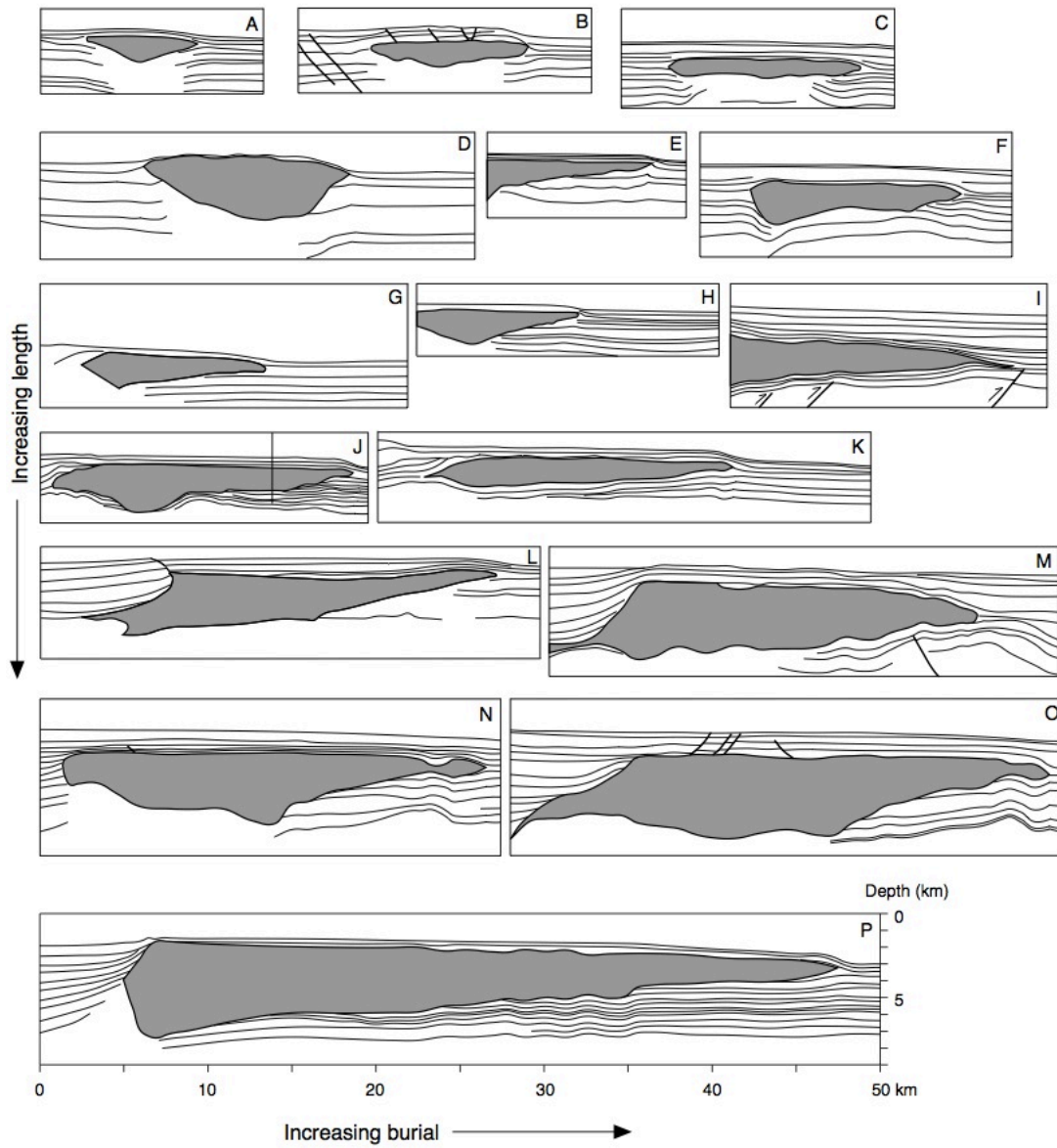


Figure II.4-14 : Corps salifères allochtones relativement peu déformés et plus ou moins long et enfouis du Golfe du Mexique. Les coupes sont représentées à la même échelle, sans exagération verticale (Schultz-Ela et Jackson, 1996).





**Chapitre III :**  
**Application aux corps salifères**  
**allochtones.**



### **III APPLICATION AUX CORPS SALIFERES ALLOCHTONES**

#### **III.1 Modèles expérimentaux de remobilisation de corps salifères allochtones par surcharge sédimentaires d'un lobe turbiditique.**

L'expérience présentée en section II.3.2 a montré que l'échelle de nos écoulements turbiditiques et de leurs dépôts était surdimensionnée par rapport à la taille des structures naturelles auxquelles nous les comparons. Nous avons donc réduit l'échelle des objets modélisés à quelques dizaines de kilomètres (contre plusieurs centaines précédemment) afin que les processus de transport et de dépôt simulés dans notre dispositif soient à la même échelle que les déformations produites dans le dispositif.

La plupart des modèles de cette série d'expériences ne reproduisent pas les mécanismes de mise en place et d'avancée des corps salifères allochtones décrits plus haut (sections **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). En effet, le but est d'étudier la remobilisation de ces systèmes allochtones par l'ajout d'une surcharge sédimentaire sur une langue de sel allochtone déjà en place, dont la géométrie basale n'évolue pas au cours des déformations.

##### **III.1.1 Hypothèse**

La comparaison des systèmes en roho et contre-régional décrit par Schuster (1995) dans le Golfe du Mexique (Figure III.1-1) illustre les caractéristiques structurales de chacun de ces systèmes de langues de sel allochtones remobilisées par une surcharge sédimentaire : le système en roho est dominé par la présence de structures extensives (Figure III.1-1 A), tandis que le système contre-régional est caractérisé par une extension moindre, car il est dominé par de la subsidence verticale et l'expulsion du sel en aval (Figure III.1-1 B).

La raison pour laquelle une langue de sel évolue vers un style structural en roho ou contre-régional est incertaine. Diegel (cité dans Schuster, 1995) propose que cette évolution structurale peut être contrôlée par la longueur initiale du corps salifère allochtone. En effet, si l'on considère la longueur des deux types de langue remobilisée, on peut constater que le système en roho (60 km, Figure III.1-1 A) est deux fois plus long que le système contre-régional (30 km, Figure III.1-1 B). Dans cette optique, la

remobilisation d'une langue salifère allochtone de longueur suffisante offrirait suffisamment d'espace pour permettre l'étalement gravitaire du biseau sédimentaire, et évoluerait ainsi vers le style en roho (dominé par des mouvements horizontaux). ; tandis que la surcharge sédimentaire d'une langue salifère plus étroite n'offrirait pas l'espace nécessaire pour permettre l'étalement gravitaire. Elle serait alors dominée par des mouvements verticaux (subsidence de la couverture sédimentaire) accompagnés par l'expulsion distale du sel allochtone, évoluant ainsi vers un système de type contre-régional.

Par ailleurs, Schuster (1995) propose que le mode de déformation de ces langues de sel peut également être contrôlé par (1) l'épaisseur originelle du corps salifère allochtone, (2) la nature des déformations initiales du sel, (3) le volume et le taux d'apports sédimentaire et (4) la localisation et la géométrie des dépôts sédimentaires.

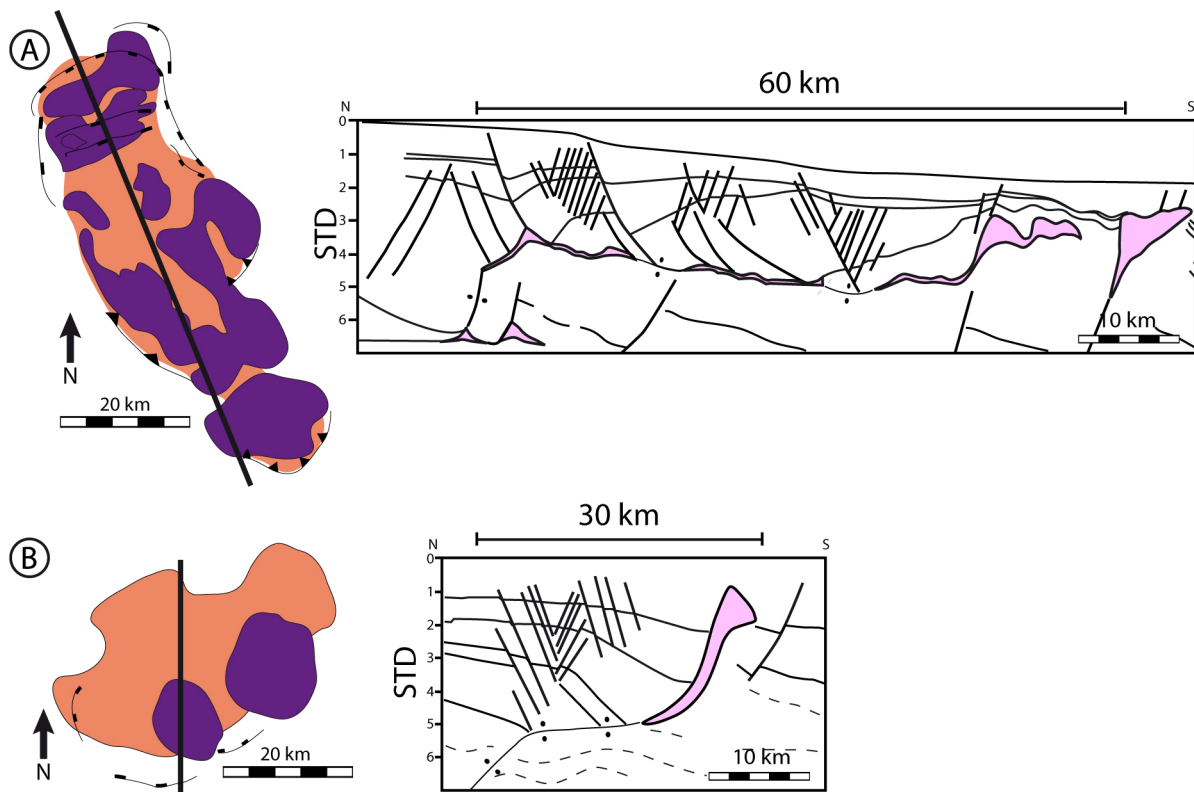


Figure III.1-1 : Comparaison de cartes et de coupes d'un système en roho (A) et d'un système contre-régional (B). Le violet représente les diapirs et rides de sel, l'orange représente le sel évacué (suture salifère) (d'après Schuster, 1995).

A l'échelle régionale, les facteurs contrôlant l'extrusion de corps salifères allochtones induite par la surcharge sédimentaire d'un biseau progradant ont été testés grâce à la modélisation analogique (Ge *et al.*, 1997a). En revanche, à une échelle plus



locale, l'évolution structurale de ces corps salifères allochtones n'a jamais fait l'objet d'étude expérimentale pour vérifier les hypothèses énoncées plus haut.

Notre nouvelle approche expérimentale se prête très bien à la modélisation des interactions entre sédimentation et déformations salifères à l'échelle locale de ces langues de sel allochtone. C'est pourquoi nous proposons une série de modèles tectono-stratigraphiques visant à tester l'hypothèse d'un contrôle de la morphologie initiale des langues de sel sur l'évolution vers le style structural en roho ou contre-régional, consécutive à leur mise en charge sédimentaire.

### III.1.2 Procédures expérimentales

#### III.1.2.1 Configurations de la boîte de déformation

Nous avons conçu six expériences testant différentes formes initiales de langues de sel d'épaisseurs et de longueurs variables (Figure III.1-2). La géométrie de ces corps salifère est inspirée des géométries initiales de langue de sel allochtone déterminées à partir de restauration de coupes de systèmes en roho et contre-régionale (*e.g.*, Diegel *et al.*, 1995 ; Rowan, 1995 ; Schuster, 1995 ; McBride *et al.*, 1998 ; Trudgill et Rowan, 2004).

1. L'expérience 1 (Figure III.1-2 A) reproduit la géométrie d'une longue langue de sel d'épaisseur uniforme (65 cm de long pour 1 cm d'épaisseur). Les apports turbiditiques sont fournis à partir de la configuration mono-source (Figure III.1-2 A). Afin d'éviter les effets non souhaités d'une surcharge différentielle du substratum visqueux (silicone) au niveau de la dépression érosive typiquement formée à l'entrée du bassin, nous avons construit une plateforme subcirculaire rigide (sable) destinée "accueillir" cette structure sédimentaire érosive formée à l'embouchure du chenal. Ceci garanti que seule la partie biseautée de l'éventail turbiditique surcharge le substratum visqueux. Le polymère utilisé comme analogue du sel lors de cette expérience est la silicone SGM36 dont la densité a été augmentée à 1,1 (cf. section II.2.2.1.2 p. 202). Compte tenu de cette densité plus importante que l'eau ambiante, aucune couverture sableuse pré-tectonique n'a été ajoutée avant les premiers apports turbiditiques.
2. Pour l'expérience 2 nous avons préparé une langue de sel asymétrique, de longueur équivalente à la précédente (60 cm) et dont l'épaisseur diminue

progressivement vers l'aval (épaisseur maximum : 3,5 cm ; Figure III.1-2 B). La langue de silicone est limitée par deux pentes se faisant face, décrivant un angle de  $30^\circ$  en amont et de  $5$  à  $6^\circ$  en aval. Nous avons également placé un relief transversal sur la bordure du modèle (Figure III.1-2 B), représentant un demi-graben affectant les séries sub-salifères. La silicone SGM36 utilisée pour cette expérience était recyclée (cf. section II.2.2.1.2 p. 202) : la valeur précise de sa densité étant inconnue, la langue de sel a été préalablement couverte d'une couche de sable de 5 mm d'épaisseur inhibant une croissance diapirique liée à l'instabilité de Raleigh-Taylor (inversion de densité). En outre, afin d'obtenir un front de dépôt rectiligne, les avalanches turbiditiques ont été déclenchées en utilisant la configuration tri-sources du dispositif.

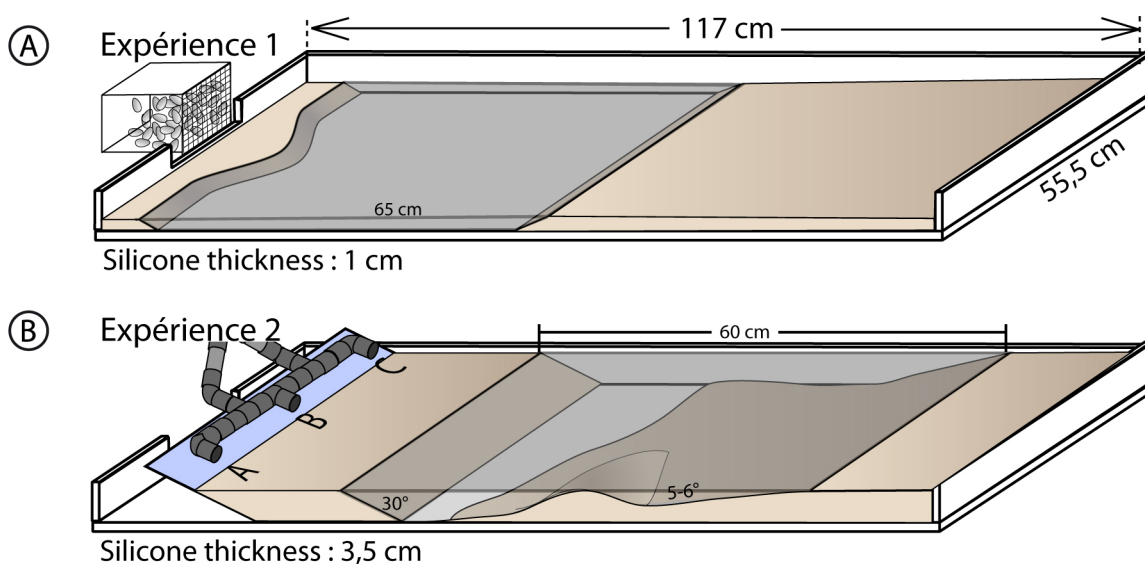


Figure III.1-2 : Configuration initiale de la boîte de déformation des deux expériences modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire de longues langues de sel.

3. L'expérience 3 (Figure III.1-3 A) est caractérisée par un corps salifère plus étroit (20 cm) que dans les deux expériences précédentes. Avec une pente de  $30^\circ$  en amont et de  $55^\circ$  en aval, la langue est asymétrique et montre une épaisseur maximale de 5 cm. Nous avons utilisé la silicone SGM36 pure comme analogue du sel. Du fait de sa faible densité par rapport à l'eau, le polymère a été recouvert d'une couche horizontale de sable pré-cinématique inhibant tout diapirisme précoce lié à l'instabilité de Raleigh-Taylor. Pour cette expérience, nous avons utilisé la configuration mono-source du bassin. A cause de l'épaisseur importante du substratum (5 cm) et afin de prévenir une obstruction des apports turbiditiques dès leur arrivée dans la boîte de déformation, nous avons façonné une

dépression comparable à la zone érosive typiquement formée à l'embouchure du chenal après plusieurs épisodes sédimentaires.

4. L'expérience 4 (Figure III.1-3 B) est comparable à la précédente pour ce qui concerne la longueur de la langue de silicone. En revanche, l'épaisseur est moins importante (4,5 cm) et l'asymétrie est inversée : la pente la plus forte (70°) se trouvant en amont du système et la plus faible en aval (30° ; Figure III.1-3 B). Les épisodes turbiditiques sont déclenchés en utilisant la configuration tri-sources. La silicone utilisée pour ce modèle est la silicone SGM36 dense ( $r=1,1$ ), nous l'avons néanmoins couvert d'une couche pré-cinématique inhibitrice.

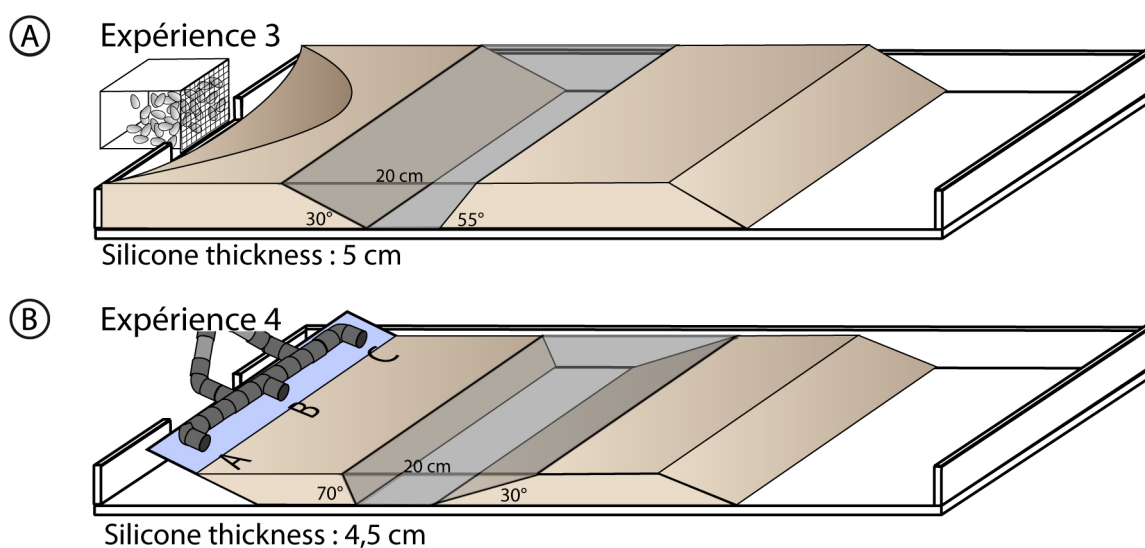


Figure III.1-3 : Configuration initiale de la boîte de déformation des deux expériences modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire de langues de sel étroites.

5. L'expérience 5 (Figure III.1-4) est une configuration hybride entre les expériences 2 et 4. La langue de sel est étroite (20 cm) sur une moitié du modèle et s'allonge jusqu'à 55 cm sur l'autre moitié. Les apports sédimentaires sont produits grâce à la configuration tri-sources. La silicone utilisée est recyclée ( $r>0,960$ ) et a été recouverte d'une couche de sable pré-cinématique (5 mm d'épaisseur).

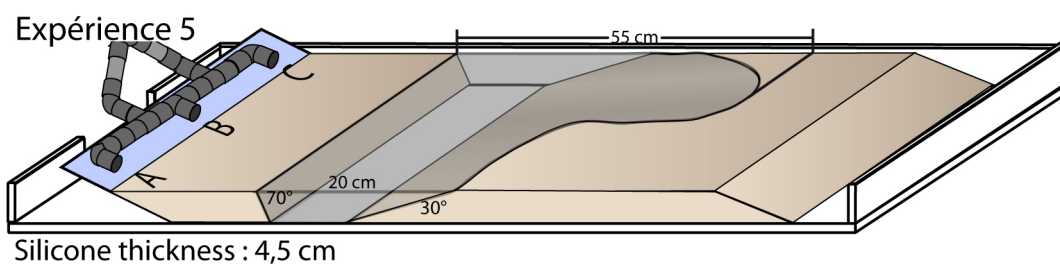


Figure III.1-4 : Configuration initiale de la boîte de déformation de l'expérience modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire d'une langues de sel hybride.

6. L'expérience 6 est très différente des précédentes car l'analogue du corps salifère est connecté à ses conduits d'alimentation diapiriques et sa géométrie n'est pas fixe au cours de l'expérience. En effet, nous avons réalisé ce modèle en deux étapes : l'une sèche et l'autre subaquatique. Lors de la première phase (sèche), nous avons déposé quatre patches indépendants de sables sur une couche de silicone (2,8 cm d'épaisseur) afin de déclencher une croissance diapirique passive (downbuilding : le diapir croît à mesure que la couverture adjacente subside). Les mini-bassins initiaux (patches de sable) ont été déposés de façon à former deux rides de silicone croisées (Figure III.1-5). La croissance diapirique a été maintenue par l'ajout successif de 9 couches de sable recouvrant les mini-bassins initiaux. Nous avons utilisé une silicone SGM36 recyclée que nous avons couvert d'une couche de sable pré-cinématique (5 mm). La géométrie du substratum ainsi obtenue avant la remobilisation de la silicone par les dépôts turbiditiques est schématisée ci-dessous (Figure III.1-5). La seconde phase (subaquatique) consiste à la mise en surcharge du substratum. Les courants turbiditiques sont produits à partir de la configuration tri-sources. Cette configuration plus complexe du substratum a été conçue pour obtenir des mouvements du substratum conduisant à une extrusion active du sel pendant la phase de mise en surcharge sédimentaire.

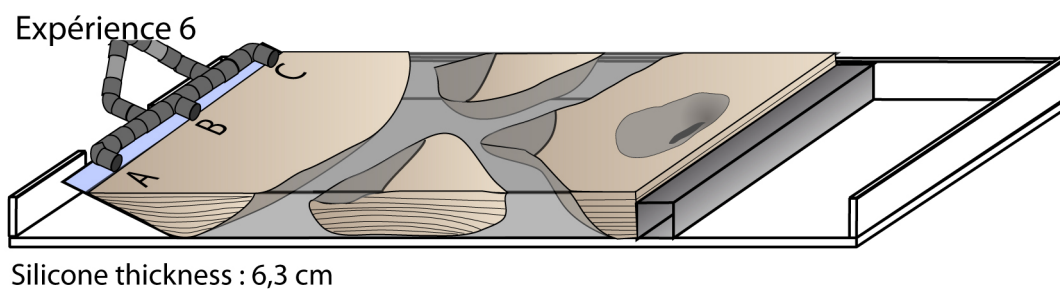


Figure III.1-5 : Configuration de la boîte de déformation avant la remobilisation par surcharge sédimentaire de l'expérience 6.

On peut donc distinguer 4 types de configuration du substratum :

- Les langues de sel allongées d'une longueur d'environ 60 cm (expériences 1 et 2 ; Figure III.1-2)
- Les langues de sel étroites d'une longueur de 20 cm (expérience 3 et 4 ; Figure III.1-3)
- La langue de sel hybride combinant les deux types précédents (expérience 5, Figure III.1-4)

- Les langues de sel étroites dont le substratum actif (expérience 6, Figure III.1-5).

Les paramètres expérimentaux initiaux pour ces six expériences sont résumés dans le tableau ci-contre (Tableau III.1-1) :

Expérience	Longueur (cm)	Largeur (cm)	Epaisseur maximum (cm)	Type de Silicone	Couche pré-cinématique (cm)	Type de source
1	65	55	1	SGM36 Dense ( $\rho=1,1$ )	0	Mono-source
2	60	55	3,5	SGM36 recyclée ( $\rho>0,960$ )	5	Tri-sources
3	20	55	5	SGM36 pure ( $\rho=0,960$ )	5	Mono-source
4	20	55	4,5	SGM36 Dense ( $\rho=1,1$ )	5	Tri-sources
5	20 à 55	55	4,5	SGM36 recyclée ( $\rho>0,960$ )	5	Tri-sources
6	20	55	6,3	SGM36 recyclée ( $\rho>0,960$ )	5	Tri-sources

**Tableau III.1-1 : Récapitulatif des dimensions de la langue de silicone, de la nature du polymère et du type de source des apports turbiditiques pour les six expériences.**

### III.1.2.2 Paramètres sédimentaires : source et type d'apports

Au cours de ces six expériences, les modalités des apports sédimentaires varient du point de vue du type (1) de source (mono ou tri-source), (2) du matériau utilisé (sable GA39 ou poudre de PVC) et de (3) leur fréquence. Nous avons résumé ces paramètres sédimentaires pour chacune des expériences sous forme de tableau (Tableau III.1-2 à Tableau III.1-7), les couleurs utilisées des lignes de ces tableaux représentent la teinte des matériaux utilisés.

Le choix du type de source est conditionné par la morphologie tridimensionnelle de l'éventail turbiditique que nous souhaitons obtenir. La configuration mono-source permet de construire un éventail caractérisé par une forme semi-circulaire en carte (front de dépôt arqué). Tandis que la configuration tri-sources permet de produire un biseau sédimentaire dont le front de dépôt est subrectiligne.

Le choix du type de matériaux (PVC ou sable GA39) est fonction de leur capacité de transport. L'usage de PVC permet des apports sédimentaires plus conséquents que pour le sable, conduisant à des épaisseurs de dépôt plus importantes aussi bien dans la région distale que dans la région proximale.

La contrainte expérimentale majeure contrôlant la fréquence des apports sédimentaires est liée au fait que nous nous efforçons continuellement de contrebalancer par la sédimentation, la croissance diapirique due à l'inversion de densité entre la silicone et l'eau (instabilité de Raleigh-Taylor).

Pour l'expérience 1 (Tableau III.1-2), les apports turbiditiques ont été fournis grâce à la configuration mono-source du bassin tectono-stratigraphique. Douze évènements turbiditiques utilisant une suspension de sable GA39 ont été simulés au sur une période de 22h36 au cours de cette expérience. Les trois premiers lobes ont été ajoutés très rapidement (en 16 min, Tableau III.1-2) afin de limiter une inversion de densité entre la silicone et l'eau ambiante grâce à la mise en place d'une couverture sédimentaire suffisamment épaisse. Ensuite, les lobes 4 à 9 ont été déposés avec un intervalle de 1h à 1h30 (Tableau III.1-2). Nous avons ensuite laissé évoluer le modèle vers un stade plus mature sans ajout de sédiments pendant environ 14 h (Tableau III.1-2). Enfin, trois lobes ont été déposés pendant un laps de temps d'environ 1 h (Lobes 10 à 12, Tableau III.1-2). La durée totale de l'expérience est de 24h36.

Lobe	Source	Matériau	Temps	Temps entre deux épisodes
1	Mono	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	Mono	GA Blanc	0:10:00	0:10:00
3	Mono	GA Rouge	0:16:00	0:06:00
4	Mono	GA Bleu	1:09:00	0:53:00
5	Mono	GA Blanc	2:13:00	1:04:00
6	Mono	GA Rouge	3:47:00	1:34:00
7	Mono	GA Bleu	5:18:00	1:31:00
8	Mono	GA Blanc	6:31:00	1:13:00
9	Mono	GA Rouge	7:33:00	1:02:00
10	Mono	GA Bleu	21:30:00	13:57:00
11	Mono	GA Blanc	21:35:00	0:05:00
12	Mono	GA Rouge	22:36:00	1:01:00

Tableau III.1-2 : Chronologie, source et matériau utilisé lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 1.

Au cours de l'expérience 2 (Tableau III.1-3), nous avons procédé au dépôt successif de dix-neuf lobes turbiditiques. Les deux types de matériaux granulaires ont été utilisés dans ce modèle (11 lobes de sable : lobes 1 à 4, 9 à 12 et 17 à 19 ; 8 lobes de poudre de PVC : lobe 5 à 8 et 13 à 16 ; Tableau III.1-3). La fréquence de dépôt a été relativement constante jusqu'au 17<sup>ème</sup> courant de turbidité : environ un événement toutes les 30 minutes, excepté entre les lobes 7 et 8 (1h20), 8 et 9 (1h41), 11 et 12 (1h08) (Tableau III.1-3). Après le dépôt du lobe 17, le modèle s'est déformé sans sédimentation pendant environ 17h. Finalement, deux avalanches turbiditiques ont été simulées à la fin de l'expérience (Lobe 18 et 19 ; Tableau III.1-3). La durée totale de l'expérience est de 30h44.

Lobe	Sources	Matériau	Temps	Temps entre deux épisodes
1	A B C	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	A B C	GA Blanc	0:36:00	0:36:00
3	A B C	GA Rouge	1:07:00	0:31:00
4	A B C	GA Bleu	1:40:00	0:33:00
5	B	PVC BLANC	2:10:00	0:30:00
6	A B C	PVC JAUNE	2:46:00	0:36:00
7	A B C	PVC MAUVE	3:29:00	0:43:00
8	A B C	PVC BLANC	4:49:00	1:20:00
9	A B C	GA Bleu	6:30:00	1:41:00
10	A B C	GA Blanc	7:17:00	0:47:00
11	A B C	GA Rouge	7:50:00	0:33:00
12	A B C	GA Bleu	8:58:00	1:08:00
13	A B C	PVC BLANC	9:18:00	0:20:00
14	A B C	PVC JAUNE	9:58:00	0:40:00
15	A B C	PVC MAUVE	10:31:00	0:33:00
16	A B C	PVC BLANC	11:00:00	0:29:00
17	A B C	GA Bleu	11:28:00	0:28:00
18	A B C	GA Blanc	28:35:00	17:07:00
19	A B C	GA bleu	29:44:00	1:09:00

Tableau III.1-3 : Chronologie, source et matériaux utilisés lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 2.



Pour l'expérience 3, l'usage de la silicone SGM36 pure nous a contraint à ajouter les lobes turbiditiques à une fréquence très soutenue pour compenser le déclenchement du diapirisme lié à l'inversion de densité, malgré les précautions préalablement prise (couverture de sable pré-cinématique). Pour ce modèle, vingt-deux épisodes turbiditiques ont été simulés pendant 5h47 à des intervalles de temps bien souvent inférieurs à 10 minutes (Tableau III.1-4). Les apports turbiditiques ont été produits à partir de la suspension de sable GA39, via la configuration mono-source. Le modèle s'est ensuite déformé sans apports turbiditiques pendant 4h (durée totale de l'expérience : 9h47)

Lobe	Sources	Matériau	Temps	Temps entre deux épisodes
1	Mono	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	Mono	GA Rouge	0:00:00	0:00:00
3	Mono	GA Blanc	0:13:00	0:13:00
4	Mono	GA Bleu	0:33:00	0:20:00
5	Mono	GA Rouge	0:42:00	0:09:00
6	Mono	GA Blanc	0:49:00	0:07:00
7	Mono	GA Bleu	1:07:00	0:18:00
8	Mono	GA Rouge	1:14:00	0:07:00
9	Mono	GA Blanc	1:22:00	0:08:00
10	Mono	GA Bleu	1:36:00	0:14:00
11	Mono	GA Rouge	1:41:00	0:05:00
12	Mono	GA Blanc	1:47:00	0:06:00
13	Mono	GA Bleu	2:00:00	0:13:00
14	Mono	GA Rouge	2:08:00	0:08:00
15	Mono	GA Blanc	2:13:00	0:05:00
16	Mono	GA Bleu	2:28:00	0:15:00
17	Mono	GA Rouge	2:37:00	0:09:00
18	Mono	GA Blanc	2:43:00	0:06:00
19	Mono	GA Bleu	3:32:00	0:49:00
20	Mono	GA Rouge	3:52:00	0:20:00
21	Mono	GA Blanc	4:25:00	0:33:00
22	Mono	GA Bleu	5:47:00	1:22:00

Tableau III.1-4 : Chronologie, source et matériaux utilisés lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 3.

Au cours de l'expérience 4 (Tableau III.1-5), seize épisodes turbiditiques formés à partir de suspensions de sable GA39 ont été déposés sur la langue de sel en utilisant la configuration tri-sources. Les courants de turbidité ont été produits en empruntant simultanément les trois sources A, B et C (Lobes 1, 2, 4, 7, 10, 13, 16, Tableau III.1-5), les deux sources A et B (Lobes 5, 8, 11, 14) ou B et C (Lobes 3, 6, 9, 12, 15). L'intervalle de temps entre chaque épisode est variable au cours de l'expérience : environ 30 min pour la première moitié de l'expérience, puis 1 h lors de la seconde moitié (Tableau III.1-5).

Lobe	Sources	Matériaux	Temps	Temps entre deux épisodes
1	A B C	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	A B C	GA Rouge	0:30:00	0:30:00
3	B C	GA Blanc	1:01:00	0:31:00
4	A B C	GA Bleu	1:27:00	0:26:00
5	A B	GA Rouge	1:35:00	0:08:00
6	B C	GA Blanc	2:12:00	0:37:00
7	A B C	GA Bleu	2:44:00	0:32:00
8	A B	GA Rouge	3:10:00	0:26:00
9	B C	GA Blanc	3:58:00	0:48:00
10	A B C	GA Bleu	4:54:00	0:56:00
11	A B	GA Rouge	5:53:00	0:59:00
12	B C	GA Blanc	6:43:00	0:50:00
13	A B C	GA Bleu	7:24:00	0:41:00
14	A B	GA Rouge	8:26:00	1:02:00
15	B C	GA Blanc	9:20:00	0:54:00
16	A B C	GA Bleu	10:00:00	0:40:00

Tableau III.1-5 : Chronologie, source et matériau utilisé lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 4.

La surcharge sédimentaire du modèle hybride 5 (Tableau III.1-6) est constituée de 16 lobes de sable GA39, déposés sur une période de 11h02, en utilisant simultanément les sources A, B et C de la configuration tri-sources. La fréquence des épisodes turbiditiques est comprise entre 10 et 130 minutes. L'intervalle de temps entre deux avalanches turbiditiques est fonction de la croissance diapirique à compenser par les apports sédimentaires.

Lobe	Sources	Matériau	Temps	Temps entre deux épisodes
1	A B C	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	A B C	GA Blanc	0:10:00	0:10:00
3	A B C	GA Rouge	0:27:00	0:17:00
4	A B C	GA Bleu	1:06:00	0:39:00
5	A B C	GA Blanc	1:29:00	0:23:00
6	A B C	GA Rouge	2:13:00	0:44:00
7	A B C	GA Bleu	3:13:00	1:00:00
8	A B C	GA Blanc	3:23:00	0:10:00
9	A B C	GA Rouge	4:33:00	1:10:00
10	A B C	GA Bleu	4:40:00	0:07:00
11	A B C	GA Blanc	5:40:00	1:00:00
12	A B C	GA Rouge	7:15:00	1:35:00
13	A B C	GA Bleu	7:23:00	0:08:00
14	A B C	GA Blanc	9:33:00	2:10:00
15	A B C	GA Rouge	9:39:00	0:06:00
16	A B C	GA Bleu	11:02:00	1:23:00

Tableau III.1-6 : Chronologie, source et matériau utilisé lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 5.

Au cours de la dernière expérience (Tableau III.1-7), nous avons procédé au dépôt de onze lobes turbiditiques en utilisant la configuration tri-sources pendant une durée de 9h34. Le premier évènement sédimentaire, ainsi que le dernier, ont été produits à partir d'une suspension de sable GA39. Le premier lobe de sable permet de limiter l'effet du contraste de densité entre l'eau et la silicone recyclée (la densité du sable déposé étant supérieure au PVC). Nous avons utilisé du sable pour le dernier lobe afin de former une couche protectrice moins aisément remobilisable que le PVC au cours de la vidange du bassin. Les neuf autres courants de turbidité (lobes 2 à 10) sont formés à partir d'une suspension de poudre de PVC (Tableau III.1-7). La fréquence des apports varie entre quelques minutes et 2h35 (Tableau III.1-7).

Lobe	Sources	Matériaux	Temps	Temps entre deux épisodes
1	A B C	GA Bleu	0:00:00	00:00
2	A B C	PVC JAUNE	0:08:00	0:08:00
3	A B C	PVC BLANC	0:31:00	0:23:00
4	A B C	PVC MAUVE	0:59:00	0:28:00
5	A B C	PVC JAUNE	1:08:00	0:09:00
6	A B C	PVC BLANC	2:04:00	0:56:00
7	A B C	PVC MAUVE	3:02:00	0:58:00
8	A B C	PVC JAUNE	5:36:00	2:34:00
9	A B C	PVC BLANC	5:59:00	0:23:00
10	A B C	PVC MAUVE	8:34:00	2:35:00
11	A B C	GA Bleu	9:34:00	1:00:00

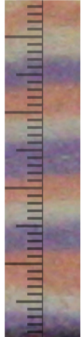

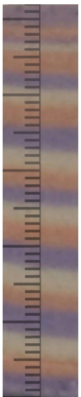
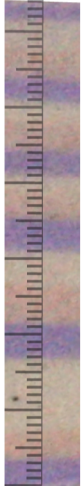
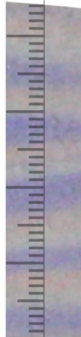

**Tableau III.1-7 : Chronologie, source et matériaux utilisés lors des épisodes turbiditiques simulés au cours de l'expérience 6.**

En plus des dimensions initiales des langues de "sel", nous avons synthétisé dans le tableau suivant les paramètres sédimentaires utilisés pour la mise en place de la surcharge sédimentaire (couche pré-cinématique, type de source et de matériau, nombre d'épisodes et durée de l'expérience). Nous avons également représenté une "colonne stratigraphique" illustrant la succession des lobes déposés sur la langue de sel. Cette colonne a été "échantillonnée" numériquement sur les coupes de modèle au niveau des dépôts les plus épais et les moins déformés.

Cet "échantillonnage" nous a permis de déterminer l'épaisseur maximum de l'éventail, l'épaisseur moyenne déposée à chaque évènement turbiditique et le taux de sédimentation expérimental moyen (Tableau III.1-8).

Les résultats montrent que l'épaisseur moyenne maximum déposée à chaque épisode est d'environ 4 mm, sauf pour l'expérience 3 pour laquelle chaque courant de turbidité produit un dépôt de 0,24 mm (Tableau III.1-8). Cette singularité de l'épaisseur moyenne dans le modèle 3 est certainement liée à la configuration mono-source utilisée lors de cette expérience. En effet, la surface modèle étant en surplomb par rapport au point d'arrivée des courants de turbidité, nous avons façonné une dépression à l'embouchure du chenal pour permettre aux écoulements de s'épandre dans le bassin principal (*cf.* Figure III.1-3 A p. 283). Par conséquent, dès leur entrée dans le bassin principal, les courants denses doivent remonter une pente avant de s'écouler et de se déposer sur la langue de sel. Il est donc probable que cette dépression en amont de la boîte de déformation piège une partie des apports sédimentaires, qui se déposent en moindre quantité dans les zones plus distales, comme en témoigne la relative faible épaisseur (5,2 cm) malgré les 22 lobes déposés en 5h47 (soit un taux de sédimentation de 0,90 cm/h, Tableau III.1-8).

Les taux de sédimentation expérimentaux des autres modèles (1, 2, 4, 5 et 6) dépendent du nombre d'évènements turbiditiques simulés, du type de matériau en suspension et de la durée de l'expérience, ils varient entre 0,20 à 0,65 cm/h (Tableau III.1-8).

Expérience	1	2	3	4	5	6
Longueur (cm)	65	60	20	20	20 à 55	20 à 30
Largeur (cm)	55	55	55	55	55	55
Epaisseur maximum silicone (cm)	1	3,5	5	4,5	4,5	6,3
Type de silicone (Densité)	SGM36 Dense ( $\rho=1,1$ )	SGM36 Recyclée ( $\rho>0,960$ )	SGM36 Pure ( $\rho=0,960$ )	SGM36 Dense ( $\rho=1,1$ )	SGM36 Recyclée ( $\rho>0,960$ )	SGM36 Recyclée ( $\rho>0,960$ )
Couche pré-cinématique (cm)	0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Source	Mono-source	Tri-sources	Mono-source	Tri-sources	Tri-sources	Tri-sources
Matériau	GA39	GA39 PVC	GA39	GA39	GA39	PVC GA39
Nombre d'épisodes	12	19	22	16	16	11
Durée de l'expérience	24h36	30h44	9h47	10h00	11h20	9h34
Maturation (sans sédimentation)	13h57 + 2h	17h07 + 1h	4h	Aucune	Aucune	Aucune
Colonne stratigraphique						
Epaisseur maximum (cm)	4,46	7,31	5,2	6,45	4,46	4,61
Epaisseur moyenne par épisode (cm)	0,37	0,38	0,24	0,40	0,28	0,42
Taux de sédimentation moyen (cm/h)	0,20	0,25	0,90	0,65	0,40	0,48

**Tableau III.1-8 : Récapitulatif de la géométrie des langues de sel et des paramètres sédimentaires des six expériences de remobilisation de corps salifères allochtones. Les colonnes stratigraphiques montre à l'échelle réelle l'épaisseur et la succession des lobes turbiditiques.**

### III.1.2.3 Dimensionnement des expériences

Cette section examine le dimensionnement des six expériences de surcharge sédimentaire de langue de sel allochtone en appliquant les règles édictées par Hubbert (1937) (dimensionnement géométrique, cinématique et dynamique) et plus spécifiquement pour les déformations d'un système salifère, par Weijermars *et al.* (1993b). Il s'agit donc de (1) déterminer le rapport de temps entre les modèles et la nature afin de connaître l'équivalent en années d'une heure d'expérience et (2) vérifier que les taux de sédimentation expérimentaux sont en adéquation avec le prototype naturel.

Le rapport de temps entre le modèle et le prototype naturel s'exprime :

$$t^* = \frac{t_{\text{Modèle}}}{t_{\text{Nature}}}$$

Parce que le comportement ductile du sel est dépendant du temps, contrairement au comportement cassant de la couverture sédimentaire, le dimensionnement de la rhéologie du sel constitue le paramètre principal contrôlant ce rapport de temps  $t^*$ . Il a été démontré en section I.1.3.2 que  $t^*$  pouvait s'exprimer :

$$t^* = \frac{1}{\dot{\varepsilon}^*}$$

où  $\dot{\varepsilon}^*$  correspond au rapport des taux de déformation donné par le dimensionnement de la rhéologie ductile du sel se déformant par gravité sous l'effet d'une contrainte liée à la pression lithostatique de la couverture sédimentaire ( $P=\sigma=\rho gL$ ):

$$\dot{\varepsilon}^* \eta^* = \sigma^* = \rho^* g^* L^*$$

Par conséquent, connaissant les rapports modèle/nature de la viscosité du sel ( $\eta^*$ ), de densité de la couverture sédimentaire ( $\rho^*$ ), de l'accélération gravitationnelle ( $g^*=1$ ) et de longueurs ( $L^*$ ), on est en mesure de déterminer  $\dot{\varepsilon}^*$  et par conséquent  $t^*$ .

Dans le système naturel, la viscosité du sel est comprise entre  $10^{16}$  et  $10^{19}$  Pa.s (Van Keken *et al.*, 1993 ; Weijermars *et al.*, 1993b ; Eisenstadt *et al.*, 1997 ; Urai et Spiers, 2007) ; dans le modèle, celle de la silicone est de  $5.10^4$  Pa.s. Les calculs préliminaires montrent que la viscosité la plus élevée du sel ( $10^{19}$  Pa.s) est la plus

adéquate pour un dimensionnement correct de nos modèles. C'est pourquoi le raisonnement présenté ici, s'appuie exclusivement sur cette valeur de viscosité du sel (Tableau III.1-9 et Tableau III.1-10). Le rapport de viscosité  $\eta^*$  est donc fixé à  $5.10^{-15}$  pour chacune des six expériences.

Pour la densité de la couverture sédimentaire, nos expériences utilisent deux types de matériaux granulaires ayant leur propre densité : respectivement 1,9 et 1,1  $g.cm^{-3}$  pour le sable (Tableau III.1-9) et la poudre de PVC (Tableau III.1-10). Pour l'exemple naturel, nous avons utilisé une densité de 2,45  $g.cm^{-3}$  (Weijermars *et al.*, 1993b). Ainsi le rapport  $\rho^*$  est de 0,78 pour le sable (Tableau III.1-9) et de 0,45 pour le PVC (Tableau III.1-10).

Concernant le rapport de longueur  $L^*$ , nous l'avons fixé à  $10^{-5}$  (1 cm pour 1000), ce qui correspond au facteur d'échelle géométrique classiquement utilisé en modélisation analogique.

<b>Dimensionnement des longueurs linéaires</b>			
	Modèle	Nature	Modèle/Nature
Longueur (cm)	1	100 000	1,00E-05
<b>Dimensionnement cinématique et dynamique</b>			
$\rho_{\text{sable}}/\rho_{\text{nature}}$	1,9	2,45	0,78
Viscosité $\mu$ (Pa.s)	5,00E+04	1,00E+19	5E-15
Pression Lithostatique $\sigma^* = P^* = \rho^* g^* L^*$			7,76E-06
Taux de déformation $\epsilon^*$	Les Modèles se déforment	1 551 020 408	fois plus rapidement
Rapport de Temps ( $t^* = 1/\epsilon^*$ )		6,44737E-10	
Equivalent en année d'1 h d'expérience		176 936	

**Tableau III.1-9 : Dimensionnement géométrique, cinématique et dynamique établissant le rapport de temps  $t^*$  entre le modèle expérimental et le prototype naturel pour une couverture sédimentaire analogue de sable.**



Dimensionnement des longueurs linéaires			
	Modèle	Nature	Modèle/Nature
Longueur (cm)	1	100 000	1,00E-05
Dimensionnement cinématique et dynamique			
$\rho_{PVC}/\rho_{nature}$	1,1	2,45	0,45
Viscosité $\mu$ (Pa.s)	5,00E+04	1,00E+19	5E-15
Pression Litho. $\sigma^* = P^* = \rho^* g^* L^*$			4,49E-06
Taux de déformation $\epsilon_2^*$ (pour $\mu_2$ )	Les Modèles se déforment	897 959 184	fois plus rapidement
Rapport de Temps ( $1/\epsilon_2^*$ )		1,11364E-09	
Equivalent en année d'1 h d'expérience		102 437	

Tableau III.1-10 : Dimensionnement géométrique, cinématique et dynamique établissant le rapport de temps  $t^*$  entre le modèle expérimental et le prototype naturel pour une couverture sédimentaire analogue de poudre de PVC

	Taux de sédimentation (cm/h)	Equivalent en année d'1 h d'expérience		Taux de sédimentation naturel équivalent (m/ka)		Durée de l'expérience (min)	Equivalent naturel (Ma)	
		Sable	PVC	Sable	PVC		Sable	PVC
Exp 1	0,2	176 936		<b>1,13</b>		1476	<b>4,35</b>	
Exp 2	0,25	176 936	102 437	<b>1,41</b>	<b>2,44</b>	1884	<b>5,44</b>	<b>3,15</b>
Exp 3	0,9	176 936		<b>5,09</b>		547	<b>1,73</b>	
Exp 4	0,65	176 936		<b>3,67</b>		600	<b>1,77</b>	
Exp 5	0,4	176 936		<b>2,71</b>		680	<b>2</b>	
Exp 6	0,48	176 936	102 437		<b>4,68</b>	574		<b>1</b>

Tableau III.1-11 : Equivalence entre modèles et prototype naturel des taux de sédimentation et de la durée des déformations.

Le dimensionnement nous montre que nos modèles reproduisant des déformations gravitaires liées à une surcharge sédimentaire se déforment approximativement entre 1 milliard (Tableau III.1-10) et 1,5 milliard (Tableau III.1-9) de fois plus rapidement que le prototype naturel.

Ainsi une période d'une heure dans le modèle correspond dans la nature, selon le type de matériau utilisé comme analogue de la couverture sédimentaire (sable ou PVC), à 100000 ou 175000 années (Tableau III.1-9 et Tableau III.1-10).

Dès lors que le rapport de temps entre le modèle et son prototype naturel est établi, nous pouvons calculer le taux de sédimentation naturel équivalent au taux reproduit expérimentalement, ainsi que la période de temps en million d'années que représente chacun des modèles (Tableau III.1-11).

Les résultats montrent que les taux de sédimentation simulés dans le bassin tectono-stratigraphique correspondent à un taux naturel compris entre 1,13 et 5,09 m/k.a. pour une couverture sédimentaire en sable. Pour les modèles utilisant la poudre de PVC : 2,44 m/k.a. pour l'expérience 2 et 4,68 m/k.a. pour l'expérience 6 (Tableau III.1-11). Rowan et Weimer (1998) ont déterminé, grâce à des coupes restaurées de systèmes de nappes de sel en roho et contre-régional (Figure III.1-6), des taux de sédimentation pouvant atteindre 5,7 m/k.a. dans un système en roho (bassin #15 S ; Figure III.1-6 A) et plus de 10 m/k.a. pour le système contre-régional (bassin #5 ; Figure III.1-6 B). Le taux de sédimentation moyen étant d'environ 2,2 m/k.a. pour les trois mini-bassins en roho (Figure III.1-6 A) et quasiment 4 m/k.a. pour les systèmes contre-régionaux (Figure III.1-6 B), nous pouvons donc considérer que les taux de sédimentation reproduits au cours de nos expériences se situent dans une gamme réaliste par rapport à ceux rencontrés dans les prototypes naturels que nous modélisons.

Concernant la durée de nos modèles, la période équivalente naturelle varie d'environ 1 Ma (expérience 6 ; Tableau III.1-11) à 5,44 Ma (expérience 2 ; Tableau III.1-11). Les systèmes salifères allochtones du Golfe du Mexique décrits par Rowan et Weimer (1998) sont pour la plupart remobilisés depuis la fin du Miocène (5,5 Ma ; Figure III.1-6) voire plus récemment pour le bassin #5 (1,6 Ma ; Figure III.1-6 B). Bien que la plupart de nos modèles ont une période de fonctionnement inférieure aux 5,5 Ma des systèmes du Golfe du Mexique (Tableau III.1-11), nous pouvons toutefois considérer que leur durée de fonctionnement se situe dans une gamme acceptable pour modéliser la remobilisation par surcharge sédimentaire d'un corps salifère allochtone.

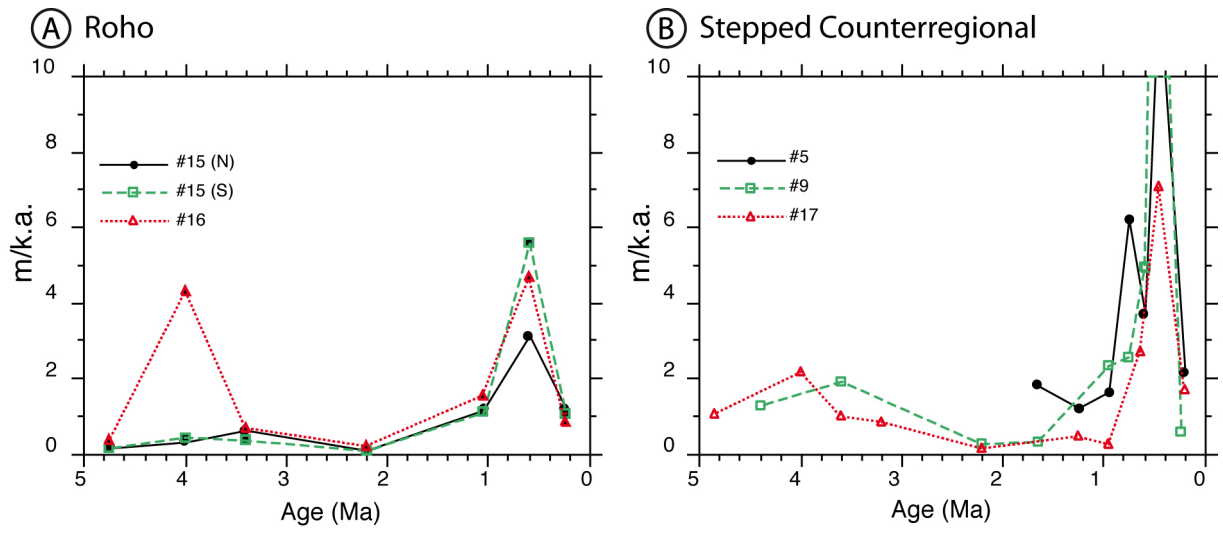


Figure III.1-6 : Evolution du taux d'accumulation sédimentaire (en m/k.a.) en fonction de l'âge de systèmes de nappes de sel allochtone en (A) roho et (B) contre-régional du Golfe du Mexique. Les taux de sédimentation ont été déterminés à partir de profils sismiques restaurés (D'après Rowan et Weimer, 1998)

### III.1.3 Résultats

#### III.1.3.1 Systèmes de langue de sel allochtone allongée (Expérience 1 et 2)

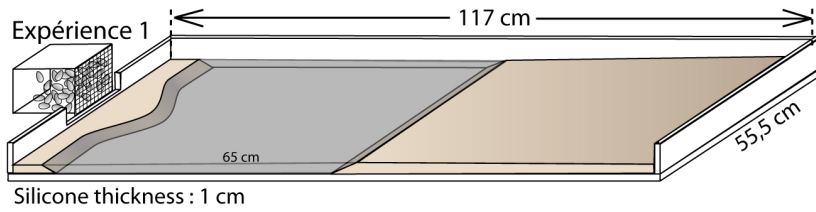
##### **Expérience 1 :**

Pour l'expérience 1 (Figure III.1-7), nous avons déposé 12 lobes successifs sur une langue de silicone de 1 cm d'épaisseur et 65 cm de long, ce qui, d'après le dimensionnement géométrique (1 cm pour 1 km) équivaut à une épaisseur de sel de 1 km pour 65 km de long. Les apports turbiditiques ont été produits à partir de la configuration mono-source du bassin tectono-stratigraphique (Figure III.1-7 A). Dans cette configuration, l'éventail turbiditique généré est caractérisé par une forme semi-circulaire en carte (voir section II.3.1.4 p. 224). Le dépôt de cet éventail sur le niveau de silicone déclenche son étalement gravitaire radial (Gaullier et Vendeville, 2005). Ce dernier est accommodé par (1) une faille de croissance normale s'enracinant à la limite proximale du substratum ductile en amont du système (notée FCr ; Figure III.1-7 B et C). Au sein de l'éventail, les déformations gravitaires sont caractérisées par la formation de grabens sommitaux (crestal graben) associés à des rides de silicone. En carte, on distingue deux directions structurales de grabens liées à l'étalement radial de l'éventail : l'une concentrique (GC ; Figure III.1-7 B) et l'autre radiale (GR ; Figure III.1-7 B).

Ⓐ

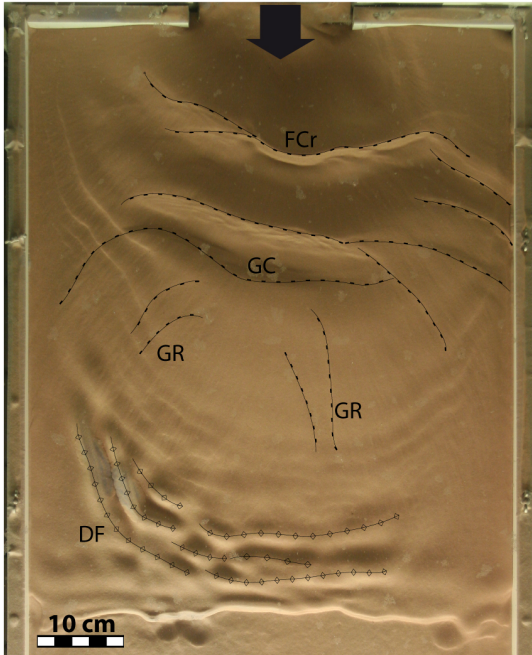
Nombre de lobes : 12  
Matériau : Sable GA39  
Taux de sédimentation : 0,20 cm/h

Épaisseur maximum : 4,46 cm  
Durée de l'expérience : 24h36  
Période de maturation : 13h57 + 2h



Ⓑ

t=10h — Lobe 9



t=20h20 — Lobe 9



Ⓒ

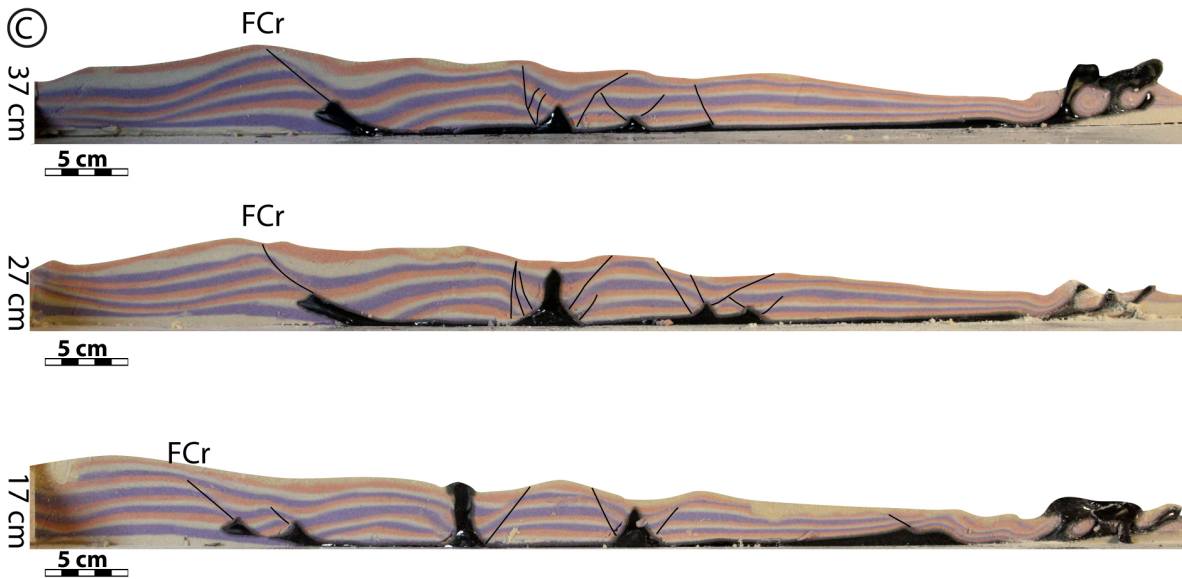


Figure III.1-7: Synthèse des résultats de l'expérience 1. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du neuvième lobe après 10h et 20h20 d'expérience (les flèches noires indiquent le sens des écoulements, les diapirs sont en orange). (C) Coupes interprétées (la localisation des coupes est indiquée en B).

Au niveau de la limite distale de la silicone (en bas des photographies ; Figure III.1-7 B), l'extension en amont est accommodée par des plis à cœur salifère, dont la direction arquée souligne le front de dépôt de l'éventail (DF ; Figure III.1-7 B ; t=10h). Ces structures compressives se forment préférentiellement, par rapport à la direction d'écoulement, vers la droite du modèle (coin inférieur gauche ; Figure III.1-7 B ; t=10h). Cette particularité est probablement due à une asymétrie de l'éventail faisant (induisant une direction d'étalement légèrement déportée) que la direction d'étalement se trouve légèrement déportée vers cette bordure du modèle. A un stade plus avancé de l'expérience (Figure III.1-7 B ; t=20h20), les plis ont évolué en rides diapiriques, localisées contre le butoir distal formé par la limite distale de la langue de silicone (surlignés en orange ; Figure III.1-7 B ; t=20h20). Ce diapirisme compressif est une conséquence de l'extension localisée au niveau de l'extrados des plis. En effet, au niveau de l'extrados des anticlinaux, la couverture sédimentaire se trouve suffisamment amincie pour permettre à la silicone de percer et d'être extrudée à la surface du modèle.

Cependant, d'après les coupes (Figure III.1-7 C), l'expulsion du sel n'a pas été suffisante au cours de l'expérience pour observer une suture salifère (*salt weld*) entre la couverture et la base du sel.

## Expérience 2 :

Pour l'expérience 2, les apports turbiditiques ont été plus importants qu'au cours de l'expérience 1 (19 lobes montrant une épaisseur maximale de 7,31 cm ; Figure III.1-8 A). De plus, nous avons utilisé la configuration tri-sources afin d'obtenir un front de dépôt rectiligne (voir section II.3.1.4.2 p. 230) et ainsi éviter l'étalement gravitaire radial de l'éventail. Enfin, la nature des particules était différente selon les avalanches turbiditiques ; ainsi, nous avons alterné le dépôt de lobes de sable GA39 et de lobes de poudre de PVC (voir Tableau III.1-3 p. 288). L'éventail turbiditique a été mis en place sur une nappe de silicone plus volumineuse que précédemment (60 cm de long pour 50 cm de large et une épaisseur maximum de 3,5 cm ; Figure III.1-8 A).

Dans cette expérience, les escarpements de failles surlignant les déformations cassantes de la couverture sédimentaire sont difficiles à observer sur les photographies de surface du modèle (Figure III.1-8 B). Néanmoins, dans la partie proximale, on peut remarquer l'expression superficielle de failles normales, ces dernières délimitant un graben qui s'enracine à la limite proximale de la langue de silicone (Figure III.1-8 C).

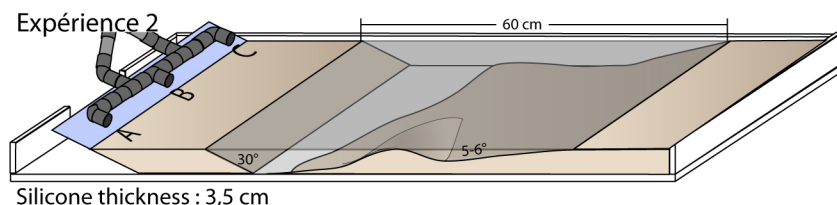
On observe également des diapirs de silicone ayant deux origines distinctes. La première catégorie (en vert ; Figure III.1-8 B) correspond à un artefact lié aux conditions expérimentales initiales. En effet, malgré les précautions prises (dépôt d'une couverture sédimentaire pré-cinématique et utilisation d'une silicone recyclée plus dense), cette famille de diapirs s'est formée à cause d'une instabilité de Raleigh-Taylor, liée à l'inversion de densité entre la silicone (moins dense) et l'eau ambiante. Cet artefact explique la direction longitudinale de ces structures, non cohérente avec les directions structurales transversales imposées par l'étalement gravitaire du biseau sédimentaire.

En revanche, la seconde famille de diapirs (en orange ; Figure III.1-8 B) s'est développée selon deux mécanismes réalistes en terme de déformations salifères :

- Dans la région proximale (extensive), il s'agit de rides diapiriques initialement réactives et ayant atteint un stade passif dès lors qu'elles percent la couverture sédimentaire. Ainsi, ces remontées de silicone sont systématiquement associées à des structures extensives (grabens sommitaux) qui affectent la couverture sédimentaire.
- Dans la région distale (compressive), les structures diapiriques correspondent à une extrusion de la silicone s'opérant par la crête des anticlinaux à cœurs

salifères qui accommodent la compression à la limite distale de la langue de silicone (Figure III.1-8 B).

- (A)      Nombre de lobes : 19      Epaisseur maximum : 7,31 cm  
 Matériaux : Sable GA39 ; Poudre de PVC      Durée de l'expérience : 30h44  
 Taux de sédimentation : 0,25 cm/h      Période de maturation : 17h07 + 1h



- (B)      t=17h — Lobe 17

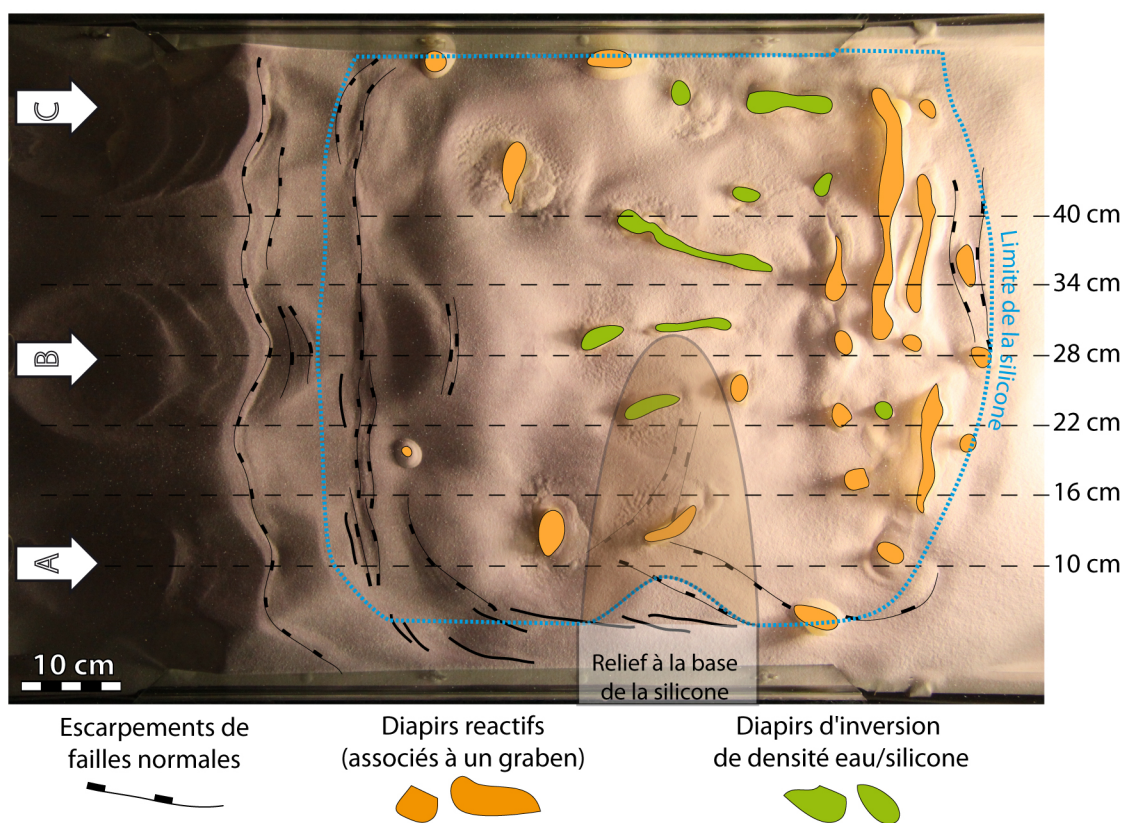
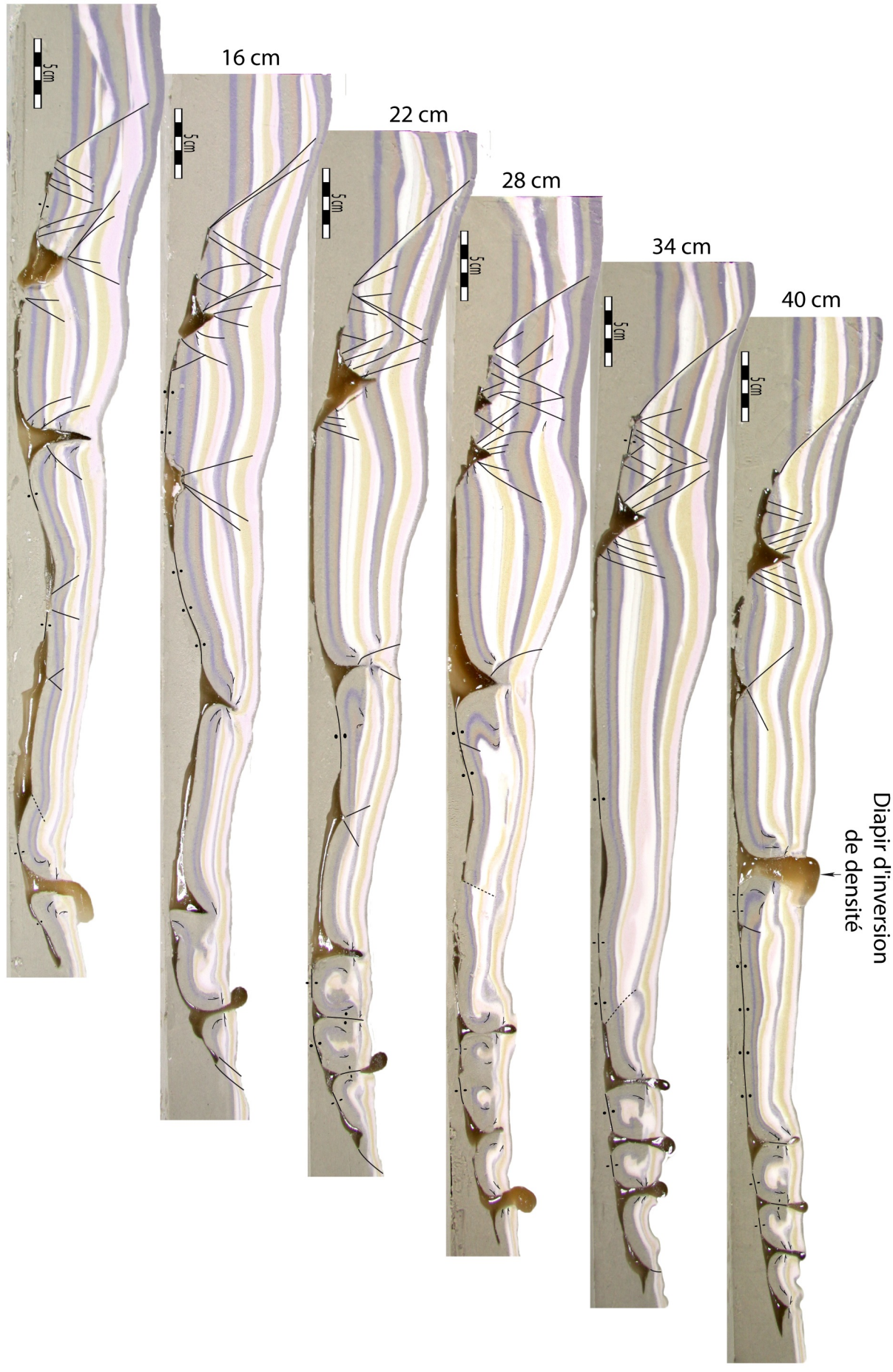


Figure III.1-8 : Synthèse des résultats de l'expérience 2. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vue de dessus du modèle après 17h de déformations et 17 lobes déposés (les pointillés bleus indiquent la limite de la langue de silicone, les flèches blanches marquent les trois sources des apports turbiditiques). (C ; ci-contre) Coupes interprétées, les doubles points à la base de la couverture sédimentaire représentent des sutures salifères (*salt weld*) (voir la localisation des coupes en B).



© 10 cm



Les coupes réalisées à la fin de l'expérience révèlent la structure interne des déformations occasionnées par le dépôt du biseau turbiditique sur la langue de silicone "allochtone". On peut observer à la limite proximale de la langue (Figure III.1-8 C), une grande faille listrique synsédimentaire formant la limite amont d'un système de graben-horst-graben découpé par de nombreuses failles normales (Figure III.1-8 C). Il s'agit de grabens sommitaux (*crestal graben*) typiquement associés à une ride de silicone de section triangulaire (*e.g.*, coupe #28 cm ; Figure III.1-8 C).

En s'éloignant de la source des apports turbiditiques, les failles normales sont plus rares, voire absentes (*e.g.*, coupe #34 ; Figure III.1-8 C). On trouve néanmoins à proximité du relief "sub-salifère" quelques grabens sommitaux et leurs rides de silicone associées qui affectent le biseau sédimentaire (*e.g.*, coupes #10, #16 et #22 cm, Figure III.1-8 C).

Dans la région distale, on observe des déformations compressives formées contre la limite de la langue de silicone, avec notamment des failles inverses (représentées en pointillés, coupes #10, #28 et #34 cm, Figure III.1-8 C), des synclinaux (*e.g.*, coupe #40 cm, Figure III.1-8 C) et des diapirs ayant percé la crête des anticlinaux (*e.g.*, #34cm ; Figure III.1-8 C). Ces diapirs formés en contexte compressif peuvent se trouver pincés par du raccourcissement tardif et former ainsi une suture salifère (*e.g.*, zone distale de la coupe #22cm, Figure III.1-8 C).

Par ailleurs, au cours de cette seconde expérience, l'expulsion et le retrait de la silicone ont été suffisamment importants pour former une suture salifère entre la base de la langue "allochtone" et la couverture sédimentaire (*salt weld*, matérialisées par les doubles points, Figure III.1-8 C). Bien que discontinues, ces structures liées au retrait de la silicone sont présentes sur chacune des coupes (Figure III.1-8 C).

### III.1.3.2 Systèmes de langue de sel allochtone étroite ou mur de sel

(expériences 3 et 4)

#### **Expérience 3 :**

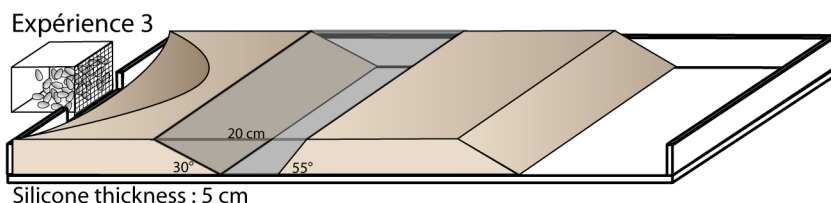
Pour cette expérience 3 (Figure III.1-9), nous avons déposé 22 lobes successifs en quasiment 6 h, sur un système de silicone “allochtone” d’une épaisseur maximum de 5 cm pour 55 cm de large et 20 cm de long (Figure III.1-9 A). Alors que la morphologie de la langue de silicone dans les expériences 1 et 2 reproduit la géométrie de langues de sel allochtone, la géométrie plus étroite utilisée dans ce modèle rappelle celle d’un mur de sel (*salt wall*, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** p. **Erreur ! Signet non défini.**). Les apports turbiditiques sont produits à partir de la configuration mono-source avec une fréquence importante et un fort taux de sédimentation (0,90 cm/h ; Figure III.1-9 A).

Au cours de cette expérience, les déformations induites par les dépôts turbiditiques sont déclenchées relativement précocement, dès la première heure suivant le dépôt du premier lobe (t=1h00 — Lobe 6 ; Figure III.1-9 B). La région proximale est caractérisée par la présence de nombreuses failles normales ayant, pour la plupart un pendage régional (*i.e.*, vers la région distale, Figure III.1-9 C). Le fait que ce système de failles normales précocement formées montre une vergence unique est probablement lié au fait qu’elles accommodent, en plus de l’étalement gravitaire, une part de glissement gravitaire le long de la pente limitant la silicone en amont du système (30°, Figure III.1-9 A). Par ailleurs, la surcharge différentielle imposée par le biseau turbiditique dans la région proximale provoque dans la région distale un bombement de la silicone (t=1h00 — Lobe 6 ; Figure III.1-9 B).

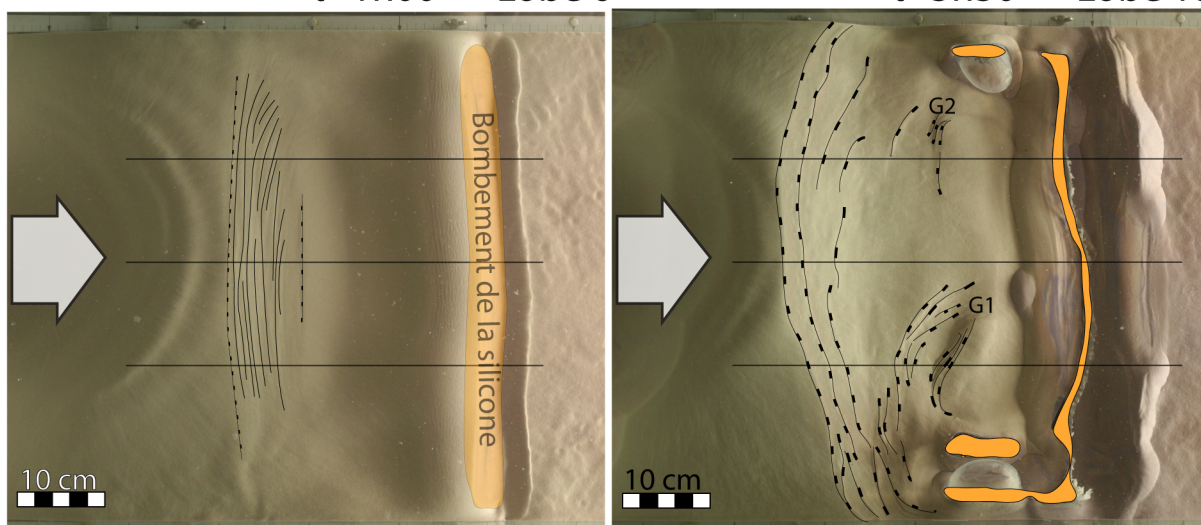
Le complexe de failles normales précocement formé cesse de fonctionner partiellement au cours de l’expérience ; certaines de ces structures se trouvent alors scellées par les sédiments plus récents (coupes #17 et 29 cm, Figure III.1-9 C), tandis que d’autres continuent de fonctionner et de s’exprimer sous forme d’escarpements en surface du modèle (t=3h30 — Lobe 18 ; Figure III.1-9 B). Par ailleurs, il se développe deux grabens (notés G1 et G2 ; t=3h30 — Lobe 18 ; Figure III.1-9 B) au cœur de la ride de silicone. Alors que le graben G1 qui occupe la moitié droite du modèle est caractérisé par une direction structurale légèrement oblique, le second graben G2 est moins

développé. Les coupes (Figure III.1-9 C) montrent que ces deux structures sont associées à une remontée réactive de la silicone.

- (A)      Nombre de lobes : 22      Epaisseur maximum : 5,2 cm  
 Matériau : Sable GA39      Durée de l'expérience : 9h47  
 Taux de sédimentation : 0,90 cm/h      Période de maturation : 4h



- (B)      t=1h00 — Lobe 6      t=3h30 — Lobe 18



t=9h47 — Lobe 22

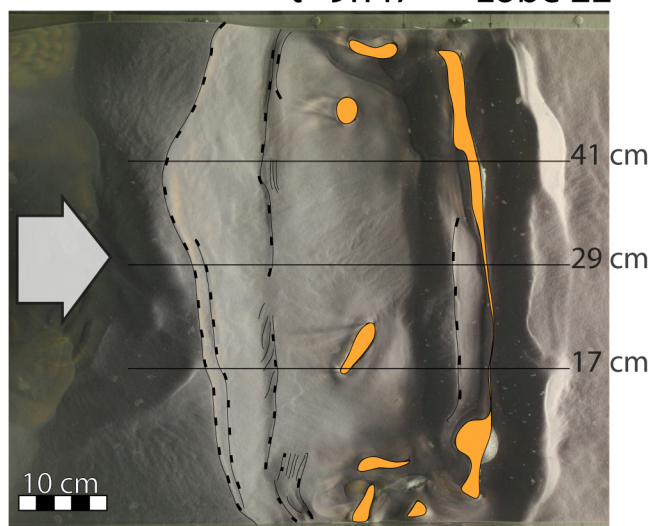
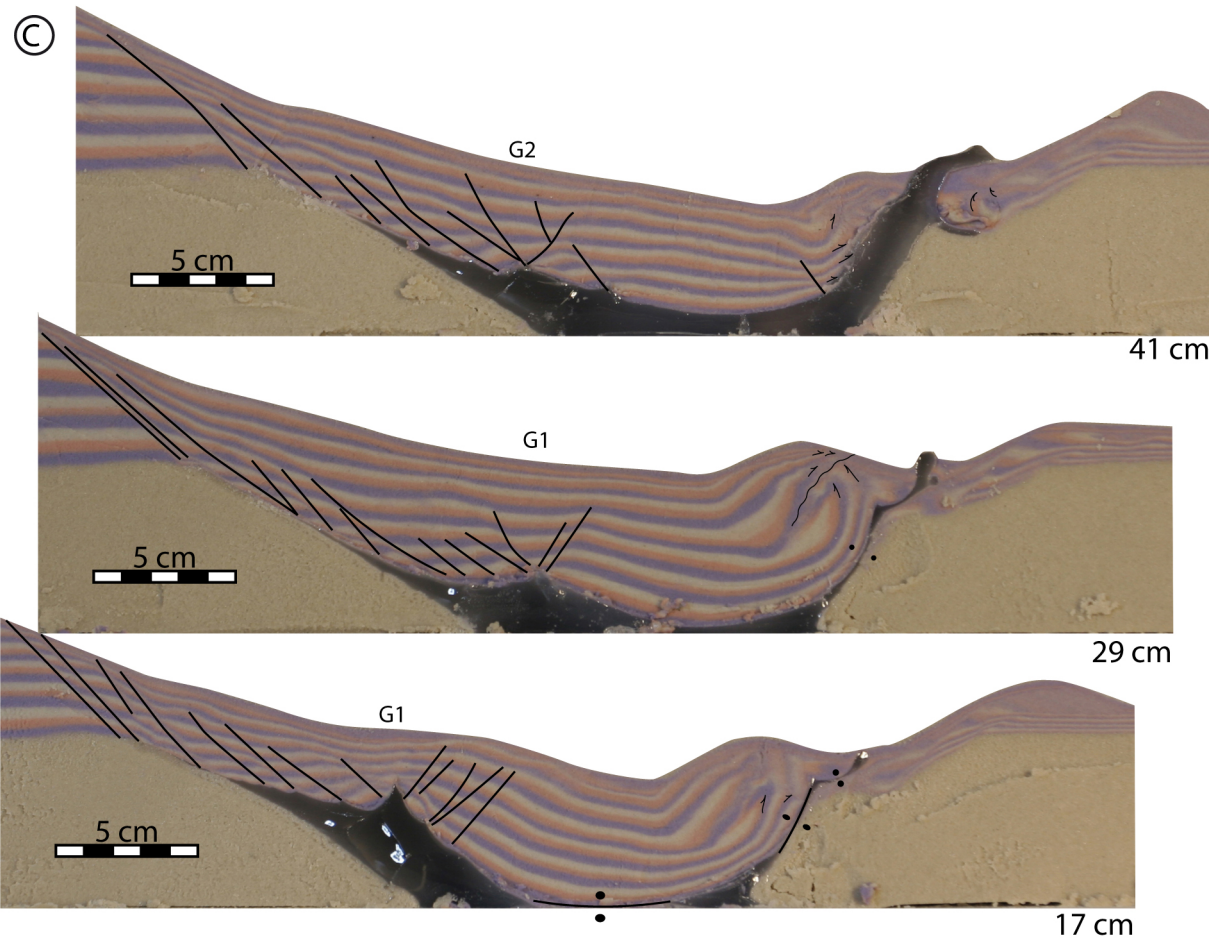


Figure III.1-9 : Synthèse des résultats de l'expérience 3. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vue de dessus du modèle après 3h30 (lobe 18) et 9h47 (lobe 22) de déformations. (C ; ci-contre) Coupes interprétées, les doubles points représentent des sutures salifères (*salt weld*) (voir les localisations en B).



Au niveau de la région distale du modèle, le bombement formé initialement évolue en une ride de silicone occupant toute la largeur du dispositif ( $t=3h30$  et  $t=9h47$  ; Figure III.1-9 B), cette structure permettant l'extrusion de la silicone en aval du système. Sur les coupes, on peut constater que lorsque l'extrusion a été importante, le retrait de la silicone permet la formation de deux types de sutures salifères (*salt weld*, matérialisées par les doubles points ; Figure III.1-9 C) ; l'une horizontale se produit à la base de la couverture sédimentaire (coupe #17 cm ; Figure III.1-9 C), l'autre, inclinée, se forme le long de la pente distale bordant la ride de silicone (coupes #17 et #29 cm, Figure III.1-9 C).

#### **Expérience 4 :**

La morphologie de la silicone “allochtone” dans l’expérience 4 est comparable à précédemment en terme de dimension (20 cm de long pour 55 cm de large et 4,5 cm d’épaisseur ; Figure III.1-10 A), en revanche son asymétrie est inversée par rapport à l’expérience 3, avec une pente raide de 70° en amont et plus faible en aval du système (~30° ; Figure III.1-10 A). Au cours de cette expérience, nous avons utilisé la configuration tri-sources du dispositif pour déposer 16 lobes successifs. La fréquence des écoulements était moins élevée que pour l’expérience 3.

La silicone et sa couverture sédimentaire commencent à se déformer précocement dès le dépôt du troisième lobe. Dans sa région proximale, la subsidence du biseau sédimentaire est accommodée par la formation d’une faille normale qui, d’après les coupes, montre un pendage régional et s’enracine à la limite amont de la silicone (t=2h10 — lobe 5 ; Figure III.1-10 B et coupes #10 à 40 cm ; Figure III.1-11 B). Cet affaissement des sédiments en amont “chasse” la silicone vers l’aval du système pour former un bombement. La couverture sédimentaire montre un graben d’extrados au niveau de la crête de ce renflement (t=2h10 — lobe 5 ; Figure III.1-10 B).

A un stade plus mature de l’expérience (t=5h45 — lobe 10 ; Figure III.1-10 B), la faille normale accommodant la subsidence de la couverture en amont est toujours active. A présent, elle fait face à un faisceau de failles normales contre-régionales pour délimiter un graben. D’après la coupe #30 cm (Figure III.1-11 B), ce graben prend racine à la limite amont de la langue de silicone et, contrairement à ce qui a été observé dans l’expérience 3, aucune ride de silicone n’est associée à cette structure. On peut donc supposer que ce graben n’est pas lié à l’étalement ou au glissement gravitaire de la couverture, mais semble plutôt accommoder la rotation du biseau sédimentaire subsidant différemment dans l’analogie du sel (Figure III.1-10 C) ; cette rotation s’opérant autour d’une “charnière” située à la limite amont de la silicone (Figure III.1-10 C). Dans la région distale, les structures extensives formées à l’extrados du bourrelet de silicone évoluent en diapir de silicone.

- (A) Nombre de lobes : 16  
 Matériau : Sable GA39  
 Taux de sédimentation : 0,65 cm/h  
 Epaisseur maximum : 6,45 cm  
 Durée de l'expérience : 10h  
 Période de maturation : aucune

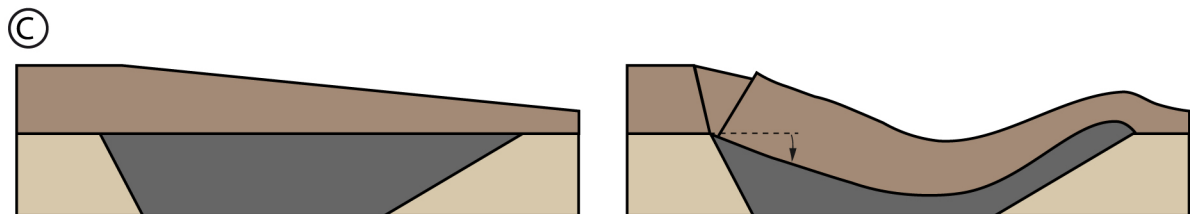
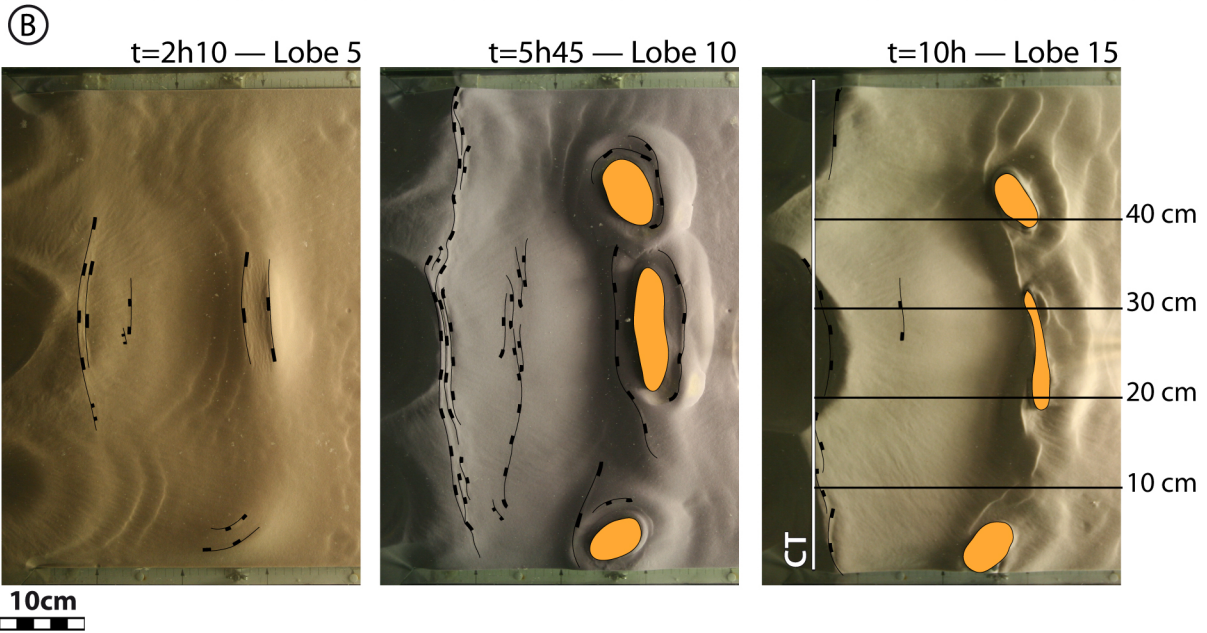
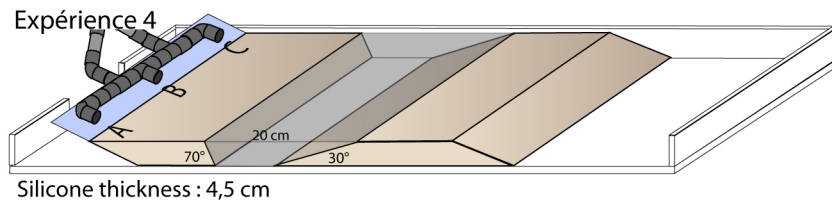


Figure III.1-10 : Synthèse des résultats de l'expérience 4. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du modèle après 17h de déformations et 17 lobes déposés. (C) Coupes schématiques illustrant la formation du graben proximal par rotation du biseau sédimentaire.

A la fin de cette expérience, nous avons réalisé une coupe transversale dans la région amont du modèle (coupe CT ; Figure III.1-11 A), celle -ci montre l'agencement des différents lobes. En effet, nous avons utilisé alternativement les sources ABC, AB et BC auxquelles sont associés respectivement les lobes bleus, rouges et blancs sur la Figure III.1-11 A. Les dépôts bleus (ABC) occupent toute la largeur du modèle, alors que les dépôts blancs (BC) et rouges (AB) sont déportés sur les bordures gauche et droite (Figure III.1-11 A). De plus, les apports constants au niveau de la source B pendant toute la durée de l'expérience expliquent que l'éventail est plus développé au centre du modèle.

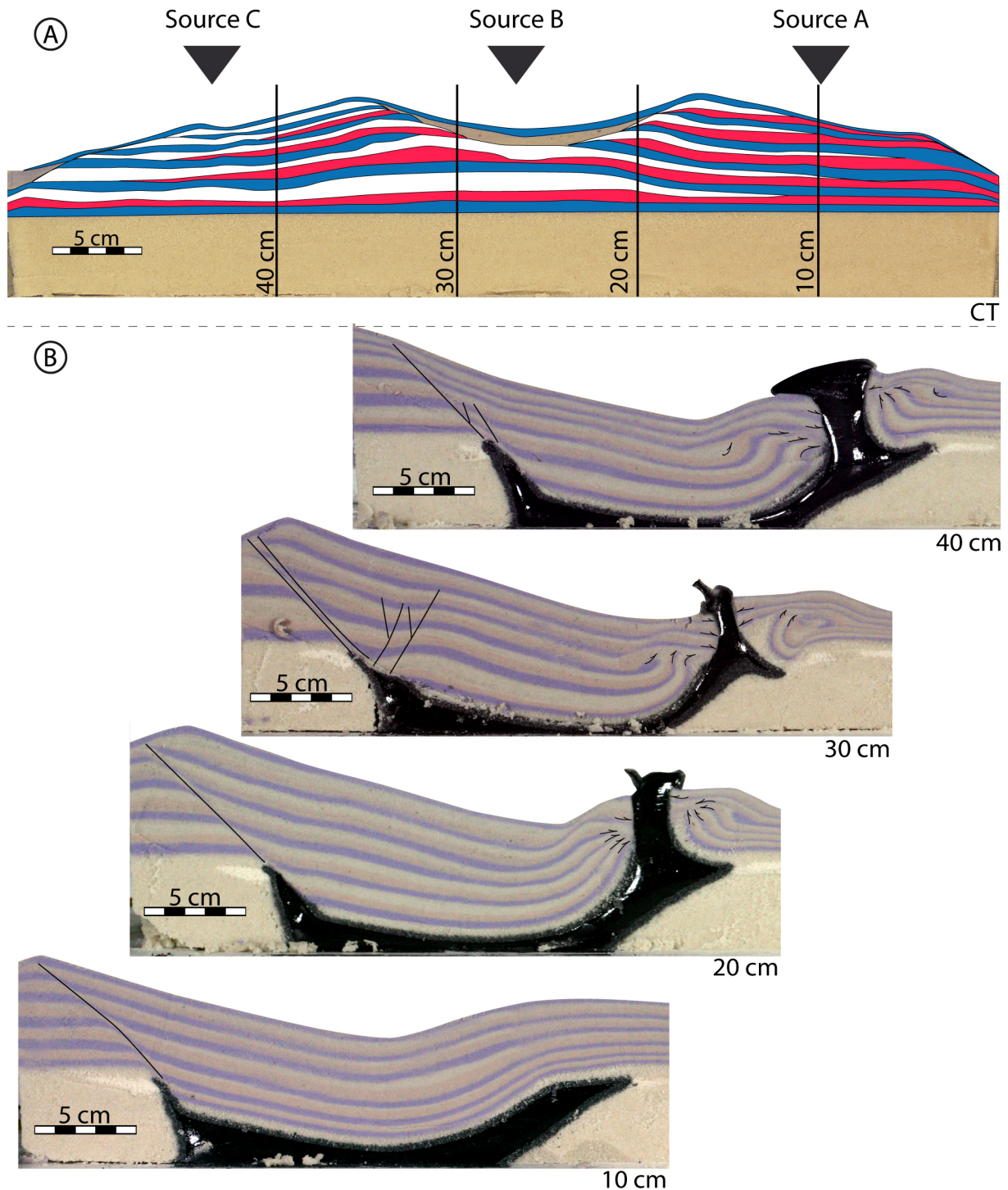


Figure III.1-11 : (A) Coupe transversale (CT) de la zone proximale de l'expérience montrant l'architecture de l'éventail expérimental, et (B) coupes longitudinales (10 cm, 20 cm, 30 cm et 40 cm) du modèle n° 4 (voir Figure III.1-10 B pour la localisation).

Par comparaison avec les modèles précédents, les coupes longitudinales (Figure III.1-11 B) montrent très peu de déformations proximales extensives dans la couverture. En aval du système, la silicone est extrudée par le biais de diapirs, cependant, le volume évacué n'est pas suffisant pour former une suture salifère (*salt weld*) entre la couverture sédimentaire et la base du substratum ductile.





### III.1.3.3 Système de langue de sel allochtone hybride (expérience 5)

Pour cette expérience, nous avons déposé 16 biseaux turbiditiques à partir de la configuration tri-sources. La langue de silicone utilisée dans ce modèle a une épaisseur maximale de 5,5 cm. Dans la partie droite du modèle (en face de la source A, Figure III.1-12 A et B), la silicone montre une géométrie identique à l'expérience 4 (20 cm de long et limitée par une pente de 70° en amont et de 30° en aval); dans la partie gauche du dispositif (en face de la source C, Figure III.1-12 A et B), la langue de silicone s'allonge (55 cm) pour former une géométrie similaire à celle utilisée dans l'expérience 2.

Malgré les précautions prises pour éviter une croissance diapirique causée par le contraste de densité entre l'eau ( $\rho=1$ ) et la silicone ( $\rho=0,96$ ) (instabilité de Raleigh-Taylor), les résultats de cette expérience sont fortement influencés par cet artefact relatif aux conditions expérimentales. La croissance diapirique a été d'autant plus accentuée par la présence malencontreuse de bulles d'air coincées sous la langue de silicone.

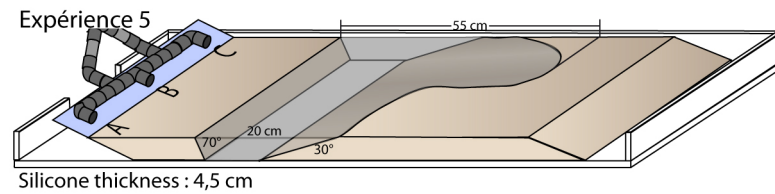
En effet, au cours de l'expérience, il s'est initié plusieurs dômes en surface du modèle qui, visiblement, n'ont aucun lien direct avec des structures compressives ou extensives liées à la surcharge sédimentaire différentielle. Ces dômes formés par l'instabilité de Raleigh-Taylor évoluent ensuite en diapirs de silicone (diapirs verts, Figure III.1-12 B). Par conséquent, la quasi totalité du modèle s'est déformée selon des conditions irréalistes du point de vue géologique.

On observe néanmoins quelques structures provoquées par la surcharge sédimentaire de la langue de silicone au niveau de la source A, où le diapirisme de Raleigh-Taylor est le moins présent (Figure III.1-12 B). La région proximale montre en effet la faille normale typiquement formée dans les autres expériences, à la limite amont de la silicone. Cette structure à pendage régional occupe toute la largeur du modèle, et fait face à une autre faille normale contre-régionale et discontinue, l'ensemble délimitant un graben (Figure III.1-12 B). Comme pour l'expérience 4, les coupes montrent que ce graben proximal n'est pas associé à une remontée diapirique (Figure III.1-13). Par conséquent, cette structure doit accommoder la rotation du biseau sédimentaire lorsqu'il subside différentiellement dans le substratum visqueux plutôt que l'étalement ou le glissement gravitaire (*cf.* Figure III.1-10 C).

Ⓐ

Nombre de lobes : 16  
Matériau : Sable GA39  
Taux de sédimentation : 0,40 cm/h

Épaisseur maximum : 4,46 cm  
Durée de l'expérience : 11h20  
Période de maturation : aucune



Ⓑ

t=11h10 — Lobe 16

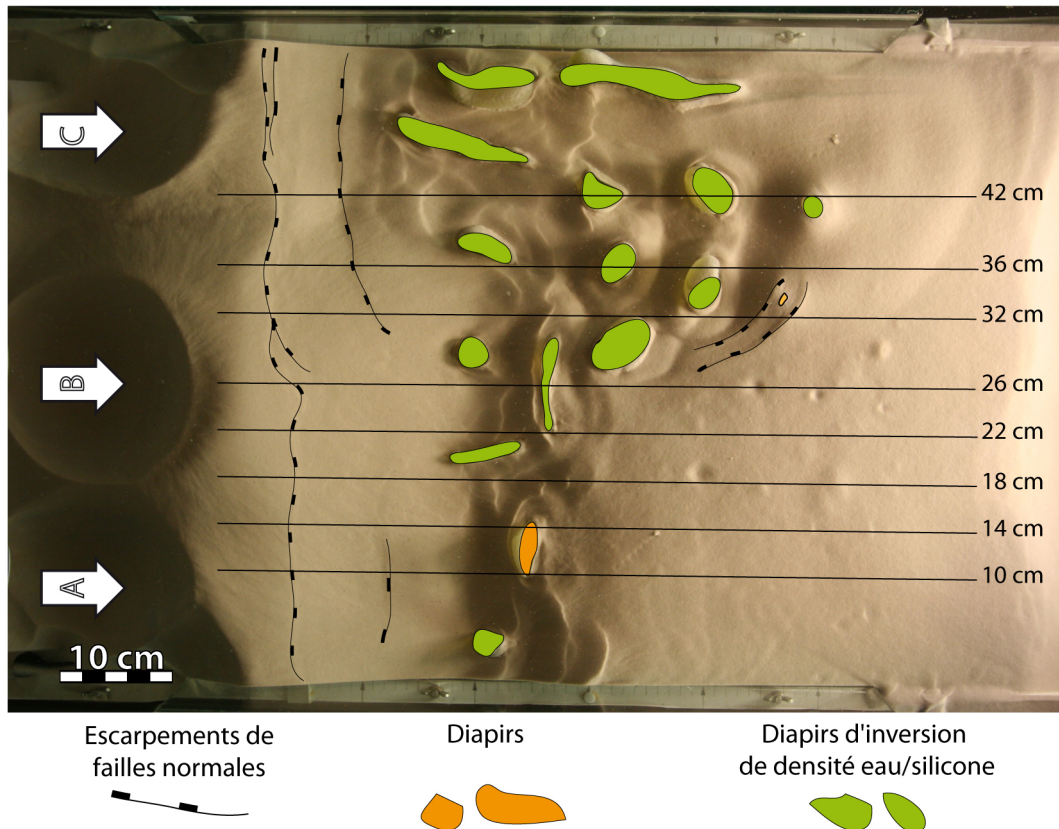


Figure III.1-12 : Synthèse des résultats de l'expérience 5. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du modèle après 11h10 de déformations et 16 lobes déposés.

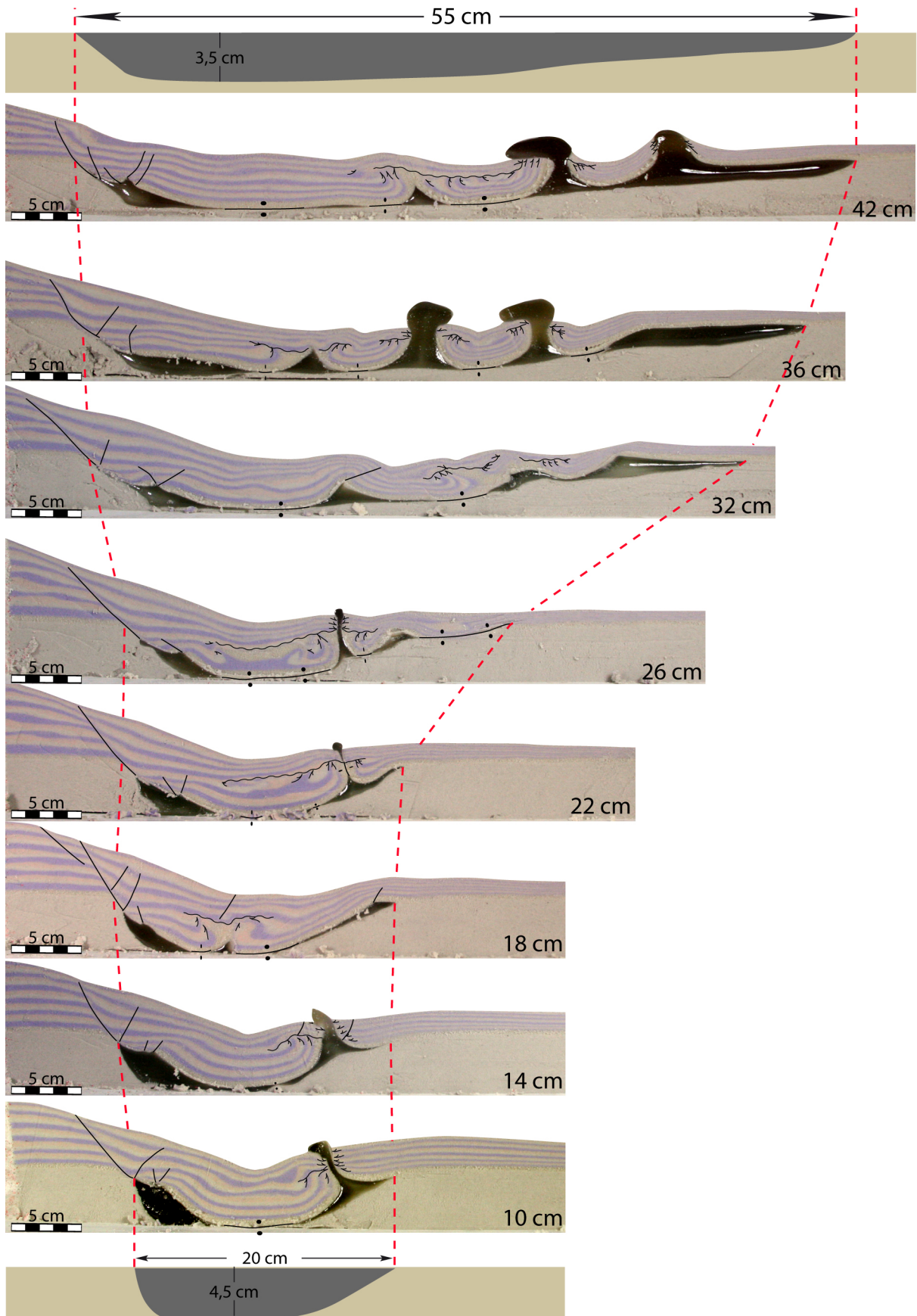


Figure III.1-13 : Coupes longitudinales du modèle n° 5 (voir Figure III.1-12 B pour la localisation) et schéma de la géométrie du corps salifère dans la partie étroite et longue.

De toutes les coupes présentées en Figure III.1-13, seules celles réalisées à 10 et 14 cm du bord droit du modèle ne sont pas affectées directement par le diapirisme d'inversion de densité. Le diapir distal sur ces deux coupes étant le résultat de l'extrusion distale consécutive à la surcharge sédimentaire de la silicone en amont et non à une inversion de densité.

Excepté dans la zone proximale (non affectée par le diapirisme d'inversion), les autres coupes (#18, 22, 26, 32, 36 et 42 cm, Figure III.1-13) montrent des structures liées à un percement actif irréaliste de la couverture sédimentaire par les diapirs d'inversion (Figure III.1-12 B). Dans ce cas, les flancs des diapirs sont extrêmement redressés et déformés pendant la croissance diapirique. Dès que le stock de silicone est épuisé pour alimenter la croissance diapirique, il se forme des sutures salifères entre la base de la couverture et la base de la silicone (*salt weld*, symbolisées par les doubles points ; Figure III.1-13). De plus, dans la couverture sédimentaire, cet arrêt du diapirisme se traduit par la formation d'une discordance angulaire, scellant les flancs redressés des diapirs (Figure III.1-13).

### III.1.3.4 Systèmes de langues de sel étroites (*substratum actif*)

Cette dernière expérience s'est déroulée en deux étapes. La première phase, réalisée à l'air libre, a pour but d'édifier grâce au processus de diapirisme passif (*downbuilding*), un massif "salifère" constitué de deux rides de silicone croisées. Cette géométrie a été obtenue en déposant successivement 11 couches de sable au niveau de quatre dépo-centres prédéterminés (I, II, III et IV ; Figure III.1-14 A) : le premier occupant toute la largeur du modèle au niveau des trois sources d'apports turbiditiques (I ; Figure III.1-14 A) ; les deux suivants sont localisés au centre du modèle de part et d'autre du dispositif (II et III ; Figure III.1-14 A) ; et enfin le quatrième est situé au niveau de la zone plus distale (IV ; Figure III.1-14 A). Au cours de la croissance diapirique passive induite par l'ajout de sédiment dans les bassins adjacents, nous avons déplacé progressivement le dépo-centre de ces quatre bassins afin que (1) le flanc aval du bassin I soit en surplomb de la silicone et (2) les flancs amonts des bassins II, III et IV soit recouverts partiellement par la silicone (Figure III.1-14 A). Trois types de corps salifères allochtones d'une vingtaine de centimètres de longueur ont été formés au cours de cette première phase (Figure III.1-14 B). La langue de silicone "allochtone" de type 1 (15-17 cm de long ; Figure III.1-14 B) est caractérisée par une asymétrie et un conduit d'alimentation étroit et incliné vers l'aval. Cette morphologie est localisée dans la région proximale du modèle, entre le bassin I et les bassins II et III (Figure III.1-14 A). La langue de silicone de type 2 (Figure III.1-14 B) se situe au centre du modèle, entre les quatre bassins (Figure III.1-14 A), sa forme est symétrique et la silicone est extrudée via un large conduit d'alimentation (*salt stock*). Le dernier type (type 3 ; Figure III.1-14 B) s'est formé au sein du bassin 4, il est caractérisé par une forme symétrique et alimenté par un conduit vertical et étroit. L'intérêt de cette première phase est d'obtenir un *substratum* dynamique lors de la remobilisation des corps "salifères" au cours de la seconde phase de l'expérience.

Pour cette seconde étape, après la mise en eau du modèle, nous avons procédé au dépôt de 11 avalanches turbiditiques de poudre de PVC produites à partir de la configuration tri-sources (Figure III.1-14 A).

- (A) Nombre de lobes : 11      Epaisseur maximum : 4,61 cm  
 Matériau : Poudre de PVC & Sable GA39      Durée de l'expérience : 9h34  
 Taux de sédimentation : 0,48 cm/h      Période de maturation : aucune

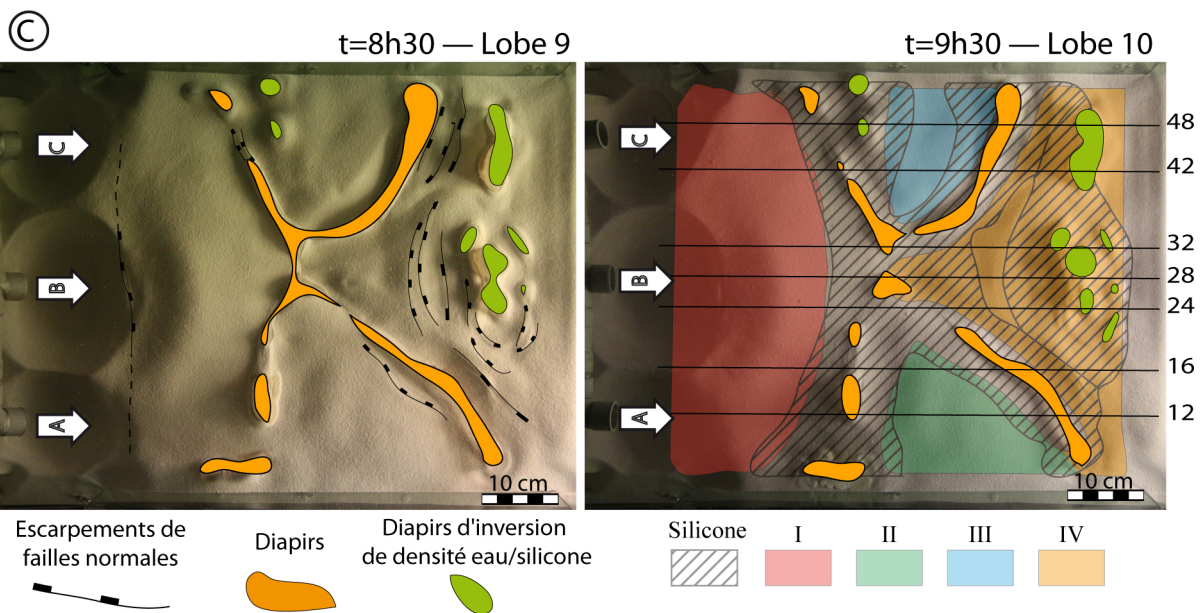
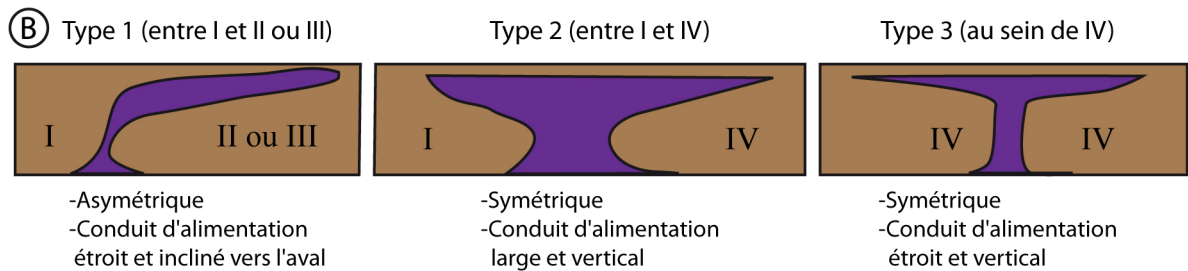
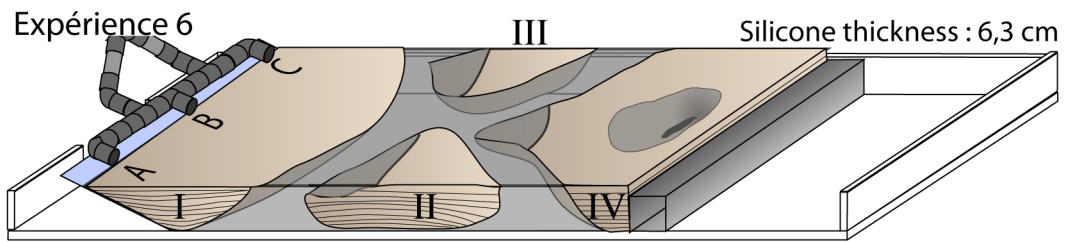


Figure III.1-14 : Synthèse des résultats de l'expérience 6. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale du modèle. (B) Coupes schématiques montrant les géométries initiales des langues de silicone obtenues lors de la première phase de l'expérience. (C) Vues de dessus du modèle après 8h30 et 9h30 de déformations (respectivement lobe 9 et 10). Le stade plus évolué (t=9h30 — Lobe 10) montre la localisation superficielle de la silicone (surface hachurée) et des dépocentres I, II, III et IV (surfaces colorées) à la fin de la première phase expérimentale.

Hormis quelques escarpements de failles normales (t=8h30 — Lobe 9 ; Figure III.1-14 C), les déformations cassantes affectant la couverture sédimentaire ne sont pas très exprimées en surface du modèle. En revanche, on peut observer des rides de silicones ayant deux origines différentes : les diapirs représentés en vert dans la région distale du modèle (Figure III.1-14 C) se sont formés à cause du contraste de densité entre l'eau et la silicone, par

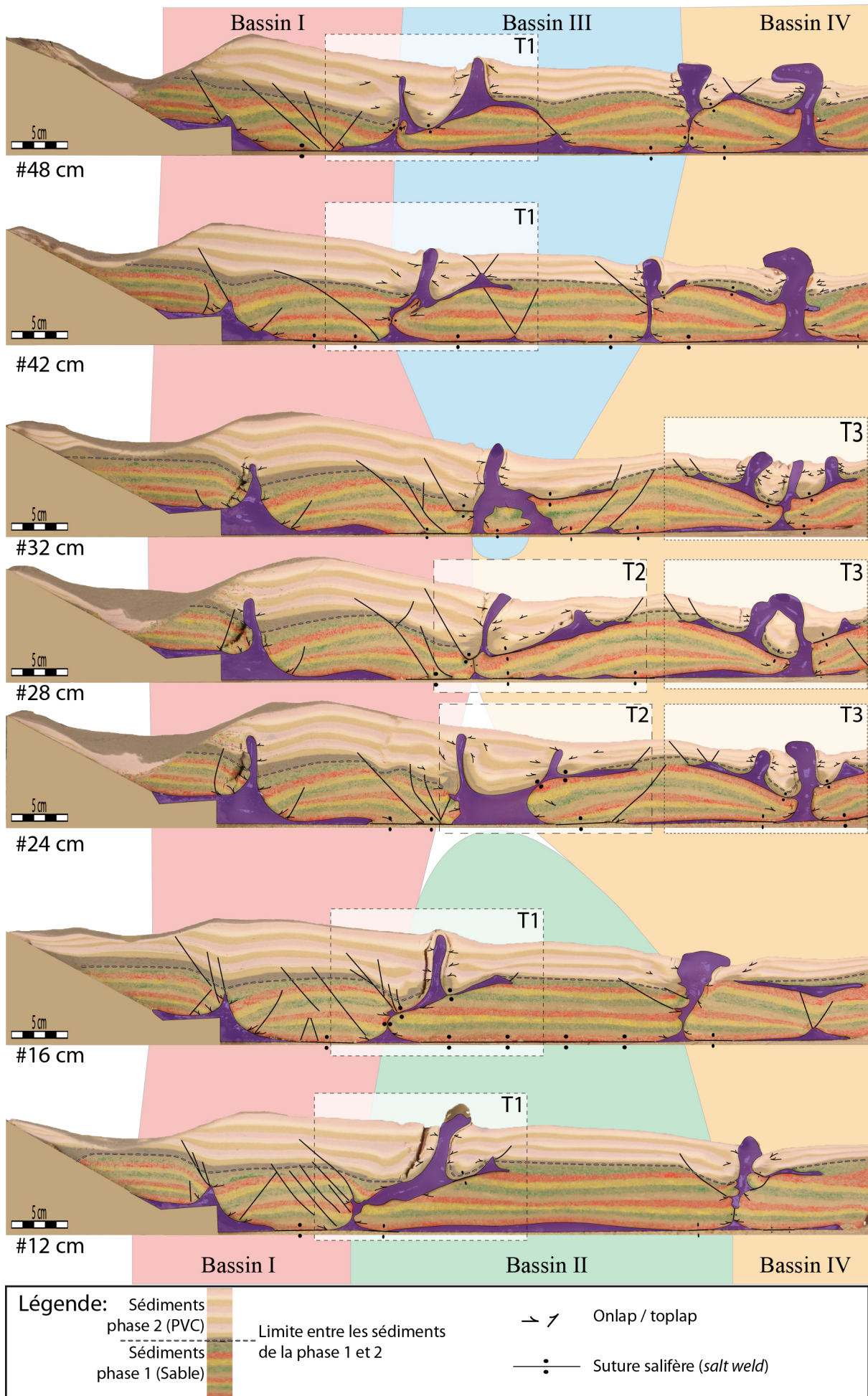
conséquent, ces structures ne sont pas réalistes d'un point de vue naturel. Quant aux rides et aux diapirs représentés en orange, ils ont été formés par l'expulsion de la silicone en réponse à la surcharge sédimentaire des lobes turbiditiques déposés pendant la seconde phase de l'expérience.

Les coupes longitudinales réalisées à la fin de cette expérience (Figure III.1-15) montrent plus précisément les structures obtenues. Sur ces coupes, nous avons tracé une ligne en pointillé séparant les couches de sables déposées à sec au cours de la première phase expérimentale (sable vert, rouge ou jaune ; Figure III.1-15), des sédiments déposés par les avalanches turbiditiques de la seconde phase (poudre de PVC blanche, rosée ou brune ; Figure III.1-15). De plus l'arrière plan de la figure a été colorié en fonction de la localisation des quatre dépocentres initialement déposés au cours de la première étape. Enfin, les trois types de systèmes de silicone allochtone formés lors de la première phase et remobilisés au cours de la seconde sont encadrés et annotés T1, T2 et T3. Nous allons décrire ici les déformations observées dans ces encarts.

Au niveau du système allochtone de Type 1 (encart T1, coupes # 12 et #16 cm ; Figure III.1-15), le dépocentre I (déposé en amont lors de la première étape) forme une structure en carapace de tortue accommodant l'inversion du bassin I lorsque ce dernier a atteint la base de la silicone, formant alors une suture salifère (*salt weld*). Les failles normales affectant ce dépocentre I sont pour la plupart scellées par les sédiments turbiditiques déposés lors de la seconde phase (coupes # 12 et #16 cm ; Figure III.1-15). Par conséquent, on peut déterminer que la formation de la suture salifère basale s'est produite à la fin de la première phase de l'expérience, lorsque le stock de silicone s'est épuisé et que le centre du bassin I a cessé sa subsidence. On observe néanmoins des failles normales à pendage régional affectant les dépôts turbiditiques déposés lors de la seconde étape de l'expérience (coupes # 12 et #16 cm ; Figure III.1-15). Ces structures extensives situées en amont de la langue de silicone allochtone, accommodent la subsidence de la couverture sédimentaire déposée pendant la phase 1 puis 2 en surplomb du système allochtone de type 1. Cette subsidence est accompagnée d'une évacuation de la silicone en aval par le biais d'un conduit diapirique. Localement, le retrait de la silicone est suffisant pour former une suture salifère secondaire au sein du système allochtone de type 1 (coupe #16 cm ; Figure III.1-15).

**Figure III.1-15 (ci-contre) : Coupes longitudinales du modèle n° 6 (voir Figure III.1-14 C pour la localisation). La limite entre la première phase et la seconde phase de l'expérience est matérialisée par la ligne pointillée jaune. Les zones encadrées et notées T1 à T3 correspondent aux différentes morphologies de corps salifères remobilisés au cours de la seconde phase de l'expérience (voir Figure III.1-14 B pour les géométries initiales de la silicone allochtone). L'arrière-plan de la figure est coloré en fonction de l'empiètement des dépocentres I, II, III et IV.**





Entre les bassins I et III (coupes #42 et #48 cm ; Figure III.1-15), le style structural du système allochtone de type 1 est différent. En effet, contrairement aux coupes #12 et #16 cm (Figure III.1-15), la couverture sédimentaire surchargeant la langue de silicone est limitée en amont par un diapir et non par un faisceau de failles normales. Ainsi, à l'aplomb de la langue de silicone, la couverture sédimentaire forme un mini-bassin individualisé en amont et en aval par deux rides/diapirs passifs assurant l'évacuation latérale de la silicone en réponse à la subsidence de la couverture sédimentaire (*downbuilding*). Cette différence est probablement liée à la géométrie initiale (*i.e.*, à la fin de la première étape de l'expérience) du flanc aval du déposécentré I. Sur la bordure droite du modèle (#12 et #16 cm ; Figure III.1-15), le flanc aval du déposécentré I forme un surplomb relativement allongé et peu épais au dessus de la silicone (Figure III.1-16 A). Cette mince couverture sédimentaire biseautée reposant partiellement sur la silicone constitue une instabilité gravitaire locale pouvant déclencher un étalement gravitaire accommodé par la formation de failles normales en amont. Sur la bordure gauche du modèle (coupes #42 et #48 cm ; Figure III.1-15), la région proximale de la silicone n'est pas couverte par un biseau en surplomb (Figure III.1-16 B et C). Ainsi, les conditions favorisant l'étalement gravitaire local et la formation de failles normales ne sont pas réunies. En revanche, le dépôt des sédiments turbiditiques lors de la seconde phase semble avoir maintenu le processus de croissance diapirique passive (*downbuilding*) initié lors de la première phase expérimentale.

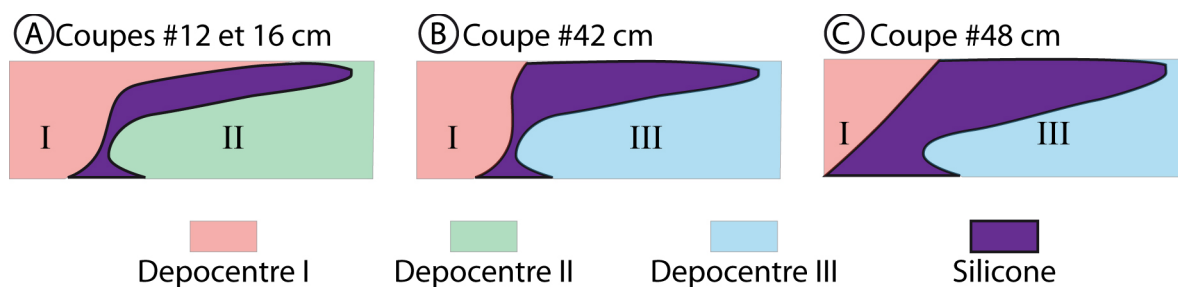


Figure III.1-16 : Coupes schématisées illustrant les variations de la morphologie initiale du surplomb du déposécentré I sur la langue de sel allochtone de type 1.

Au niveau du système allochtone de type 2 (coupes #24 et 28 cm ; Figure III.1-15), le flanc aval du déposécentré I est fracturé par de multiples failles normales accommodant la subsidence différentielle de la bordure du déposécentré dans la silicone. Alors que sur la coupe #24 cm, ces failles sont scellées par les premiers lobes turbiditiques déposés pendant la seconde phase de l'expérience (coupes #24 ; Figure III.1-15), sur la coupe #28 cm (Figure III.1-15), ces failles normales qui ont continué de fonctionner lors du dépôt des lobes turbiditiques, se propagent dans les sédiments

déposés lors de la phase expérimentale 2. La surcharge de la silicone est accommodée de façon comparable à ce que nous observons dans le système de type 1 (coupes #42 et #48 cm ; Figure III.1-15). En effet, au dessus de la silicone allochtone, il s'est formé un mini-bassin bordé en amont et en aval par des diapirs à croissance passive (coupes #24 ; Figure III.1-15). La subsidence de ce mini-bassin rempli de sédiments turbiditiques aboutie éventuellement, lorsque la silicone est complètement évacuée, à la formation de sutures salifères.

Les déformations du système allochtone de type 3 (coupes #24, #28 et #32 cm ; Figure III.1-15) sont dues à l'inversion de densité entre la silicone et l'eau ambiante. Ce processus étant impossible dans un système naturel, les structures formées ne sont donc pas réalistes.

## **III.2 Discussion et comparaison avec les systèmes salifères allochtones naturels**

### **III.2.1 Comparaison des expériences.**

Les six expériences présentées ci-dessus ont été conçues pour tester l'hypothèse de Diegel (cité dans Schuster, 1995) selon laquelle, le style structural d'un corps salifère allochtone est contrôlé par sa dimension initiale avant sa remobilisation. Ainsi, les langues de sel montrant une longueur suffisante évoluent vers un style structural en roho dominé par des mouvements horizontaux (translation) et accommodé par de nombreuses structures extensives, alors que les corps allochtones plus étroits évoluent vers un style contre-régional, leur longueur ne permettant pas une translation de la couverture sédimentaire ; ils sont alors dominés par des mouvements verticaux et sont caractérisés par une moindre quantité de structures extensives (Schuster, 1995).

La Figure III.2-1 compare les structures en coupe obtenues après remobilisation de langues de silicone de morphologies variables (expériences 1 à 6 ; section III.1.2.1). Les coupes sont organisées en fonction de la longueur initiale de la langue de silicone. En haut, les expériences 1 et 2 (Figure III.2-1 B et A) simulent la remobilisation de langues de « sel » relativement longues (50 à 58 cm, soit un équivalent de 50 à 60 km dans la nature) ; vers le

bas, pour les expériences 3, 4, 5 et 6, la longueur des langues de silicone est plus étroite et décroît de 30 cm à 12 cm (Figure III.2-1 C, D, E, F et G).

Si l'on considère la quantité et la répartition des structures extensives affectant la couverture sédimentaire (zones bleues au-dessus des coupes sur la Figure III.2-1), la comparaison de nos coupes illustre l'effet de la longueur initiale du corps « salifère allochtone » sur le style structural obtenu après remobilisation.

En effet, on peut constater que pour les systèmes les plus longs (expériences 2 et 1, Figure III.2-1 A et B), les structures extensives (failles normales, grabens et remontées de silicone associées) sont relativement nombreuses et réparties dans la quasi totalité de l'édifice pour l'expérience 2 (Figure III.2-1 A) et dans la moitié la plus proximale pour l'expérience 1 (Figure III.2-1 B). Dans l'expérience 2, le système de failles normales proximal (numéroté I et II ; Figure III.2-1 A) accommode l'étalement gravitaire du biseau sédimentaire tandis que les deux grabens les plus distaux (III et IV ; Figure III.2-1 A) sont certainement liés à un effet combiné de l'étalement et du glissement gravitaire de la couverture sédimentaire le long de la pente aval du relief préformé à la base de la silicone.

Pour l'expérience 1 (Figure III.2-1 B), la répartition moins étendue des structures extensives s'explique par le fait que la base de la silicone est horizontale, par conséquent, contrairement à l'expérience 2, il n'existe pas d'amplification de la translation de la couverture liée à l'existence d'une pente basale. Les déformations extensives (I et II ; Figure III.2-1 B) accommodent uniquement l'étalement gravitaire de l'éventail turbiditique.

Concernant les systèmes de langue de « sel allochtone » plus étroits (coupes C, D, E, F et G ; Figure III.2-1), on peut remarquer qu'il ne se forme qu'une unique zone de déformations extensives localisée et cantonnée dans la région proximale de l'édifice. Le style structural de ce système extensif en amont varie en fonction de la forme initiale de la langue de silicone et notamment de l'asymétrie des pentes la délimitant. Dans l'expérience 3, la langue de silicone est bordée par une pente plus faible en amont ( $30^\circ$ ) qu'en aval ( $55^\circ$  ; Figure III.2-1 C). Pour les expériences 4 et 5, l'asymétrie est inversée, la pente est plus faible en aval ( $30^\circ$ ) qu'en amont ( $70^\circ$  ; Figure III.2-1 C et D). La couverture sédimentaire du modèle 3 (Figure III.2-1 C) est fracturée par de nombreuses failles normales qui individualisent une multitude de demi-grabens. Ces structures accommodent vraisemblablement le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire le long de la pente amont de la langue de silicone ( $30^\circ$  ; Figure III.2-1 C).

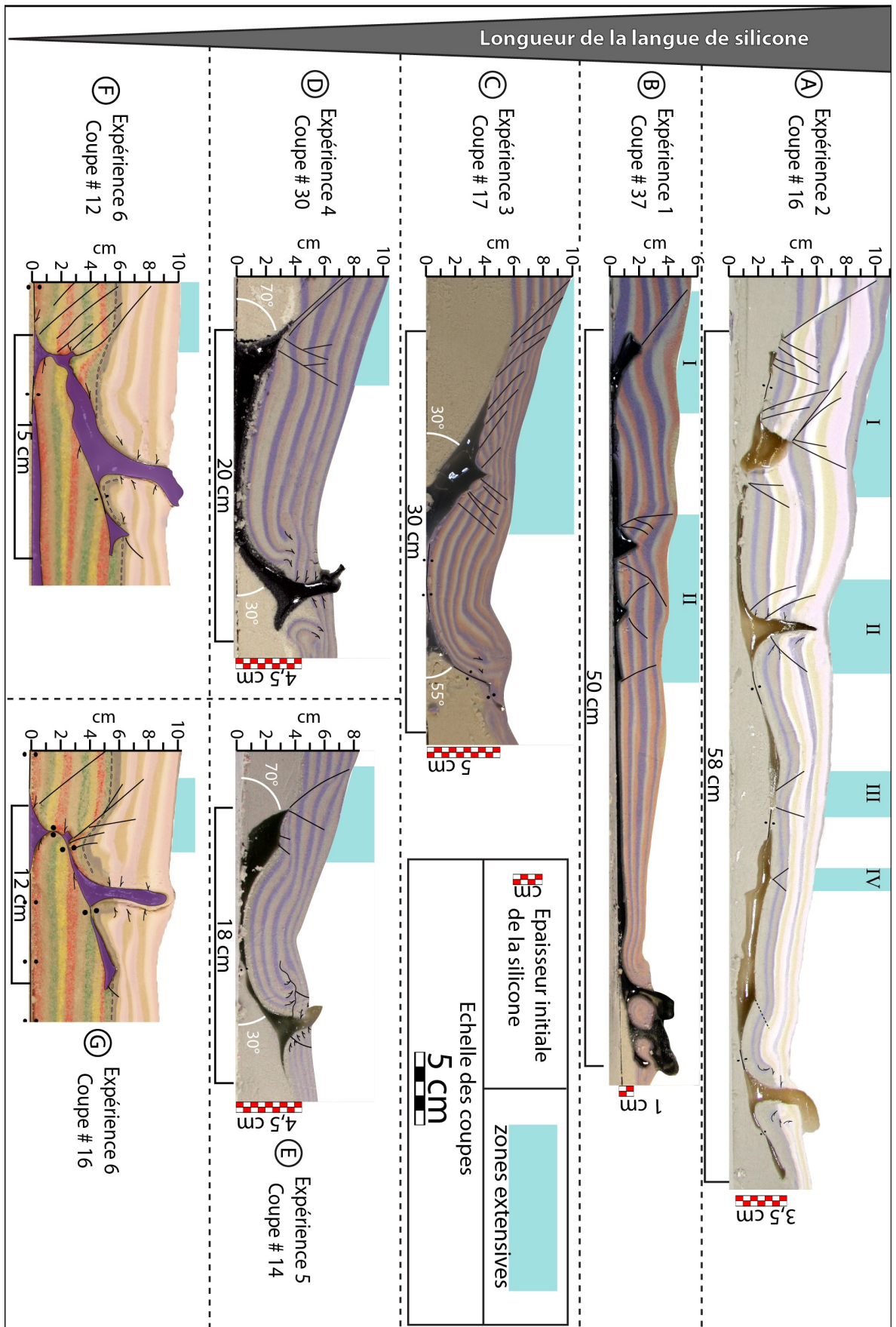


Figure III.2-1 (ci-contre) : Comparaison des coupes interprétées des six expériences de remobilisation de corps salifères allochtones. Les coupes sont organisées de haut en bas en fonction des longueurs initiales de la langue de silicone remobilisée. L'épaisseur initiale de la silicone est indiquée sur la bordure droite des coupes. Toutes les coupes sont à la même échelle.

S'agissant des modèles 4 et 5, la structure de la zone extensive se résume à un graben limité par quelques failles (Figure III.2-1 D et E). Cette différence de style structural avec le modèle 3 est due à la morphologie de la langue de silicone (Figure III.2-1 D et E). En effet, la pente délimitant la silicone en amont est trop importante (70°) pour permettre à la couverture de glisser progressivement comme pour l'expérience 3. Ainsi, faute d'espace disponible pour assister à l'étalement gravitaire du biseau, la surcharge sédimentaire de la silicone provoque une subsidence différentielle accompagnée d'un basculement (rotation) de l'édifice. Ces mouvements de la couverture sont alors accommodés par le graben s'enracinant en amont de la langue de silicone (*cf.* Figure III.1-10 C p. 311).

Le dernier modèle (expérience 6 ; Figure III.2-1 F et G) simule la surcharge d'un système de langues de sel allochtone dynamiques et non statiques comme pour les quatre premières expériences (la géométrie de la langue de silicone n'étant pas figée au cours des apports turbiditiques). La longueur des langues de silicone allochtones reproduites dans ce modèle est la plus courte de notre série d'expériences (15 à 12 cm ; Figure III.2-1 F et G). Pareillement aux expériences 4 et 5 (Figure III.2-1), les structures extensives affectant la couverture sédimentaire sont localisées et cantonnées en amont du système allochtone. Elles accommodent principalement les mouvements verticaux liés à la subsidence des sédiments turbiditiques dans la silicone, l'espace disponible pour assister à l'étalement gravitaire du biseau étant trop restreint.

En outre, dans chacune des trois expériences de remobilisation de langues allochtones étroites, la subsidence des sédiments force l'évacuation de la silicone vers la région distale du système par le biais d'un conduit diapirique. Pour les expériences 4 et 5 (D et E), les apports turbiditiques n'ont pas été assez importants pour aboutir à l'extrusion totale de la silicone et à la formation de sutures salifères entre la couverture et la base de la silicone. En revanche, pour l'expérience 3, l'extrusion de la silicone a été suffisante pour former une suture salifère en lieu et place du diapir d'évacuation et à la base de la silicone (sutures matérialisées par les doubles points, Figure III.2-1 C).

Nos expériences montrent que la longueur initiale de la langue de « sel allochtone » influe sur l'évolution structurale du système lors de sa remobilisation en réponse à une surcharge différentielle imposée par le dépôt de l'éventail turbiditique. Deux types de réponse structurale ont été observés dans nos modèles :

1. Pour les expériences 2 et 1 (Figure III.2-1 A et B), la surcharge différentielle de la silicone déclenche concomitamment l'effondrement vertical et l'étalement horizontal de l'éventail sédimentaire. Dans ces modèles, l'étalement gravitaire est rendu possible grâce à l'espace suffisant qu'offre la langue de silicone en raison de sa longueur (>50 cm). Ces mouvements sont accommodés dans la région proximale par un amincissement de la couche de silicone et par la formation de failles normales et de grabens sommitaux dans la couverture, associés à la croissance réactive de ride de silicone. La région distale est caractérisée par des structures compressives (plis, chevauchements) et des diapirs par lesquels la silicone est extrudée.
2. Pour les modèles 3, 4, 5 et 6 (Figure III.2-1 C à G), la surcharge différentielle de la silicone ne déclenche que des mouvements verticaux (subsidence) de la couverture sédimentaire. En effet, la faible longueur des corps « salifères allochtones » reproduits dans ces modèles (12 à 30 cm ; Figure III.2-1) n'offre pas suffisamment d'espace pour l'étalement gravitaire de la couverture. Il en résulte un style structural qui, contrairement aux expériences 1 et 2, est caractérisé par une faible quantité de structures extensives. Ces dernières, localisées préférentiellement à la limite proximale de la langue de silicone, accommodent essentiellement la subsidence et la rotation de la couverture. Dans la région distale, la silicone est évacuée par l'intermédiaire d'un conduit ou d'une ride diapirique. Lorsque les apports sédimentaires sont suffisants, la subsidence de la couverture chasse la quasi totalité de la silicone ; celle-ci laisse alors place à la formation d'une suture salifère entre la couverture et la base de la silicone au cœur de la langue de sel ainsi qu'au niveau du diapir distal (Figure III.2-1 C).

Ainsi, notre série d'expériences confirme l'hypothèse de Diegel (Schuster, 1995) en démontrant que la longueur du système allochtone exerce un contrôle sur son évolution structurale lors de sa remobilisation. Il semble en effet qu'un système de longueur suffisante (50 à 60 km) offre suffisamment d'espace pour l'étalement gravitaire de la couverture, permettant ainsi d'aboutir à un style structural en roho dominé par l'extension. *A contrario*, une longueur insuffisante (<30 km) inhibera, faute d'espace disponible, l'étalement gravitaire et la formation de structures extensives réparties dans l'ensemble de la couverture. Le système sera alors dominé par des mouvements verticaux de subsidence caractéristiques d'un système salifère allochtone remobilisé dans le style structural contre-régional.

### III.2.2 Comparaison avec les systèmes allochtones naturels.

#### *Systèmes allochtones en roho :*

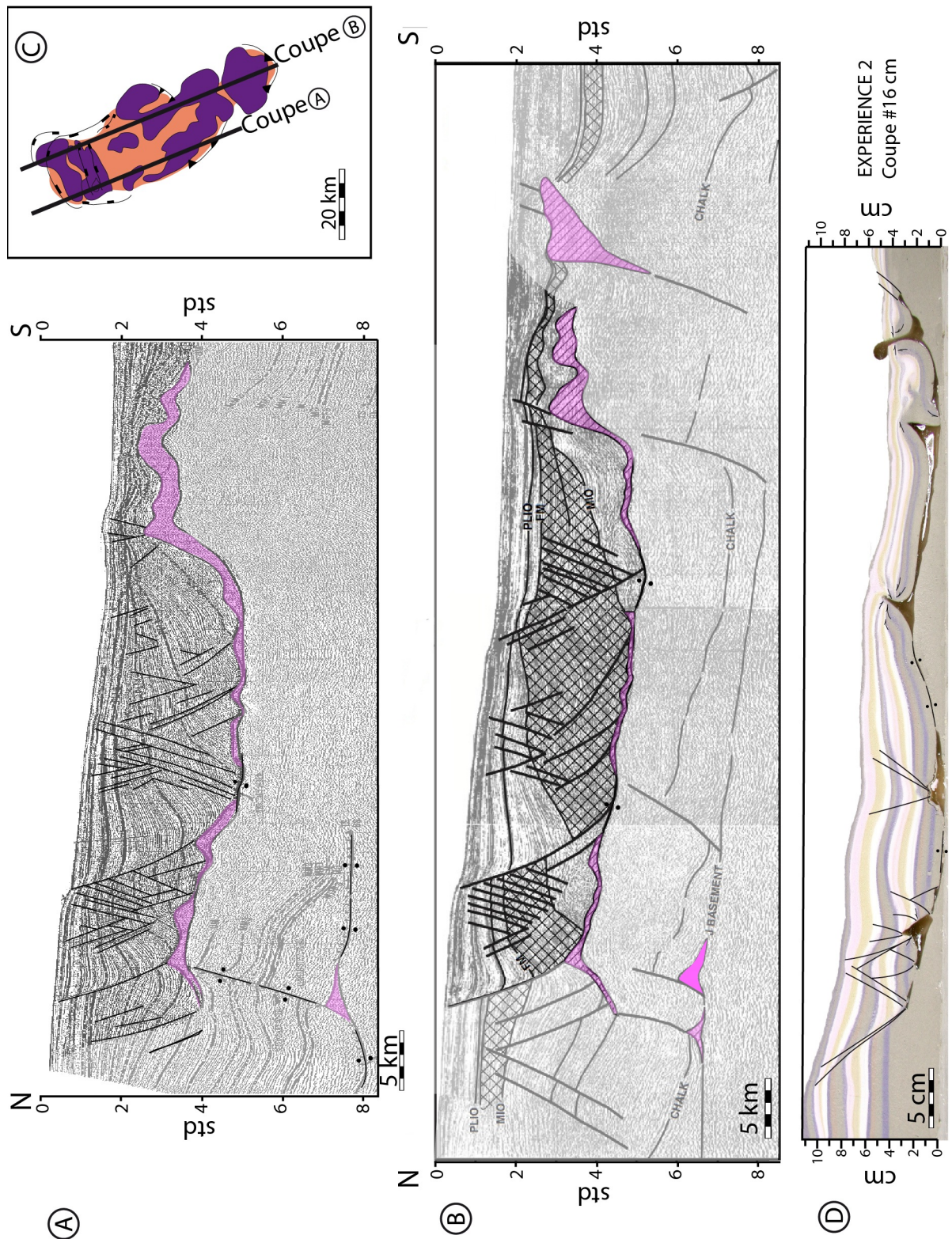


Figure III.2-2 : Comparaison entre un système en roho naturel et expérimental. (A) et (B) Profils sismiques d'un système de langue de sel remobilisé en roho dans le Golfe du Mexique (l'encart C donne la localisation des profils, l'encart 3 de la Erreur ! Source du renvoi introuvable. p. Erreur ! Signet non défini. donne la situation régionale de la langue de sel remobilisée) (Profil sismique A modifié d'après Wu, 1993 ; profil sismique B



modifié d'après Schuster, 1995). (D) Coupe longitudinale réalisée à 16 cm de la bordure du modèle n°2 (cf. section III.1.3.1 ci-dessus).

Les résultats obtenus pour certaines de nos expériences sont comparables aux systèmes allochtones naturels décrits dans le Golfe du Mexique (Wu, 1993 ; Schuster, 1995). Ainsi, une comparaison de profils sismiques d'un système en roho d'une longueur d'environ 60 km (*e.g.*, Wu, 1993 et Schuster, 1995 ; Figure III.2-2 A et B), avec une coupe du modèle 2 simulant la remobilisation d'une langue de sel d'une longueur analogue (60 cm ; Figure III.2-2 C), révèle un style structural similaire. Les déformations de la couverture sédimentaire du système naturel et de sa contrepartie expérimentale sont caractérisées par la présence de nombreuses failles normales. Cependant, dans le détail, il demeure quelques différences. En effet, l'extension dans le système naturel est accommodée principalement par de grandes failles listriques à pendage régional (c.-à-d. vers la région distale, au sud ; Figure III.2-2 B) ; le toit de ces failles normales montre un remplissage syntectonique s'épaississant vers le continent (au nord ; Figure III.2-2 B). Dans notre expérience (Figure III.2-2 C), ces mêmes caractéristiques structurales sont observées exclusivement dans la zone extensive la plus proximale de la coupe (où la base de la silicone se trouve inclinée vers la région distale). Dans le reste du biseau, l'extension est accommodée par des grabens sommitaux associés à des rides de silicone. Or, ce type de déformation n'entre pas dans les caractéristiques du style structural en roho.

La plus grande similitude structurale entre notre modèle et l'exemple naturel se situe dans la région où la base de la silicone est inclinée (Figure III.2-2). Cela indique que la vergence préférentielle des failles listriques dans le système naturel peut être attribuée à une composante de glissement gravitaire de la couverture sédimentaire, s'effectuant le long d'une pente inclinée vers le bassin à la base de la langue de sel. Les modèles analogiques (*e.g.*, Vendeville et Cobbold, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989) simulant le glissement gravitaire d'une couverture sédimentaire, supportée par un substratum visqueux (silicone) et reproduisant un style structural comparable, argumentent en faveur de cette hypothèse.

### Systemes allochtones contre-régionaux :

Les modèles simulant la remobilisation de langues de sel plus étroites (15 à 30 km de long) réalisés au cours de cette étude ont permis de démontrer que pour de tels systèmes, l'espace permettant l'étalement gravitaire de la couverture était insuffisant. Ainsi, à l'instar de systèmes salifères allochtones contre-régionaux décrit par Schuster (1995), l'évolution de nos modèles est dominée par la subsidence et l'évacuation de l'analogue du sel dans la région distale. Ainsi, si l'on s'intéresse à la faible quantité de structures extensives par rapport au style structural en roho, les déformations obtenues expérimentalement sont comparables à ce qui est observé dans la nature (Figure III.2-3, Figure III.2-4 et Figure III.2-6). De plus, nos modèles montrent des similarités concernant la structuration de la région distale de ces systèmes allochtones. Par exemple, les expériences 4 et 6 (Figure III.2-3 et Figure III.2-6) montrent un diapir distal assurant l'évacuation de la silicone accompagnant la subsidence de la couverture. Pour l'expérience 3 (Figure III.2-4), les apports sédimentaires ont été suffisamment importants pour que la subsidence du biseau turbiditique aboutisse à l'évacuation quasi complète de l'analogue du sel. Ceci provoque la formation d'une suture salifère (*salt weld*) à la base du corps « salifère allochtone » et le long de sa bordure distale (Figure III.2-4 B).

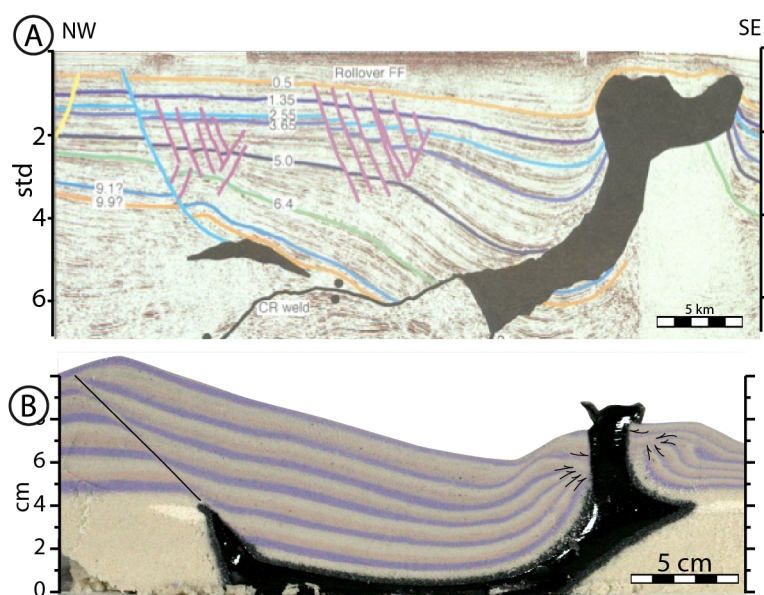


Figure III.2-3 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Trudgill et Rowan, 2004) et (B) une coupe du modèle 4.

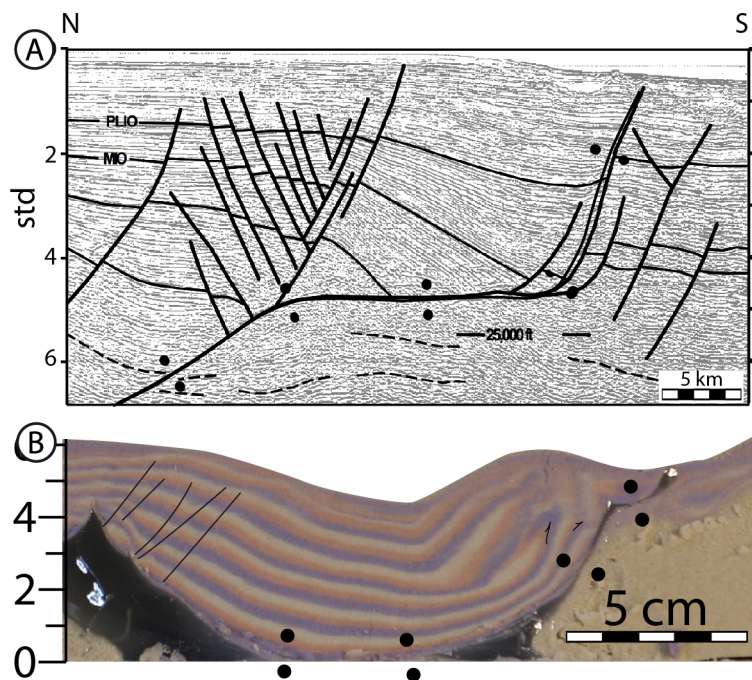


Figure III.2-4 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Schuster, 1995) et (B) une coupe du modèle 3 (les doubles point matérialisent les sutures salifères).

En revanche, la plupart de nos modèles n'ont pas permis de reproduire l'éventail sédimentaire syntectonique s'épaississant vers la région distale du système allochtone (Figure III.2-3 A). Lorsque cet éventail sédimentaire se trouve associé à une suture salifère, sa géométrie évoque celle d'une faille listrique synsédimentaire contre-régionale (Figure III.2-4 A). Cette différence avec les exemples naturels est probablement relative à l'hydrodynamique des courants de turbidité expérimentaux qui forment des dépôts s'affinant avec l'éloignement de la source, ne permettant donc pas de déposer une épaisseur plus importante dans la région distale.

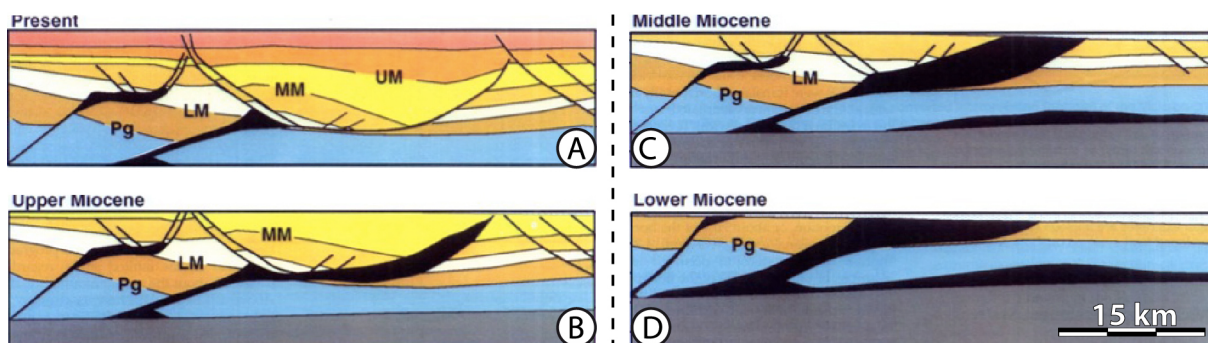


Figure III.2-5 : Restauration d'un système contre-régional formé par l'évacuation d'un corps salifère allochtone isolé (d'après Diegel *et al.*, 1995).

De plus, d'après les coupes restaurées de Diegel *et al.* (1995), la surcharge sédimentaire imposée sur un système contre-régional ne s'opère pas directement sur l'ensemble de la langue de sel. En effet, Diegel *et al.* (1995) montrent que l'évacuation du

sel et la formation du système contre-régional s'opère en réponse à une surcharge sédimentaire qui prograde progressivement vers la région distale de la langue allochtone (Figure III.2-5 D à A). Or, dans nos modèles, la surcharge différentielle occasionnée par le dépôt progressif des turbidites se produit dès les premiers événements sédimentaires sur l'ensemble de la longueur de la langue de silicone et ce, sans progradation des sédiments.

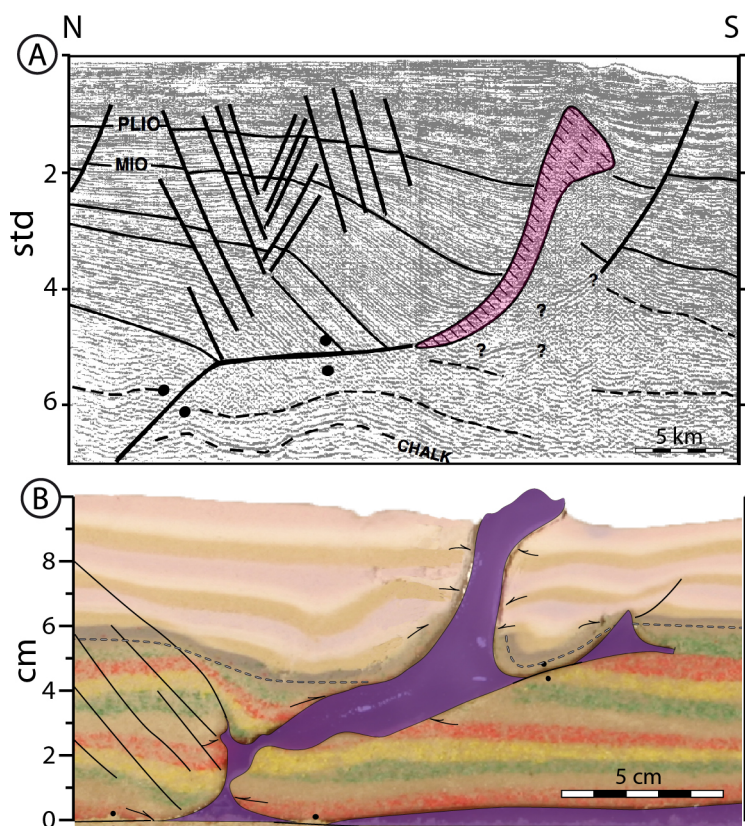


Figure III.2-6 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Schuster, 1995) et (B) une coupe du modèle 6.

Dans le modèle 6 (Figure III.2-6 B), lors du façonnage du corps « salifère allochtone » (avant la mise en eau et la surcharge du système par l'éventail turbiditique), nous avons procédé à une progradation des couches de sable en amont du système afin de former un surplomb sédimentaire recouvrant partiellement la silicone et comparable à celui de la Figure III.2-5 D. Cette technique expérimentale visant à simuler la remobilisation d'une langue de sel dynamique, nous a permis de produire le style structural le plus proche du système naturel (Figure III.2-6 A), bien que l'éventail syntectonique distal ne soit pas formé. En effet, lors de la première phase de cette expérience, le mécanisme d'évacuation du « sel » était conforme à ce qui est décrit par la restauration de Diegel *et al.* (1995) (Figure III.2-5). Cependant, la surcharge quasi

uniforme produite par les dépôts turbiditiques de la seconde phase n'a pas permis d'entretenir le mécanisme initié au début de l'expérience.

Enfin, cette même expérience 6 a permis de reproduire des styles structuraux autres que les systèmes en roho et contre-régional tel que ce mini-bassin présenté en Figure III.2-7 A (Wu, 1993) formé par subsidence de la couverture et retrait du sel allochtone.

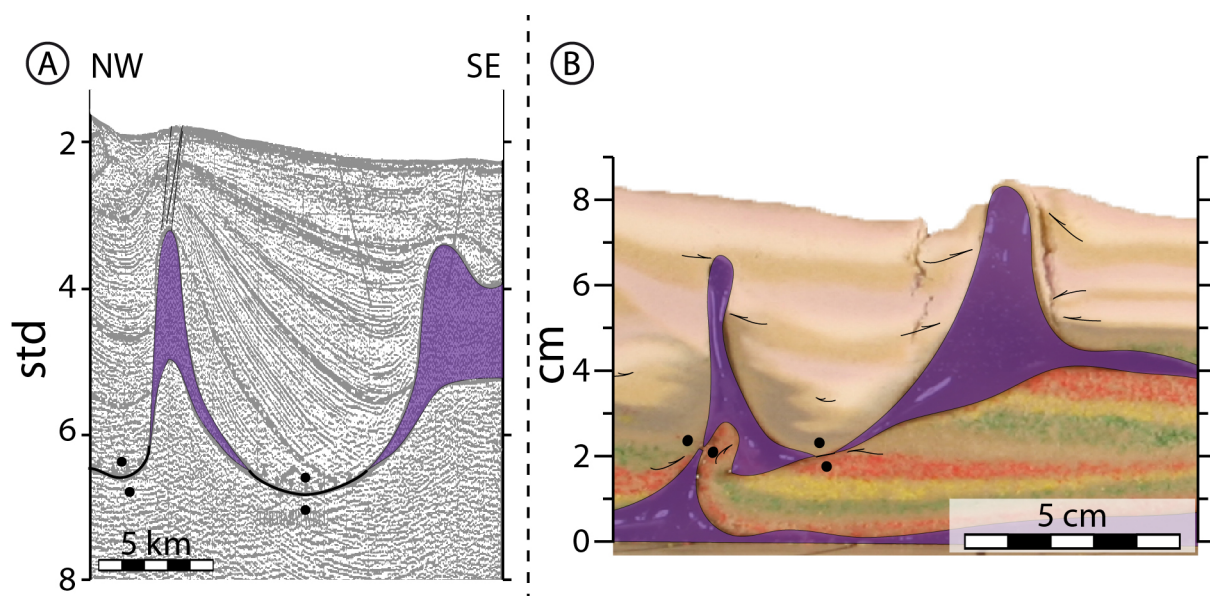


Figure III.2-7 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Wu, 1993) et (B) une coupe du modèle 6



# **Conclusion générale**





## **IV CONCLUSION GENERALE**

### **IV.1 Synthèse et Discussion**

#### **IV.1.1 Résultats principaux.**

Ce travail de thèse a permis de développer une approche expérimentale novatrice visant à modéliser dans un même dispositif, (1) le transport et le dépôt de sédiments turbiditiques, ainsi que (2) leur déformation par étalement gravitaire en réponse à la surcharge sédimentaire d'un niveau d'évaporites mobiles.

#### ***A propos du transport turbiditique :***

La première étape de ce travail a consisté à produire des écoulements turbiditiques dont le comportement hydrodynamique est correctement dimensionné. Les contraintes techniques telles que la taille du dispositif et la nécessité d'un dépôt rapide des particules pour conserver une eau ambiante limpide, nous ont poussé à produire les apports sédimentaires sous forme de bouffées turbiditiques. Les écoulements sédimentaires sont produits à partir d'un mélange à 10 % par volume d'eau et de poudre fine (sable ou poudre de PVC). Compte tenu de ces conditions expérimentales, les courants turbiditiques que nous générons dans le bassin stratigraphique ont pour équivalent naturel des courants de turbidité de forte concentration du type de Nice et Grand Bank (Figure IV.1-1 ; Mulder et Cochonat, 1996). Ce type d'écoulement se produit suite à une déstabilisation gravitaire (slump ou glissement) déclenchée en bordure de plateforme continentale et qui, par incorporation d'eau et de sédiments pendant la phase d'accélération le long de la pente continentale, évolue en courant de turbidité (Figure IV.1-1). Nos expériences ne simulent pas l'ensemble du processus, mais uniquement la phase terminale de transport turbiditique en bas de pente ou au débouché des canyons (zone jaune ; Figure IV.1-1).

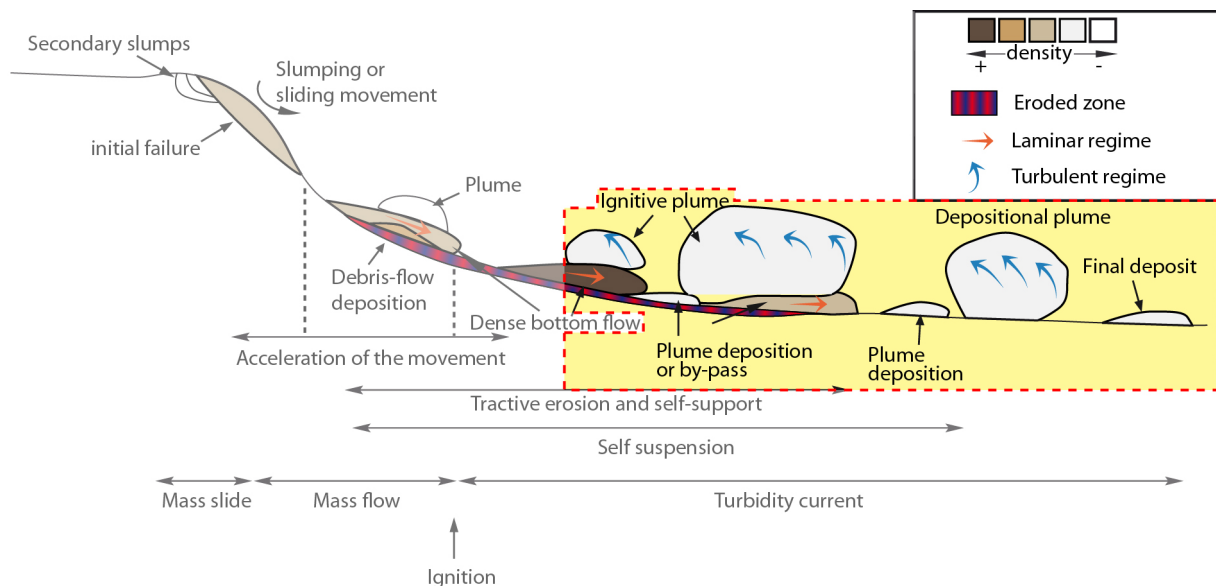


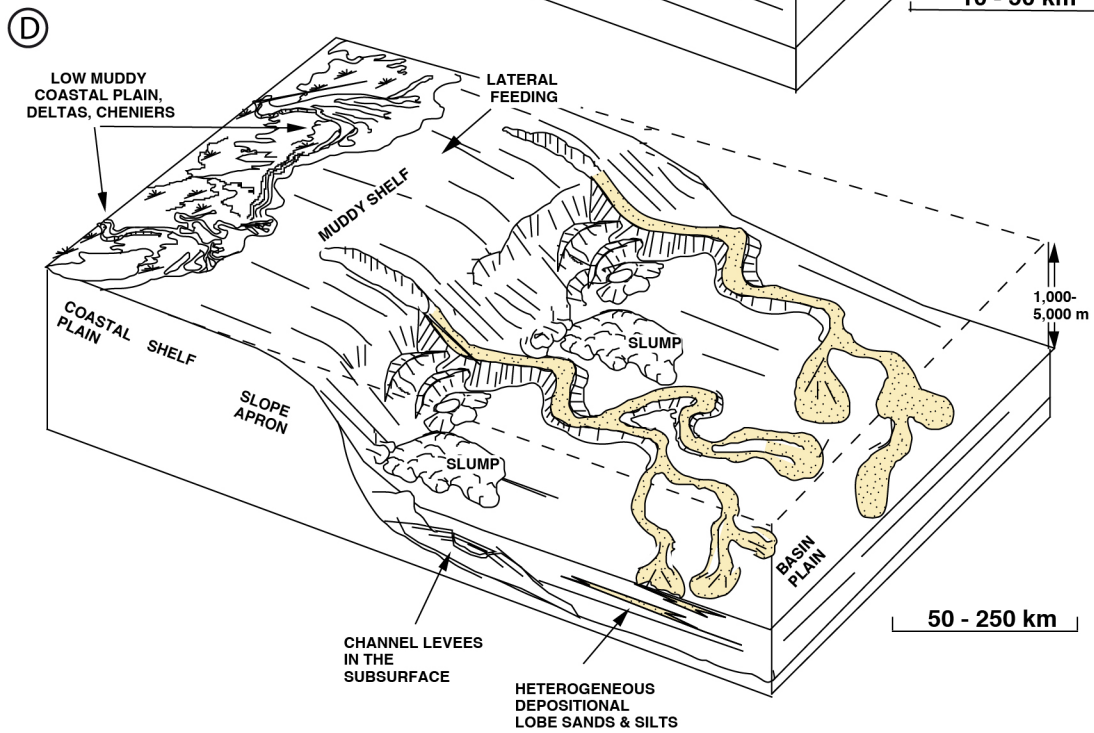
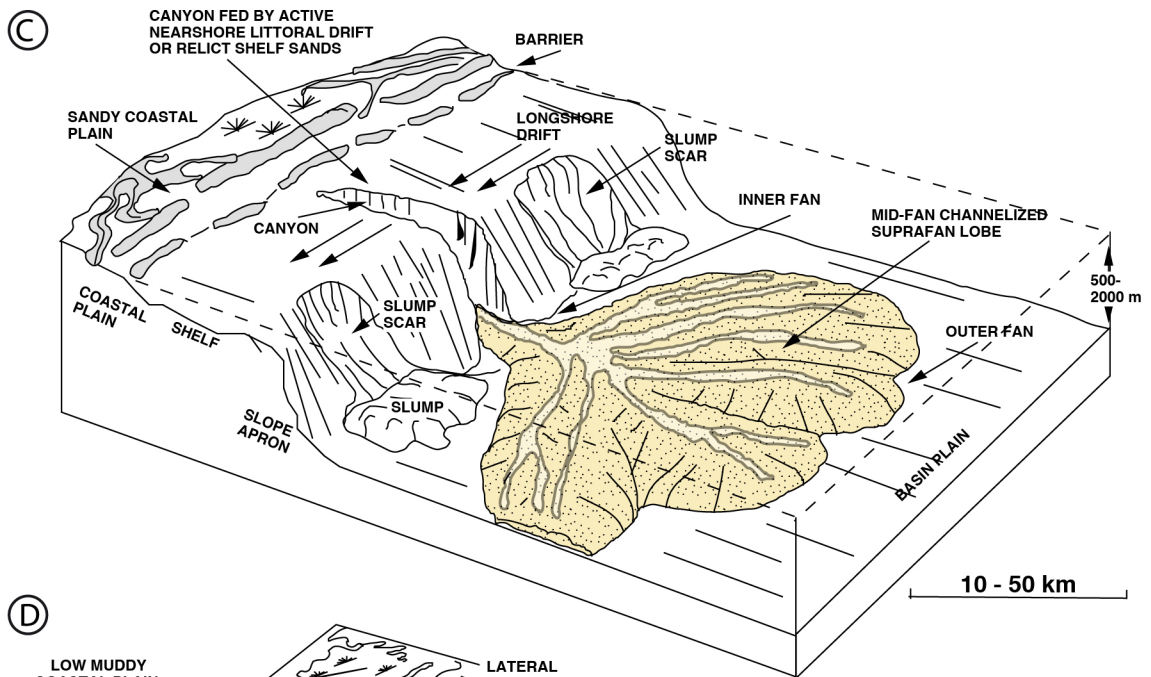
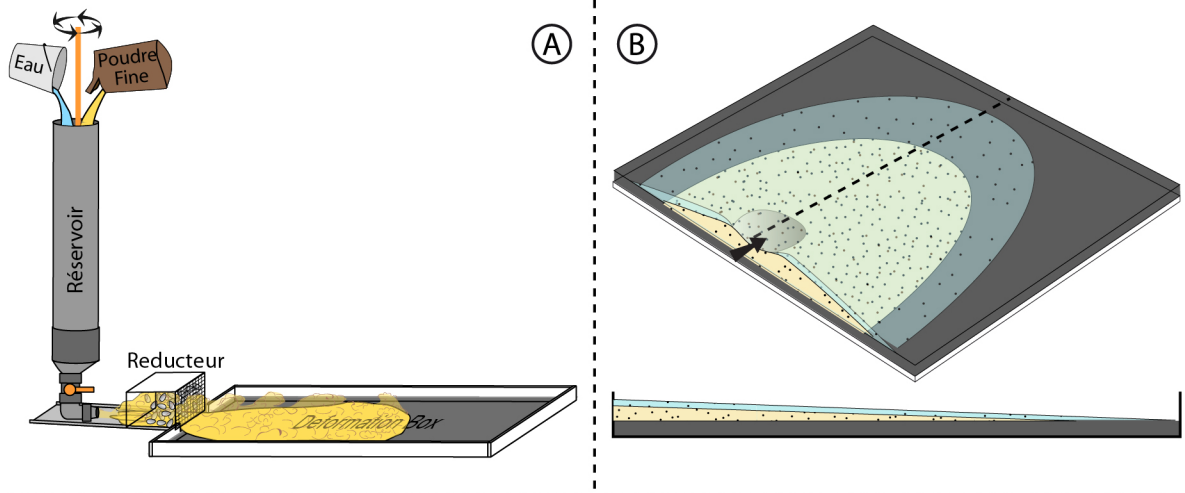
Figure IV.1-1 : Schéma illustrant la genèse d'un courant de turbidité de forte concentration à partir d'un glissement gravitaire en masse, la zone jaune représente les conditions modélisées dans notre bassin tectono-stratigraphique (modifié d'après Mulder et Cochonat, 1996).

### A propos des dépôts expérimentaux :

Au cours de cette étude, nous avons utilisé deux types de configurations pour simuler les apports turbiditiques dans le bassin. Dans la configuration mono-source (Figure IV.1-2 A), les éventails générés après plusieurs événements turbiditiques sont caractérisés par une morphologie tridimensionnelle lobée plus ou moins allongée avec un front de dépôt subcirculaire (Figure IV.1-2 B). Dans la région proximale, à l'embouchure de la source d'alimentation, il se forme une dépression circulaire liée à l'érosion des dépôts proximaux lors de l'arrivée des courants de turbidité successifs (Figure IV.1-2 B).

En fonction de l'échelle des déformations étudiées (locale ou régionale), les éventails déposés dans le bassin principal peuvent avoir différents équivalents naturels. A une échelle régionale (plusieurs centaines de kilomètres), l'édifice turbiditique déposé sur le fond du bassin peut être considéré comme analogue aux suprafans (Normark, 1978). Ces suprafans se mettent en place déposés (1) au débouché d'un canyon dans un système turbiditique riche en sable (Figure IV.1-2 C ; Weijermars, 1986 ; Stow et Mayall, 2000) ou (2) à l'extrémité d'un système en chenaux-levées dans un système turbiditique mixte, riche en sable et en boue (Weijermars, 1986 ; Stow et Mayall, 2000).

Figure IV.1-2 (ci-contre) : (A) Schéma du dispositif en configuration mono-source. (B) Schéma de la morphologie des dépôts obtenus grâce à la configuration mono-source. (C) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en sable (d'après Weijermars, 1986). (D) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en boues (d'après Weijermars, 1986).



A une échelle plus locale (plusieurs dizaines de kilomètres), les dépôts turbiditiques obtenus expérimentalement trouveront leur équivalent naturel au niveau des lobes distaux sablo-silteux déposés à l'extrémité des systèmes de distribution en chenaux-levée, dans un environnement turbiditique boueux (*e.g.*, système turbiditique Pléistocène du Mississippi ; Figure IV.1-2 D ; Weijermars, 1986).

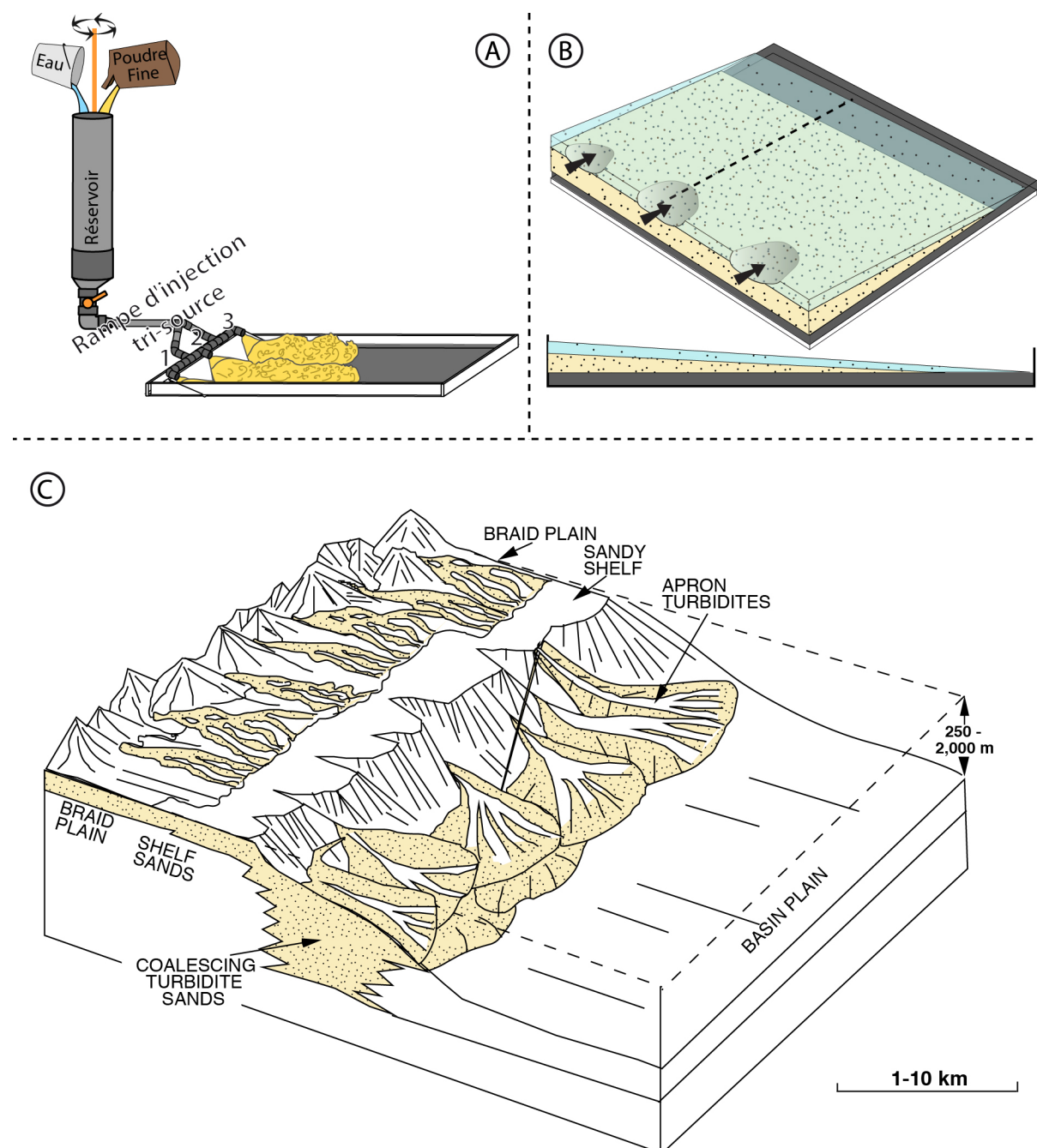


Figure IV.1-3 : (A) Schéma du dispositif en configuration tri-sources. (B) Schéma de la morphologie des dépôts obtenus grâce à la configuration tri-sources. (C) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en sable avec source d'apport linéaire (d'après Weijermars, 1986).

L'utilisation de la configuration tri-sources (Figure IV.1-3 A) permet, soit de simuler une migration du dépointre de l'éventail lorsque les sources sont utilisées alternativement une à une, soit de déposer un biseau sédimentaire caractérisé par un front de dépôt subrectiligne quand les trois sources sont utilisées simultanément (Figure IV.1-3 B). Compte tenu des dimensions restreintes de notre dispositif, il n'est pas opportun de modéliser des migrations de dépôt à l'échelle de notre bassin tectono-stratigraphique. Ainsi, nous avons utilisé cette configuration principalement pour former un édifice turbiditique bidimensionnel dont le front de dépôt est rectiligne. Ces édifices peuvent être considérés, à une échelle régionale (plusieurs centaines de kilomètres), comme analogue au glacia turbiditique déposé en pied de pente dans un système sédimentaire profond riche en sable et alimenté par une source linéaire (Figure IV.1-3 C ; Weijermars, 1986).

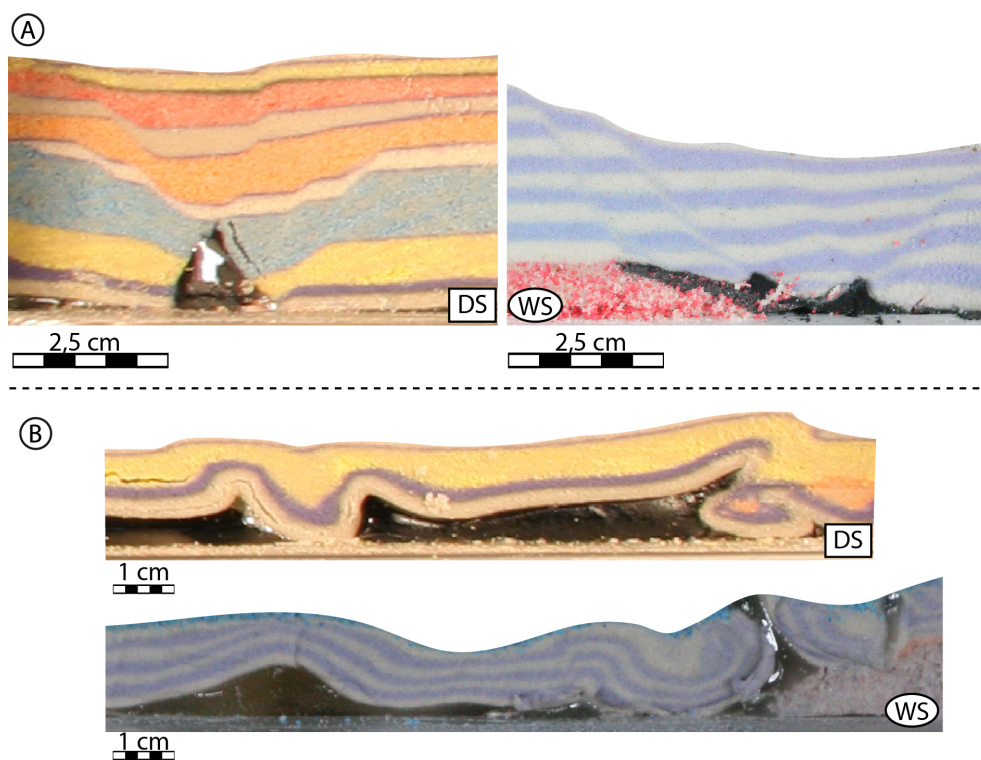
#### **A propos des déformations des édifices sédimentaires en condition subaquatique :**

Dans la seconde phase de cette étude, nous nous sommes intéressés aux déformations gravitaires déclenchées par le dépôt d'éventails turbiditiques sur un substratum visqueux analogue au sel. La morphologie biseautée (configuration tri-sources) ou lobée (configuration mono-source) des édifices sédimentaires produits expérimentalement, permet en effet d'imposer une surcharge sédimentaire différentielle du substratum visqueux déclenchant à la fois, l'effondrement vertical et l'étalement gravitaire de l'édifice. Ce type de déformations gravitaires a déjà fait l'objet de modèles expérimentaux en conditions sèches qui ont montré des résultats analogues à des systèmes naturels de bassin profond d'échelle régionale (plusieurs centaines de kilomètres) tels que le Golfe du Mexique, l'éventail profond du Nil ou la marge brésilienne (*e.g.*, Cobbold et Szatmari, 1991 ; Szatmari *et al.*, 1996 ; Ge *et al.*, 1997a ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Loncke *et al.*, 2010). Cependant, la modélisation des apports sédimentaires n'est pas prise en considération dans ces études expérimentales.

Les expériences conduites en condition subaquatique dans notre dispositif tectono-stratigraphique démontrent qu'en prenant en compte la modélisation du transport et du dépôt turbiditique couplés à la modélisation des déformations salifères d'échelle régionale, il est possible de reproduire l'étalement radial d'un éventail sédimentaire et d'obtenir des résultats comparables à ces mêmes exemples naturels.

En revanche, nous avons montré qu'à cette échelle de travail, la taille des écoulements turbiditiques est surdimensionnée, puisque l'édifice déposé par ces événements turbiditiques est comparable à un éventail détritique de plusieurs centaines de kilomètres de rayon et de quelques centaines de mètres d'épaisseur. Ainsi, pour ces modèles d'échelle régionale, nous ne considérons pas le mode de dépôt par avalanche turbide comme analogue au processus de transport et de dépôt turbiditique, mais comme un moyen technique de déposer des lobes sédimentaires semi-circulaires grâce à la configuration mono-source. Ce type d'approche expérimentale offre plusieurs avantages :

- La technique de sédimentation utilisée dans notre dispositif permet d'obtenir des dépôts dont l'épaisseur est comprise entre 5 mm dans la région proximale et potentiellement moins de 1mm dans la région distale. Cette finesse des lobes expérimentaux successifs permet d'avoir une haute résolution des déformations affectant la couverture sédimentaire (Figure IV.1-4).



**Figure IV.1-4 : Coupes de modèles d'étalement gravitaire sur couche de silicone construits par dépôt successif de couches de sable sec (DS) et par sédimentation d'avalanches turbiditiques (WS). (A) Epaisseurs de dépôt et résolutions dans la région proximale extensive de différents modèles. (B) Exemples de structures compressives en partie distale (noter la finesse des lits obtenus par le dépôt des avalanches turbides).**

- De plus, toujours grâce au mode de sédimentation développé dans cette étude, l'éventail détritique produit par plusieurs événements sédimentaires voit son

épaisseur décroître régulièrement vers l'aval du bassin, décrivant ainsi une pente régulière (Figure IV.1-5 A). En revanche, pour les modèles d'étalement gravitaire tridimensionnel réalisés à sec, l'instabilité gravitaire est provoquée par la mise en place d'un lobe subcirculaire tabulaire avec une rupture de pente localisée au front de dépôt (Figure IV.1-5 B et C).

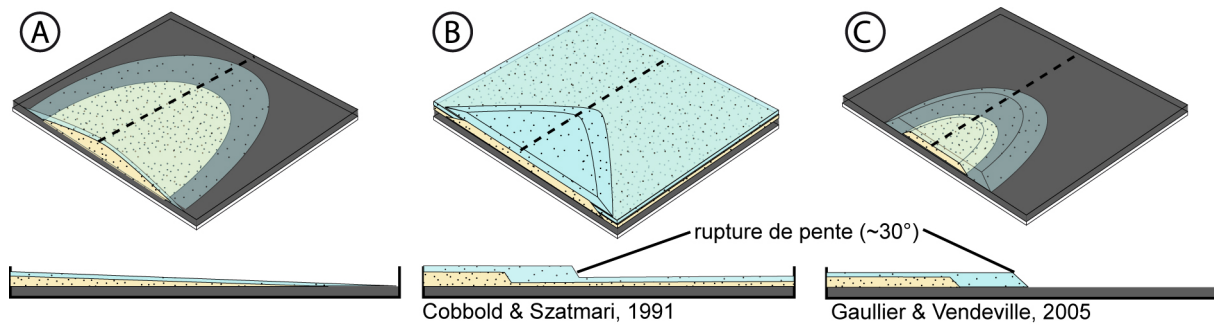


Figure IV.1-5 : Coupes schématisées et blocs diagrammes illustrant la morphologie des éventails détritiques expérimentaux tridimensionnels utilisés (A) dans cette étude, (B) par Cobbold et Szatmari (1991) et (C) Gaullier et Vendeville (2005).

- En outre, cette technique de sédimentation permet de mettre en place un édifice détritique lobé, caractérisé par une faible pente bathymétrique (inférieure à  $2^\circ$ ) En conditions sèches, il serait difficile de construire manuellement de tel morphologie ainsi que des épaisseurs de dépôt aussi fines.
- Enfin, les conditions expérimentales subaquatiques font que la couverture sédimentaire est en partie supportée par les forces de poussée d'Archimède. Par conséquent, dans ces conditions, les modèles se déforment en présence d'une pression hydrostatique rendant la couverture fragile moins résistante ; ceci permet alors à celle-ci de se déformer sous l'effet de contraintes moins importantes que pour un modèle sec. Cette moindre résistance du matériaux fragile pourrait expliquer le fait que l'étalement gravitaire dans nos expériences se déclenche dès le dépôt des premiers lobes, alors que la pente bathymétrique est très faible (inférieure à  $1^\circ$ ), et que l'instabilité gravitaire et les contraintes imposées au modèle qui s'ensuivent sont extrêmement faibles.

### **A propos du facteur d'échelle entre modèles et systèmes naturel :**

Nos expériences d'étalement gravitaire à l'échelle régionale ont montré que nos écoulements étaient surdimensionnés par rapport à la taille des édifices sédimentaires et des structures naturelles accommodant l'étalement (*e.g.*, les mini-bassins du Golfe du Mexique). Nous avons donc proposé une série d'expériences modélisant des objets d'échelle plus locale (plusieurs dizaines de kilomètres) mieux adaptés à notre dispositif du point de vue des dimensions des écoulements turbiditiques et des dépôts associés. Ces modèles s'intéressent aux langues de sel allochtones et plus spécifiquement à leur évolution vers le style structural en roho (dominé par l'extension) ou contre-régional (dominé par la subsidence et l'évacuation du sel). Diegel (cité dans Schuster, 1995) avance l'hypothèse que l'évolution vers l'un ou l'autre des styles structuraux est contrôlée par la longueur initiale du corps salifère allochtone. Nous avons donc modélisé la remobilisation de corps salifères allochtones de longueurs variables, déclenchée par le dépôt de lobes turbiditiques. Les résultats montrent que les systèmes allochtones courts (10 à 30 km) n'offrent pas suffisamment d'espace latéral pour permettre au biseau turbiditique de s'étaler gravitairement. Ce manque d'espace se traduit alors par des déformations gravitaires dominées par (1) des mouvements verticaux (subsidence), accommodés le long de rares failles normales, s'enracinant à la limite proximale de la langue de sel, et (2) une évacuation distale du sel. Les structures obtenues expérimentalement pour cette longueur de corps salifère montrent des similarités avec un système de langue de sel allochtone de type contre-régional, notamment du point de vue de (1) la faible quantité d'extension, de (2) l'évacuation distale du sel et de (3) la formation de sutures salifères à la base et le long de la bordure distale du corps salifère. En revanche, nos expériences n'ont pas permis de recréer la structure caractéristique des systèmes allochtones contre-régionaux que constitue l'éventail syntectonique s'épaississant vers le diapir d'évacuation ou la suture salifère distale. Ceci est probablement dû aux biseaux produits expérimentalement, s'affinant relativement rapidement en s'éloignant de la source, ne permettant donc pas de remplir préférentiellement la région distale de la langue de sel. L'éventail syntectonique pourrait alors être formé en augmentant considérablement la taille et/ou le volume de nos écoulements turbiditiques afin de « submerger » en apport sédimentaire la zone distale du corps allochtone.



Pour les systèmes de longueur plus importante (supérieure à environ 50 km), nos expériences montrent que l'espace devient suffisant pour que la remobilisation de la langue de sel s'opère par effondrement vertical (subsidence) et étalement latéral du biseau turbiditique. Ces mouvements sont accommodés dans la couverture par de nombreuses structures extensives (failles normales, grabens sommitaux et rides de sel réactives), affectant l'ensemble de la couverture. La structuration obtenue expérimentalement est comparable, du point de vue de la quantité d'extension, aux systèmes en roho décrit dans le Golfe du Mexique. Dans le détail, le style structural montre quelques différences entre les modèles et la nature. En effet, les systèmes en roho sont caractérisés par de grandes failles listriques à pendage régional s'enracinant sur le sel allochtone ou la suture salifère basale (sel évacué). Or, dans nos modèles, l'étalement gravitaire est accommodé préférentiellement par des grabens symétriques, associés à une remontée diapirique. Néanmoins, dans les zones où la base de la silicone est inclinée vers l'aval, on assiste à un glissement gravitaire formant des failles listriques de croissance comparables au style structural d'un système en roho. Par conséquent, il est probable que les systèmes en roho se déforment par une combinaison d'étalement et de glissement gravitaire permettant d'avoir cette vergence préférentielle des structures extensives.

#### **IV.1.2 Limites de l'approche expérimentale**

Cette étude a démontré qu'il était possible de modéliser dans un même dispositif (1) le transport et le dépôt de sédiment turbiditique ainsi que (2) les déformations salifères déclenchées par la surcharge des apports sédimentaires sur un substratum visqueux (étalement gravitaire). Néanmoins, il subsiste quelques limites à cette approche expérimentale concernant (1) la densité du matériau analogue du sel et (2) les problèmes liés aux dimensions des écoulements pour les modèles d'échelle régionale.

##### **A propos de la densité de la silicone :**

Concernant la densité de la silicone (PDMS SGM36), sa valeur inférieure à l'eau ( $\rho=0,96$ ) est problématique ; en effet, dès que ce matériau est placé en condition subaquatique, l'instabilité de Rayleigh-Taylor (inversion de densité) déclenche une croissance diapirique caractéristique d'un système à deux fluides (eau et silicone) de densités différentes. Or, dans un système salifère, le sel montre une densité plus importante que l'eau environnante, rendant ainsi ce type de déformations irréaliste.

Pour pallier à ce problème, deux stratégies ont été mises en place. Ainsi, avant la mise en eau du modèle, nous avons recouvert la silicone d'une couche de sable horizontale plus dense (5 mm), permettant de limiter cette croissance diapirique indésirable dans les premiers instants de l'expérience. Par la suite, le dépôt successif de lobes turbiditiques permet de limiter encore plus l'effet de l'inversion de densité en augmentant l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Cette stratégie s'est révélée relativement efficace au début des expériences. En revanche, à un stade plus avancé, les déformations gravitaires permettent à une ride de silicone d'atteindre la surface à la faveur d'un amincissement de la couverture sédimentaire dense (au niveau d'un graben ou d'une crête anticlinal). Par conséquent, lors des expériences, nous avons compensé cette croissance diapirique réactive en maintenant des apports sédimentaires importants. Enfin, la croissance passive des diapirs de silicone devenant irrémédiable lorsqu'ils atteignent la surface, nous avons en dernier recours étêté progressivement ces structures au cours de leur croissance.

Pour la seconde stratégie, nous avons augmenté la densité de la silicone SGM 36 jusqu'à une valeur supérieure à la densité de l'eau ( $\rho=1,1$ ), par adjonction d'une poudre de bioxyde de manganèse. Cette technique est le meilleur moyen de s'affranchir de l'instabilité de Rayleigh-Taylor sans modifier la rhéologie du polymère. Cependant, le mélange de la poudre et de la silicone étant réalisé manuellement, le temps de préparation peut atteindre plusieurs jours pour obtenir 10 litres de polymère densifié (volume nécessaire pour une expérience). Compte tenu de cette préparation laborieuse, nous n'avons produit qu'un volume restreint de ce matériau que nous avons recyclé pour plusieurs expériences.

Par ailleurs, nous disposons de bac de décantation permettant de ségréger le sable et la silicone utilisés pour les différents modèles conduits au laboratoire. Ces bacs de recyclage sont stratifiés : au fond, se trouve une fraction très riche en sable et inutilisable pour d'autres modèles ; cette couche « stérile » est surmontée de polymère réutilisable pour d'autres expériences. La concentration en particules fines et par conséquent la densité de ce polymère recyclé décroît de bas en haut du bac. Ainsi, plutôt que d'utiliser la SGM 36 pure, nous avons puisé dans ce stock de silicone recyclée, en prélevant préférentiellement le polymère juste au-dessus de la couche sableuse, où la silicone est la plus chargée en particules. La densité de ce matériau n'a pas été mesurée systématiquement, on peut néanmoins supposer que sa masse volumique est supérieure

à celle de la SGM 36 pure ( $0,96 \text{ g.cm}^{-3}$ ), limitant ainsi l'effet de l'instabilité de Rayleigh-Taylor lors de son emploi dans notre bassin tectono-stratigraphique.

***A propos de la taille du dispositif :***

Les dimensions du prototype de bassin tectono-stratigraphique se sont révélées être trop petites pour permettre une modélisation à l'échelle régionale en conservant le même facteur d'échelle entre les écoulements turbiditiques, les dépôts associés et les déformations salifères. A une échelle régionale de travail, ce problème déjà évoqué plus haut nous impose de considérer notre mode de dépôt comme une technique expérimentale permettant de déposer des lobes sédimentaires semi-circulaires de haute résolution et caractérisés par une pente bathymétrique très faible. La taille de notre dispositif nous a contraint à travailler sur des objets d'échelle locale (plusieurs dizaines de kilomètres) tels que les systèmes de langue de sel allochtone, afin que nos écoulements et leur lobes associés aient un facteur d'échelle comparable aux déformations observées dans le système naturel.

## IV.2 Perspectives

Ce travail de thèse a démontré qu'il est possible de combiner la modélisation du transport et du dépôt sédimentaire détritique en environnement profond avec des déformations tectoniques. Ce travail ouvre ainsi des perspectives dans le domaine de la géologie expérimentale, à condition de résoudre les limites rencontrées au cours de cette étude.

Par exemple, le problème de dimension des écoulements pour les modèles s'intéressant aux déformations à l'échelle régionale pourrait être résolu en construisant un bassin tectono-stratigraphique inspiré de notre prototype. Ce bassin devrait avoir des dimensions 3 à 4 fois plus importantes (Figure IV.2-1), se rapprochant ainsi des dispositifs de l'université de Minneapolis (eXperimental EarthScape Facility ; Violet *et al.*, 2005) ou de l'université d'Utrecht ("Delta" Flume Facility ; Baas *et al.*, 2004), utilisés en modélisation stratigraphique.

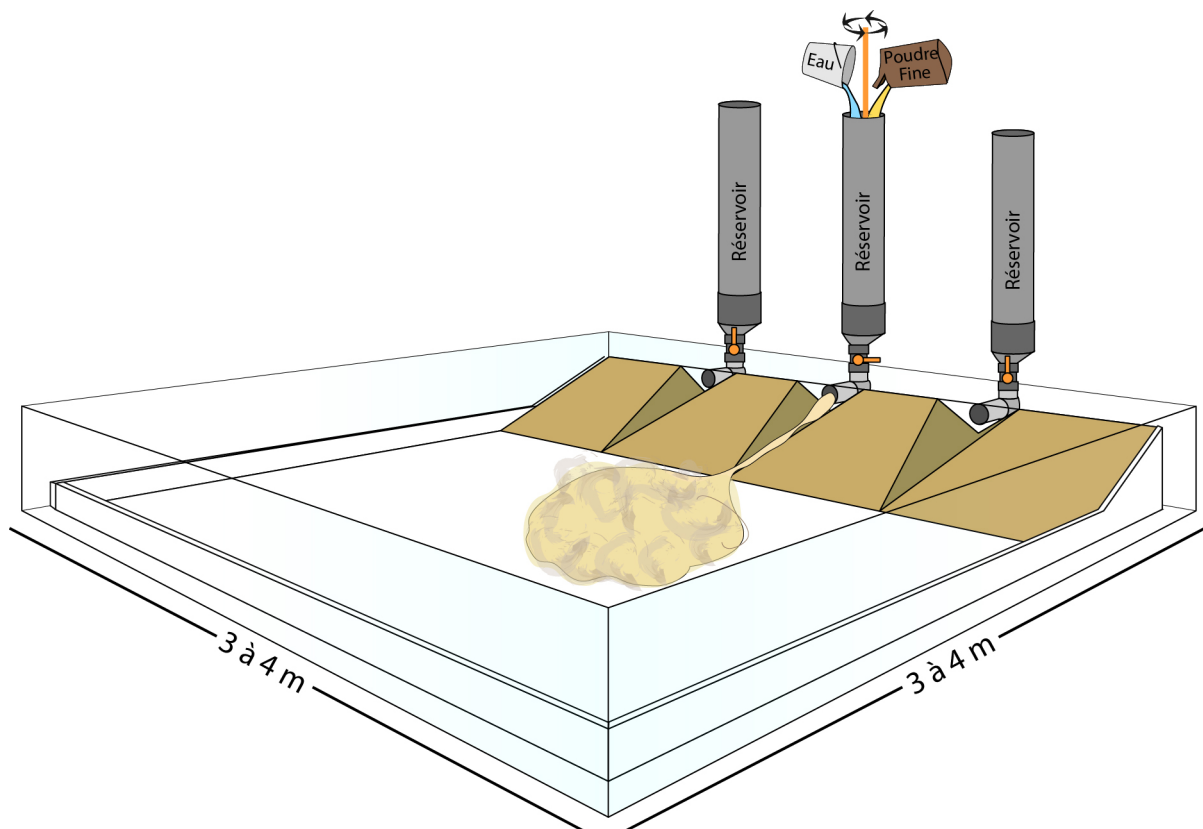


Figure IV.2-1: Projet de bassin tectono-stratigraphique permettant l'étude de l'interaction entre sédimentation turbiditique profonde et tectonique à l'échelle régionale.

Pour modéliser des déformations salifères, il faudrait se procurer un polymère dont les propriétés mécaniques permettent de modéliser le comportement du sel (viscosité de l'ordre de  $10^4$  Pa.s) et dont la densité supérieure à l'eau permettrait de s'affranchir complètement des effets de l'instabilité de Rayleigh-Taylor entre la silicone et l'eau ambiante du bassin. Compte tenu de la taille du dispositif et du volume nécessaire pour occuper le fond d'un tel bassin, il serait préférable que ce matériau soit bon marché.

Par ailleurs, du point de vue tectonique, nous pourrions envisager d'élargir les applications de cette approche expérimentale à d'autres types de bassins que les marges passives salifères. En effet, la mise en place d'un système de moteur/piston ou d'un tapis roulant placé à la base, permettrait par exemple de modéliser un contexte de marge active en imposant au modèle un raccourcissement régional.

De plus, notre approche expérimentale permet de travailler en présence d'une pression hydrostatique. On pourrait alors imaginer un protocole expérimental visant à confiner cette pression sous une couche d'argile, pour pouvoir ensuite déclencher des déformations gravitaires spontanées en réponse à une surcharge sédimentaire croissante. Ce type de modélisation aurait alors une application pour des bassins tels que le bassin amazonien, où l'épaisse couverture sédimentaire se déforme gravitairement sur un niveau d'argiles à surpression de fluide.



# **Références bibliographiques**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

### A

- Adam, Urai, J., Wieneke, Oncken, Pfeiffer, Kukowski, Lohrmann, Hoth, Zee, V. d., et Schmatz, 2005**, Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting—New insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, 27, (2), p. 283-301.
- Al-Ja'aidi, O., McCaffrey, W., et Kneller, B., 2004**, Factors influencing the deposit geometry of experimental turbidity currents: implications for sand body architecture in confined basins. *Geological Society London Special Publications*, 222, 45–58.
- Albertz, M., et Beaumont, C., 2010**, An investigation of salt tectonic structural styles in the Scotian Basin, offshore Atlantic Canada: 2. Comparison of observations with geometrically complex numerical models. *Tectonics*, 29, (TC4018), p. 1-16.
- Albertz, M., Beaumont, C., Shimeld, J., et Ings, S., 2010**, An investigation of salt tectonic structural styles in the Scotian Basin, offshore Atlantic Canada: 1. Comparison of observations with geometrically simple numerical models. *Tectonics*, 29, (TC4017), p. 1-29.
- Alexander, J., et Morris, S., 1994**, Observations on experimental, nonchannelized high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. *Journal of sedimentary Research*, A64, (4), p. 899-909.
- Alexander, J., et Mulder, T., 2002**, Experimental quasi-steady density currents. *Marine Geology*, 186, (3-4), p. 195-210.
- Allen, J., 1971**, Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, (1), p. 97.
- Alsop, G., 1996**, Physical modelling of fold and fracture geometries associated with salt diapirism. *Geological Society London Special Publications*, 100, 227-241.
- Amy, McCaffrey, W., et Kneller, B., 2004**, The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. *Geological Society London Special Publications*, 221, (1), p. 311-330.
- Arrhenius, S., 1913**, Zur Physik der Salzlagerstätten. *Meddelanden Vetenskapsakademiens Nobelinstitut*, 2, (20), p. 1-25.

### B

- Baas, J., McCaffrey, W., Haughton, P., et Choux, C., 2005**, Coupling between suspended sediment distribution and turbulence structure in a laboratory turbidity current. *Journal Of Geophysical Research*, 110, C11015.



- Baas, J., Van Kesteren, W., et Postma, G., 2004**, Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology*, 51, (5), p. 1053-1088.
- Barde, J., Gralla, P., Harwijanto, J., et Marsky, J., 2002**, Exploration at the eastern edge of the Precaspian basin: Impact of data integration on Upper Permian and Triassic prospectivity. *AAPG bulletin*, 86, (3), p. 399-415.
- Beaubouef, R., Abreu, V., et N.L.Adair, 2003**, Ultra-high resolution 3-D characterization of deep-water deposits-I: A new approach to understanding the stratigraphic evolution of intra-slope depositional Systems. *Search and Discovery*, (Article #40084), p. 1-7.
- Bellaiche, G., et Mart, Y., 1995**, Morphostructure, growth patterns, and tectonic control of the Rhone and Nile deep-sea fans: A comparison. *AAPG Bulletin*, 79, (2), p. 259-284.
- Best, J. L., Kirkbride, A. D., et Peakall, J., 2001**, Mean flow and turbulence structure of sediment-laden gravity currents: new insights using ultrasonic Doppler velocity profiling, in W. McCaffrey, B. Kneller, and J. Peakall, eds., *Pariculate Gravity Currents Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, v. 31: Oxford, Blackwell Science Ltd., p. 159-172.
- Booth, J., Dean, M., et DuVernay, A., 2003**, Paleo-bathymetric controls on the stratigraphic architecture and reservoir development of confined fans in the Auger Basin: central Gulf of Mexico slope. *Marine and petroleum geology*, 20, 563-586.
- Bouma, A., 1962**, *Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*, Amsterdam & New York, Elsevier, 168 p.
- Bouma, A. H., 1981**, Depositional sequences in clastic continental slope deposits, Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 1, (2), p. 115-121.
- Bouma, A. H., 1982**, Intraslope Basins in Northwest Gulf of Mexico: A Key to Ancient Submarine Canyons and Fans, in J. S. Watkins, and C. L. Drake, eds., *Studies in Continental Margin Geology: AAPG Memoir*, v. 34, p. 567-581.
- Broucke, O., Temple, Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, et Guillocheau, F., 2004**, The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology*, 21, (3), p. 327-348.
- Brun, J.-P., et Fort, X., 2004**, Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics*, 382, (3-4), p. 129-150.
- Brun, J.-P., et Mauduit, T., 2008**, Rollovers in salt tectonics: The inadequacy of the listric fault model. *Tectonophysics*, 457, 1-11.
- Brun, J.-P., et Mauduit, T., 2009**, Salt rollers: Structure and kinematics from analogue modelling. *Marine and Petroleum ...*, 26, 249-258.

**Bursik, M., et Woods, A., 2000**, The effects of topography on sedimentation from particle-laden turbulent density currents. *Journal of sedimentary Research*, 70, (1), p. 53.

**Byerlee, J., 1978**, Friction of rocks. *Pure and applied Geophysics*, 116, (4), p. 615-626.

## C

**Cadell, H. M., 1888**, Experimental researches in mountain building. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, 35, 337-360.

**Chamberlin, R., et Miller, W., 1918**, Low-angle faulting. *The Journal of Geology*, 26, (1), p. 1-44.

**Chamberlin, R., et Shepard, F., 1923**, Some experiments in folding. *The Journal of Geology*, 31, (6), p. 490-512.

**Childs, C., Easton, S., Vendeville, B., et Jackson, M., 1993**, Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics*, 228, (3-4), p. 313-329.

**Choux, C., Baas, J., McCaffrey, W., et Haughton, P., 2005**, Comparison of spatio-temporal evolution of experimental particulate gravity flows at two different initial concentrations, based on velocity, grain size and density data. *Sedimentary Geology*, 179, (1-2), p. 49-69.

**Cloos, H., 1930a**, Zur experimentellen Tektonik. V. Vergleichende Analyse dreier Verschiebungen. *Geol. Rundschau* 21, (H. 6), p. 353-367.

**Cloos, H., 1930b**, Zur experimentellen Tektonik. Methodik und Beispiele. *Die Naturwissenschaften*, 18. Jahrg., (H. 34), p. 741-747.

**Cloos, H., 1931**, Zur experimentellen Tektonik, Brüche und Falten. *Die Naturwissenschaften*, 19. Jahrg., (H. 11), p. 242-247.

**Cloos, H., 1939**, Hebung, Spaltung, Vulkanismus. *Geol. Rundschau* 30, 405-527.

**Cobbold, P., Coelho, D., Szatmari, P., Demercian, L. S., et Rossello, E., 1995**, Seismic and Experimental Evidence for Thin-Skinned Horizontal Shortening by Convergent Radial Gliding on Evaporites, Deep-Water Santos Basin, Brazil, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 305-321.

**Cobbold, P., et Jackson, M., 1992**, Gum rosin (colophony): A suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210, (3-4), p. 255-271.

**Cobbold, P., et Szatmari, P., 1991**, Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188, (3-4), p. 249-289.

**Cobbold, P. R., Rossello, E., et Vendeville, B. C., 1989**, Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, (3), p. 453-460.

## D

- Daubrée, A., 1878a**, Recherches expérimentales sur les cassures qui traversent l'écorce terrestre particulièrement celles qui sont connues sous les noms de joints et de failles. *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, 86, (12), p.
- Daubrée, A., 1878b**, Expériences tendant à imiter des formes diverses de ploiements, contournements et ruptures que présente l'écorce terrestre. *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, 86, (12), p. 864-869 & 928-931.
- Daubrée, A., 1878c**, Expériences tendant à imiter des formes diverses de ploiements, contournements et ruptures que présentent les terrains stratifiés. *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, 86, (12), p. 733-739.
- Daubrée, A., 1879**, Etudes synthétiques de géologie expérimentale, Paris, Dunot.
- Davy, P., et Cobbold, P., 1991**, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, (1-2), p. 1-25.
- Demercian, S., Szatmari, P., et Cobbold, P., 1993**, Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228, (3-4), p. 393-433.
- Diegel, Karlo, J., Schuster, Shoup, et Tauvers, 1995**, Chapter 6-Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf Coast continental margin, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 109-151.
- Dixon, J., 1974**, A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics*, 24, (1-2), p. 99-114.
- Dixon, J., 1975**, Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28, (1-2), p. 89-124.
- Dixon, J., et Tirrul, R., 1991**, Centrifuge modelling of fold--thrust structures in a tripartite stratigraphic succession. *Journal of Structural Geology*, 13, (1), p. 3-20.
- Duval, B., Cramez, C., et Jackson, M., 1992**, Raft tectonics in the Kwanza basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9, (4), p. 389-404.

## E

- Edwards, D. A., 1993**, Turbidity currents: dynamics, deposits and reversals: Lecture Notes in Earth Sciences 44, Springer-Verlag, 173 p.
- Eisenstadt, G., Vendeville, B. C., et Withjack, M. O., 1997**, Experimental Modeling of Tectonic Processes. *American Association of Petroleum Geologists Student Chapter*, 19, , p. 146.

**Endo, N., Masuda, F., et Yokokawa, M., 1996**, Grain-size distributions of sediment carried by single transportation modes in an experimental microdelta system. *Sedimentary Geology*, 102, (3-4), p. 297-304.

**Escher, B. G., et Kuenen, P. H., 1929**, Experiments in connection with salt domes. *Leidsche Geologiese Meddelanden*, 3, (3), p. 151-182.

## F

**Favre, A., 1878**, Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. *Archives des sciences physiques et naturelles*, 246,

**Fort, X., Brun, J.-P., et Chauvel, F., 2004**, Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bulletin*, 88, (11), p. 1523-1544.

## G

**Galloway, W., Ganey-Curry, P., Li, X., et Buffler, R. T., 2000**, Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin*, 84, (11), p. 1743-1774.

**Garcia, M., 1994**, Depositional turbidity currents laden with poorly sorted sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120, (11), p. 1240-1263.

**Garcia, M., et Parker, G., 1989**, Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science*, 245, (4916), p. 393-396.

**Gaullier, V., 1993**, Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin liguro-provençal: données sismiques et modèles analogiques, *Thèse de l'Université de Paris VI*, 404 p.

**Gaullier, V., Brun, J.-P., Guerin, G., et Lecanu, H., 1993**, Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt decollement. *Tectonophysics*, 228, (3-4), p. 363-381.

**Gaullier, V., Mart, Y., Bellaiche, G., Mascle, J., Vendeville, B., Zitter, T., et Second Leg Prised, I., 2000**, Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan: insights from the PRISMED II cruise. *Geological Society London Special Publications*, 174, (1), p. 111.

**Gaullier, V., et Vendeville, B., 2005**, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II—Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. *AAPG Bulletin*, 89, (8), p. 1081-1089.

**Ge, H., et Jackson, M., 1998**, Physical modeling of structures formed by salt withdrawal: Implications for deformation caused by salt dissolution. *AAPG Bulletin*, 82, (2), p. 228-250.

**Ge, H., Jackson, M., et Vendeville, B., 1995**, Rejuvenation and Subsidence of Salt Diapirs by Regional Extension. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, XLV, 211-218.

**Ge, H., Jackson, M., et Vendeville, B., 1997a**, Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bulletin*, 81, (3), p. 398.

**Ge, H., Jackson, M., Vendeville, B., Maler, M., et Handschy, J., 1997b**, Deformation of prograding wedges over a ductile layer-applications of physical models to geologic examples. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 47, 177-184.

**Gerber, T., Pratson, L., Wolinsky, M., et Steel, R., 2008**, Clinof orm progradation by turbidity currents: modeling and experiments. *Journal of sedimentary Research*, 78, 220-238.

**Graveleau, F., 2008**, Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale), *Thèse de l'Université de Montpellier II*, 484 p.

**Graveleau, F., et Dominguez, S., 2008**, Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Compte Rendus Geosciences*, 340, (5), p. 324-333.

## H

**Hall, J., 1815**, On the vertical position and Convolutions of certain Strata and their relation with Granite. *Transactions of the Royal Society, London*, 7, 79-108.

**Hampton, M., 1972**, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42,

**Heaton, Jackson, M., Bamahmoud, et Nani, 1995**, Superposed Neogene extension, contraction, and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 333-351.

**Heller, P., Paola, C., Hwang, I.-G., John, B., et Steel, R., 2001**, Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *AAPG Bulletin*, 85, (5), p. 817.

**Higgins, R., et Harris, L., 1997**, The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 19, (1), p. 89-98.

**Hobbs, W. H., 1914a**, Mechanics of Formation of Arcuate Mountains Part I. *The Journal of Geology*, 22, (1), p. 71-90.

**Hobbs, W. H., 1914b**, Mechanics of Formation of Arcuate Mountains Part II The Folding Process Studied in the Profile: General Considerations. *The Journal of Geology*, 22, (2), p. 166-188.

**Hobbs, W. H., 1914c**, Mechanics of Formation of Arcuate Mountains. Part III The folding process studied in the profile - formation of slides. *The Journal of Geology*, 22, (3), p. 193-208.

- Horsfield, W., 1977**, An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, In : Fault tectonics in NW Europe, ed. by R.T.C. Frost and A.J. Dijkers, , 363-370.
- Hubbert, M. K., 1937**, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol Soc America Bull*, 48, (10), p. 1459-1520.
- Hubbert, M. K., 1951**, Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 355-372.
- Hudec, M., et Jackson, M., 2006**, Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bulletin*, 90, (10), p. 1535.
- Hudec, M., et Jackson, M., 2007**, Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth Science Reviews*, 82, (1-2), p. 1-28.

## I

- Imran, J., Parker, G., et Harff, P., 2002a**, Experiments on incipient channelization of submarine fans Expériences sur la formation de chenaux dans les deltas sous-marins. *Journal of Hydraulic Research*, 40, (1), p. 21.
- Imran, J., Parker, G., et Harff, P., 2002b**, Experiments on incipient channelization of submarine fans - Expériences sur la formation de chenaux dans les deltas sous-marins. *Journal of Hydraulic Research*, 40, (1), p. 21.
- Ings, S., et Shimeld, J., 2006**, A new conceptual model for the structural evolution of a regional salt detachment on the northeast Scotian margin, offshore eastern Canada. *AAPG Bulletin*, 90, (9), p. 1407-1423.

## J

- Jabour, H., et Tari, G., 2007**, Subsalt exploration potential of the Moroccan salt basin. *The Leading Edge*, 26, (11), p. 1454.
- Jackson, M., 1995**, Retrospective salt tectonics, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 1-28.
- Jackson, M., et Talbot, C., 1989**, Anatomy of mushroom-shaped diapirs. *Journal of Structural Geology*, 11, (1-2), p. 211-230.
- Jackson, M., et Talbot, C., 1991**, A glossary of salt tectonics. *Geological circular*, 91-94, 44.
- Jackson, M., et Vendeville, B., 1994**, Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geol Soc America Bull*, 106, 57-73.
- Jackson, M., Vendeville, B., et Schultz-Ela, D., 1994**, Salt-related structures in the Gulf of Mexico: A field guide for geophysicists. *The Leading Edge*, 13, 837.

## K

- Keevil, Peakall, J., Best, J., et Amos, K., 2006**, Flow structure in sinuous submarine channels: Velocity and turbulence structure of an experimental submarine channel. *Marine Geology*, 229, (3-4), p. 241-257.
- Kim, W., et Paola, C., 2007**, Long-period cyclic sedimentation with constant tectonic forcing in an experimental relay ramp. *Geology*, 35, (4), p. 331-334.
- Kneller, B., 1995**, Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society London Special Publications*, 94, (1), p. 31.
- Koss, J., Ethridge, F., et Schumm, S., 1994**, An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of sedimentary Research*, B64, (2), p. 90-98.
- Kostic, S., Parker, G., et Marr, J., 2002**, Role of turbidity currents in setting the foreset slope of clinofolds prograding into standing fresh water. *Journal of sedimentary Research*, 72, (3), p. 353-362.
- Koyi, H., 1997**, Analogue modelling: From a qualitative to a quantitative technique—A historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20, (2), p. 223-238.
- Krantz, R., 1991**, Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, (1-2), p. 203-207.
- Kuenen, P. H., 1951**, Properties of turbidity currents of high density. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 2, 14-33.

## L

- Lamb, M., Hickson, T., Marr, J., Sheets, B., Paola, C., et Parker, G., 2004**, Surging versus continuous turbidity currents: flow dynamics and deposits in an experimental intraslope minibasin. *Journal of sedimentary Research*, 74, (1), p. 148-155.
- Letouzey, J., Colletta, Vially, et Chermette, 1995**, Evolution of salt-related structures in compressional settings, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, v. 65, p. 41-60.
- Lohrmann, Kukowski, Adam, et Oncken, 2003**, The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 25, (10), p. 1691-1711.
- Loncke, L., 2002**, Le delta profond du Nil: Structure et évolution depuis le messinien, *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, 230 p.
- Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B., et Camera, L., 2006**, The Nile deep-sea fan: an example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited

subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology*, 23, (3), p. 297-315.

**Loncke, L., Vendeville, B., Gaullier, V., et Mascle, J., 2009**, Respective contributions of tectonic and gravity-driven processes on the structural pattern in the Eastern Nile deep-sea fan: insights from physical experiments. *Basin Research*,

**Loncke, L., Vendeville, B., Gaullier, V., et Mascle, J., 2010**, Respective contributions of tectonic and gravity-driven processes on the structural pattern in the Eastern Nile deep-sea fan: insights from physical experiments. *Basin Research*, 22, (5), p. 765-782.

**Lopez, J., 1990**, Structural styles of growth faults in the US Gulf Coast Basin. *Geological Society London Special Publications*, 50, (1), p. 203-219.

**Luthi, S., 1981**, Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits. *Marine Geology*, 40, (3-4), p. M59-M58.

**Lüthi, S., 1981**, Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits. *Marine Geology*, 40, (3-4), p. M59-M68.

**Lyell, C., 1867**, Éléments de géologie ou changements anciens de la Terre et de ses habitants tels qu'ils sont représentés par les monuments géologiques, Paris, Garnier Frères, 604 p.

## M

**Madof, A., Christie-Blick, N., et Anders, M., 2009**, Stratigraphic controls on a salt-withdrawal intraslope minibasin, north-central Green Canyon, Gulf of Mexico: Implications for misinterpreting sea level change. *AAPG Bulletin*, 93, (4), p. 535.

**Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B., et Odonne, F., 2003**, Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the ligurian-provencal Basin, northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 20, (1), p. 13-27.

**Mallarino, G., Beaubouef, R., Droxler, A., Abreu, V., et Labeyrie, L., 2006**, Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill (northwestern slope of the Gulf of Mexico). *AAPG Bulletin*, 90, (7), p. 1089.

**Martin, J., Paola, C., Abreu, V., Neal, J., et Sheets, B., 2009**, Sequence stratigraphy of experimental strata under known conditions of differential subsidence and variable base level. *AAPG Bulletin*, 93, (4), p. 503-533.

**Mauduit, T., et Brun, J.-P., 1998**, Growth fault/rollover systems: Birth, growth, and decay. *Journal Of Geophysical Research*, 103, (B8), p. 18.119-18.136.

**Mauduit, T., Gaullier, V., Brun, J.-P., et Guerin, G., 1997a**, On the asymmetry of turtle-back growth anticlines. *Marine and Petroleum Geology*, 14, (7/8), p. 7633-771.

**Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J.-P., et Lecanu, H., 1997b**, Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology*, 19, (9), p. 1219-1230.



- McBride, B., 1998**, The evolution of allochthonous salt along a megaregional profile across the northern Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin*, 82, (5), p. 1037.
- McBride, B., Rowan, M., et Weimer, P., 1998**, The evolution of allochthonous salt systems, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, (5), p. 1013.
- McCaffrey, W., Choux, C., Baas, J., et Haughton, P., 2003**, Spatio-temporal evolution of velocity structure, concentration and grain-size stratification within experimental particulate gravity currents. *Marine and Petroleum Geology*, 20, (6-8), p. 851-860.
- McClay, K., Dooley, T., et Lewis, G., 1998**, Analog modeling of progradational delta systems. *Geology*, 26, (9), p. 771-774.
- McGill, G., et Stromquist, A., 1979**, The grabens of Canyonlands National Park, Utah-Geometry, mechanics, and kinematics. *Journal Of Geophysical Research*, 84, (B9), p. 4547-4563.
- McKee, E., et Goldberg, M., 1969**, Experiments on formation of contorted structures in mud. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 231-244.
- Mead, W., 1920**, Notes on the mechanics of geologic structures. *The Journal of Geology*, 28, (6), p. 505-523.
- Métivier, F., Lajeunesse, E., et Cacas, M.-C., 2005**, Submarine canyons in the bathtub. *Journal of sedimentary Research*, 75, (1), p. 6-11.
- Meunier, S., 1904**, La géologie expérimentale, Paris, Editions Alcan, 322 p.
- Middleton, 1993**, Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 89-114.
- Middleton, et Neal, 1989**, Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 297-307.
- Middleton, G., 1966a**, Small-scale models of turbidity currents and the criterion for auto-suspension. *Journal of sedimentary Research*, 36, 202-208.
- Middleton, G., 1966b**, Experiments on density and turbidity currents: II. Uniform flow of density currents. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3, (5), p. 627-637.
- Middleton, G., 1966c**, Experiments on density and turbidity currents: I. Motion of the head. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3, (4), p. 523-546.
- Middleton, G., 1967**, Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, (3), p. 475-505.
- Mohriak, W., Macedo, Castellani, Rangel, Barros, Latgé, Ricci, Mizusaki, Szatmari, P., et Demercian, L. S., 1995**, Salt Tectonics and Structural Styles in the, Deep-water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil, in M. P. A. Jackson,

D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 273-304.

**Mohrig, D., Straub, Buttles, J., et Pirmez, C., 2005a**, Controls on geometry and composition of a levee built by turbidity currents in a straight laboratory channel. *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2005*, 579-584.

**Mohrig, D., Straub, K., Buttles, J., et Pirmez, C., 2005b**, Controls on geometry and composition of a levee built by turbidity currents in a straight laboratory channel. *River, Coastal, and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2005*, 579-584.

**Morris, S., et Alexander, J., 2003**, Changes in flow direction at a point caused by obstacles during passage of a density current. *Journal of sedimentary Research*, 73, (4), p. 621-629.

**Mourgues, R., Lecomte, E., Vendeville, B., et Raillard, S., 2009**, An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics*, 474, 643-656.

**Mulder, T., et Alexander, J., 2001a**, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 169-299.

**Mulder, T., et Alexander, J., 2001b**, Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology*, 175, 221-235.

**Mulder, T., et Cochonat, P., 1996**, Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary Research*, 66, (1), p. 43-57.

**Mulugeta, G., 1988**, Squeeze box in a centrifuge. *Tectonophysics*, 148, (3-4), p. 323-335.

## N

**Nalpas, et Brun, J.-P., 1993**, Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228, (3-4), p. 349-362.

**Nettleton, L., 1934**, Fluid mechanics of salt domes. *AAPG Bulletin*, 18, 1175-1204.

**Nettleton, L., 1943**, Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. *AAPG Bulletin*, 27, (1), p. 51-63.

**Nettleton, L., et Elkins, T. A., 1947**, Geological models made from granular materials. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 28, 451-466.

**Normark, W. R., 1978**, Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62, (6), p. 912.

## O

- Obone-Zué-Obame, E. M., 2009**, Conséquences sédimentaires et tectoniques de la crise de salinité Messinienne en Méditerranée Occidentale, *Thèse de l'université de Perpignan Via Domitia*, 290 p.
- Oertel, G., 1965**, The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2, (5), p. 343-393.
- Ouchi, S., Ethridge, F., James, E., et Schumm, 1995**, Experimental study of subaqueous fan development. *Geological Society London Special Publications*, 94, (1), p. 13.

## P

- Panien, M., Schreurs, G., et Pfiffner, A., 2006**, Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal of Structural Geology*,
- Pantin, H. M., et Leeder, M., 1987**, Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology*, 34, (6), p. 1143-1155.
- Paola, C., Mullin, J., Ellis, C., Mohrig, D., Swenson, J., Parker, G., Hickson, T., Heller, P., Pratson, L., et Syvitski, J., 2001**, Experimental stratigraphy. *GSA TODAY*, 11, (7), p. 4-9.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., et Reinhardt, L., 2009**, The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth Science Reviews*, 97, (1-4), p. 1-43.
- Parker, T., et McDowell, A., 1955**, Model studies of salt-dome tectonics. *AAPG Bulletin*, 39, (12), p. 2384-2470.
- Parsons, J., et Garcia, M., 1998**, Similarity of gravity current fronts. *Physics of Fluids*, 10, 3209.
- Parsons, J., Schweller, W., Stelling, C., Southard, J., Lyons, W., et Grotzinger, J., 2002**, A preliminary experimental study of turbidite fan deposits. *Journal of sedimentary Research*, 72, (5), p. 619-628.
- Peel, F., Travis, et Hossack, 1995**, Genetic Structural Provinces and Salt Tectonics of the Cenozoic Offshore U.S. Gulf of Mexico: A Preliminary Analysis, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, v. 65, p. 153-175.
- Prather, B. E., 2003**, Controls on reservoir distribution, architecture and stratigraphic trapping in slope settings. *Marine and Petroleum Geology*, 20, (6-8), p. 529-545.
- Prather, B. E., Booth, J. R., Steffens, G. S., et Craig, P. A., 1998**, Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, 701-728.

## Q

- Ramberg, H., 1967**, Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifugal models, London & New York, Academic Press, 214 p.
- Ramberg, H., 1981**, Gravity, deformation, and the earth's crust : in theory, experiments, and geological application, London & New York, Academic Press, 452 p.
- Ranalli, G., 2001**, Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32, (1-2), p. 65-76.
- Rettger, R., 1935**, Experiments on soft-rock deformation. *AAPG Bulletin*, 19,
- Richefeu, V., El Youssoufi, M. S., et Radjaï, F., 2006**, Shear strength properties of wet granular materials. *Physical Review E*, 73, (5), p. 051304.
- Rodrigues, N., Cobbold, P., et Løseth, H., 2009**, Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics*, 474, 610-632.
- Rohais, S., 2007**, Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques, *Thèse de l'Université de Rennes 1*, 386 p.
- Rönniund, P., 1989**, Viscosity ratio estimates from natural Rayleigh-Taylor instabilities. *Terra Nova*, 1, (4), p. 344-348.
- Rowan, M., 1995**, Structural Styles and Evolution of Allochthonous Salt, Central Louisiana Outer Shelf and Upper Slope, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 199-228.
- Rowan, M., Jackson, M., et Trudgill, B., 1999**, Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 83, 1454-1484.
- Rowan, M., Ratliff, R., Trudgill, B., et Barcelo Duarte, J., 2001**, Emplacement and evolution of the Mahogany salt body, central Louisiana outer shelf, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 85, (6), p. 947.
- Rowan, M., et Weimer, P., 1998**, Salt-sediment interaction, northern Green Canyon and Ewing bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, (5), p. 1055.

## S

- Satterfield, W., et Behrens, E., 1990**, A Late Quaternary canyon/channel system, northwest Gulf of Mexico continental slope. *Marine Geology*, 92, (1-2), p. 51-67.
- Sawyer, D., Flemings, P., Shipp, R., et Winker, C., 2007**, Seismic geomorphology, lithology, and evolution of the late Pleistocene Mars-Ursa turbidite region, Mississippi Canyon area, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 91, (2), p. 215.
- Schardt, H., 1884**, Geological studies in the Pays d'Enhaut Vaudois. *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, XX, 143-146.

- Schellart, 2000**, Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, (1-2), p. 1-16.
- Schultz-Ela, D., Jackson, M., et Vendeville, B., 1993**, Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics*, 228, (3-4), p. 275-312.
- Schultz-Ela, D. D., et Jackson, M. P. A., 1996**, Relation of Subsalt Structures to Suprasalt Structures During Extension. *AAPG Bulletin*, 80, (12), p. 1896-1924.
- Schuster, 1995**, Deformation of Allochthonous Salt and Evolution of Related Salt-Structural Systems, Eastern Louisiana Gulf Coast, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, p. 177-198.
- Schwerdtner, W., et Troèng, B., 1978**, Strain distribution within arcuate diapiric ridges of silicone putty. *Tectonophysics*, 50, (1), p. 13-28.
- Sequeiros, O. E., Spinewine, B., Garcia, M., Beaubouef, R., Sun, T., et Parker, G., 2009**, Experiments on Wedge-Shaped Deep Sea Sedimentary Deposits in Minibasins and/or on Channel Levees Emplaced by Turbidity Currents. Part I. Documentation of the Flow. *Journal of sedimentary Research*, 79, (8), p. 593-607.
- Shanmugam, 2003**, A preliminary experimental study of turbidite fan deposits-Discussion. *Journal of sedimentary Research*, 73, (5), p. 838-841.
- Shemenda, A., 1984**, Similarity criteria in mechanical modeling of tectonic processes. *Soviet geology and geophysics*, 24, (10), p. 8-16.
- Shepard, F. P., 1979**, Currents in Submarine Canyons and Other Sea Valleys. *SEPM Special Publication*, 27, 85-94.
- Shumin, L., et Dixon, J., 1991**, Centrifuge modelling of thrust faulting: structural variation along strike in fold-thrust belts. *Tectonophysics*, 188, (1-2), p. 39-62.
- Smith, R., 2004**, Silled sub-basins to connected tortuous corridors: sediment distribution systems on topographically complex sub-aqueous slopes. *Geological Society, London, Special Publications*, 222, (1), p. 23.
- Steffens, G. S., Biegert, E. K., Scott Sumner, H., et Bird, D., 2003**, Quantitative bathymetric analyses of selected deepwater siliciclastic margins: receiving basin configurations for deepwater fan systems. *Marine and petroleum geology*, 20, (6-8), p. 547-561.
- Stow, D., et Mayall, M., 2000**, Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135.
- Straub, Mohrig, D., Mcelroy, B., Buttles, J., et Pirmez, C., 2008a**, Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study. *Geol Soc America Bull*, 120, (3), p. 368.

**Straub, K., Mohrig, D., Mcelroy, B., Buttles, J., et Pirmez, C., 2008b**, Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study. *Geol Soc America Bull*, 120, (3), p. 368.

**Szatmari, P., Guerra, M., et Pequeno, M., 1996**, Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. *Geological Society London Special Publications*, 100, 259-264.

## T

**Talbot, C., 1977**, Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, 42, (2-4), p. 159-181.

**Talbot, C., 1992**, Centrifuged models of Gulf of Mexico profiles. *Marine and Petroleum Geology*, 113, (1-2), p. 49-73.

**Talbot, C., Rönnlund, P., Schmeling, H., et Koyi, H., 1991**, Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics*, 188, (1-2), p. 187-201.

**Tanner, W. F., et Williams, G. K., 1968**, Model diapirs, plasticity and tension, in J. Braunstein, and G. D. O'Brien, eds., Diapirism and Diapirs: AAPG Memoir, v. 8, p. 10-15.

**Toniolo, H., Harff, P., Marr, J., et Paola, C., 2004**, Experiments on reworking by successive unconfined subaqueous and subaerial muddy debris flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130, 38.

**Torrey, P., et Fralich, C., 1926**, An experimental study of the origin of salt domes. *The Journal of Geology*, 34, (3), p. 224-234.

**Trudgill, B., et Rowan, M., 2004**, Integrating 3D seismic data with structural restorations to elucidate the evolution of a stepped counter-regional salt system, Eastern Louisiana Shelf, Northern Gulf of Mexico. *Geological Society, London, Memoirs*, 29, 165-176.

**Trusheim, F., 1960**, Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin*, 44, 1519-1540.

**Twichell, D. C., Nelson, H., et Damuth, J. E., 2000**, Late-stage development of the Bryant Canyon turbidite pathway on the Louisiana continental slope. *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, December 3-6, 1032-1044.

## U - V

**Urai, J., et Spiers, C., 2007**, The effect of grain boundary water on deformation mechanisms and rheology of rocksalt during long-term deformation. *Proceedings of the 6th conference on the mechanical behavior of salt, 'SaltMech6', Hannover, Germany, 22-25 May 2007*, 149-58.

- Van Dijk, M., Postma, G., et Kleinhans, M., 2009**, Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study. *Sedimentology*, 56, (5), p. 1569-1589.
- Van Heijst, M., et Postma, G., 2001**, Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Research*, 13, (3), p. 269-292.
- Van Heijst, M., Postma, G., Meijer, Snow, et Anderson, 2001**, Quantitative analogue flume-model study of river-shelf systems: principles and verification exemplified by the Late Quaternary Colorado river-delta evolution. *Basin Research*, 13, (3), p. 243-268.
- Van Heijst, M., Postma, G., Van Kesteren, W., et de Jongh, R., 2002**, Control of syndepositional faulting on systems tract evolution across growth-faulted shelf margins: An analog experimental model of the Miocene Imo River field, Nigeria. *AAPG Bulletin*, 86, (8), p. 1335.
- Van Keken, P., Spiers, C., et Van den Berg, A., 1993**, The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 225, (4), p. 457-476.
- van Mechelen, J., 2004**, Strength of moist sand controlled by surface tension for tectonic analogue modelling. *Tectonophysics*, 384, 275-284.
- Vendeville, B., 2005**, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I--Mechanics and kinematics. *AAPG Bulletin*, 89, (8), p. 1071-1079.
- Vendeville, B., et Cobbold, P., 1988**, How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology*, 10, (7), p. 649-659.
- Vendeville, B., Cobbold, P., Davy, P., Choukroune, P., et Brun, J.-P., 1987**, Physical models of extensional tectonics at various scales. *Geological Society London Special Publications*, 28, (1), p. 95-107.
- Vendeville, B., Ge, H., et Jackson, M., 1995**, Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Petroleum Geoscience*, 1, (2), p. 179-183.
- Vendeville, B., et Jackson, M., 1992a**, The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9, (4), p. 331-354.
- Vendeville, B., et Jackson, M., 1992b**, The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9, (4), p. 354-371.
- Vendeville, B. C., 1988**, Scale-models of basement-induced extension. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 307, 1013-1019.
- Vendeville, B. C., et Cobbold, P. R., 1987**, Glissement gravitaires synsedimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 305, 1313-1319.

**Violet, J., Sheets, B., Pratson, L., Paola, C., Beaubouef, R., et Parker, G., 2005,** Experiment on turbidity currents and their deposits in a model 3D subsiding minibasin. *Journal of sedimentary Research*, 75, (5), p. 820.

**Volozh, Y., Talbot, C., et Ismail-Zadeh, A., 2003,** Salt structures and hydrocarbons in the Pricaspian basin. *AAPG Bulletin*, 87, (2), p. 313.

## W, X, Y

**Wallace Jr, W., 1944,** Structure of south Louisiana deep-seated domes. *AAPG Bulletin*, 28, 1249-1312.

**Weijermars, 1986,** Polydimethylsiloxane flow defined for experiments in fluid dynamics. *Applied physics letters*, 48, (2), p. 109-111.

**Weijermars, Jackson, M., et Vendeville, B., 1993a,** Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217, (1-2), p. 143-174.

**Weijermars, R., Jackson, M., et Vendeville, B., 1993b,** Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217, (1-2), p. 143-174.

**Weijermars, R., et Schmeling, H., 1986,** Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, (4), p. 316-330.

**Weimer, P., Varnai, P., Budhijanto, F. M., Acosta, Z. M., Martinez, R. E., Navarro, A. F., Rowan, M. G., McBride, B. C., Villamil, T., Arango, C., CREws, J. R., et Pulham, A. J., 1998,** Sequence stratigraphy of Pliocene and Pleistocene turbidite systems, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, (5B), p. 918-960.

**Willis, B., 1893,** Mechanisms of Appalachian structure. *U.S. Geological Survey Annual Report*, 13,

**Withjack, M., et Callaway, S., 2000,** Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin*, 84, (5), p. 627-651.

**Wu, S., 1993,** Salt and slope tectonics offshore Louisiana, *Thesis — Rice University*, 251 p.

**Xu, J., 2011,** Measuring currents in submarine canyons: Technological and scientific progress in the past 30 years. *Geosphere*, 7, (4), p. 868-876.

**Yu, B., Cantelli, A., Marr, J., Pirmez, C., O'Byrne, C., et Parker, G., 2006,** Experiments on self-channelized subaqueous fans emplaced by turbidity currents and dilute mudflows. *Journal of sedimentary Research*, 76, (6), p. 889.





## LISTE DES ILLUSTRATIONS :

Figure I.1-1 (ci-contre) : Dispositifs expérimentaux historiques développés pour simuler le plissement et la fracturation sous l'effet d'un raccourcissement tectonique. (A) Plissements observés par Hall (1815) dans la falaise de St-Abb's Head. (B) Premier dispositif de Hall (1815) pour l'étude de la formation de plis : les sédiments sont représentés par des étoffes superposées et confinées entre des planches verticales et horizontales. (C) Second dispositif de Hall (1815) : un vérin permet de déformer des lits d'argiles. (D) Détail des déformations obtenues dans le second dispositif de Hall (1815). (E) (F) et (G) Dispositif de Daubrée (1879). (E) Expérience avec des pressions de confinement inégales (Daubrée, 1879). (F) Expérience sur une couche avec un changement d'épaisseur général (Daubrée, 1879). (G) Expérience avec une variation d'épaisseur locale (Daubrée, 1879). (H) Résultats expérimentaux de Schardt (1884) montrant l'impact de l'utilisation de couches d'argiles de natures différentes sur le plissement. (I) Cadell et son dispositif expérimental pendant une expérience de déformation de couche de sable et de plâtre. (J) Extrait du carnet de laboratoire de Cadell (1888) montrant les résultats d'une expérience de formation de chevauchements imbriqués. (Source des illustrations : site Internet du CNRS Geomanips : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html> et page web dédiée à H. Cadell : <http://www.see.leeds.ac.uk/structure/assyntgeology/cadell/index.htm>)..... 26

Figure I.1-2 : (A) Dispositif expérimental de Hobbs (1914a) (à gauche) : simulation d'arcs orogéniques par contraction d'un film de matériel plastique (Baume du Canada) déposé sur du caoutchouc préalablement étiré puis relâché pendant la contraction (à droite) (Hobbs, 1914a). (B) Résultat expérimental de Chamberlin & Miller (1918) visant à étudier la formation de failles à faible pendage. Le niveau inférieur est composé d'argiles pures ; celui du dessus d'un mélange de sable et d'argiles ; le troisième niveau est une fine couche de sable, et la couche compétente surmontant le tout est faite de plâtre, d'argile et de sable. La couche supérieure s'est courbée et fracturée lors de la mise en place de la première écaïlle. Les écaïlles successives se mettent en place au front et sous l'écaïlle précédemment formée. (C) Différents stades d'une expérience de plissement de couches de paraffine mélangées à de la vaseline avec des interstratifications plus compétentes enrichies en plâtre (Chamberlin et Shepard, 1923)..... 28

Figure I.1-3 : (A) Dispositif de Mead (1920) permettant d'étudier le mécanisme de formation de failles ou de plis dans une couche de paraffine déposée sur une épaisse feuille de caoutchouc. Le dispositif de gauche permet de simuler des forces compressives ou extensives ; celui du centre permet de simuler des contraintes cisailantes. A droite, moulage de plâtre des plis formés dans de la paraffine soumise à du décrochement senestre (sens de déplacement indiqué par les flèches) (Mead, 1920). (B) Vue latérale d'un graben formé expérimentalement dans l'argile (Cloos, 1930b) (les ellipses montrent les déformations internes de l'argile ; notez le pendage fort des failles normales proche de la réalité) (modifié d'après Cloos, 1930a)..... 29

Figure I.1-4 : (A) Dispositif expérimental de Hubbert (1951). La boîte est segmentée un mur mobile se déplaçant vers la droite. Elle est remplie par environ 6cm de sable et un marqueur de la déformation est ajouté le long des vitres latérales (strate de plâtre blanc) ; (B) Détail du compartiment en extension montrant une faille normale (notez le pendage de 63° proche de la réalité) ; (C) Détail du compartiment en compression montrant une faille inverse (noter le pendage de 28° proche de la réalité). (modifié d'après Hubbert, 1951)..... 32

Figure I.1-5 : Profil de la presse utilisée par Escher et Kuenen (1929) pour les expériences non confinées (surface du diapir libre) et coupe interprétée d'un modèle de diapir (les couches rouges sont en paraffine, les blanches en argile) (Noter les plissements complexes résultant de l'extrusion du diapir) (modifié d'après Escher et Kuenen, 1929). ..... 35

Figure I.1-6 :(A) Vue oblique des grabens modélisés par McGill et Stromquist (1979). Le sens du glissement se fait vers la droite. La forme incurvée des grabens est due aux forces de frictions latérales. (B) Coupe d'un modèle de McGill et Stromquist (1979) montrant la géométrie des grabens. Noter à droite le premier graben formé qui montre une remontée diapirique. (McGill et Stromquist, 1979) ..... 38

Figure I.1-7 :(A) Profil de résistance au cisaillement de roches sédimentaires soumises à de l'extension ou de la compression. Notez que, excepté pour le sel (ductile), la plupart des roches sédimentaires montrent une résistance plus au moins importante au cisaillement dans les 10 km superficiel, hormis pour les calcaires secs (en bleu) dont la limite ductile/fragile est comprise entre 8 et 10 km lorsque le

gradient géothermique est de 30K/km. ( $\lambda$ : coeff. de pression fluide). (B) Comparaison des enveloppes de résistance au cisaillement d'un prototype imaginaire comprenant une couche de sel de 2,5 km surmontée d'une couverture de roches sédimentaires (quartzites sèches) de 7 km et de son analogue (7 cm de sable sur 2,5 cm de silicone). L'enveloppe du champ cassant pour le modèle est de 300 Pa/cm en compression et 90 Pa/cm en extension. L'analogue du sel a une résistance de 4 Pa (taux de contrainte  $10^{-4} s^{-1}$ ). La viscosité du sel est de  $10^{19}$  Pa s, un taux de contrainte de  $10^{-14} s^{-1}$  induit une résistance de 0,1 MPa (Modifié d'après Weijermars *et al.* 1993)..... 40

Figure I.1-8 (ci-contre) : Coupes régionales schématiques de marges passives comprenant un niveau de sel mobile et différents dispositifs expérimentaux sable-silicone utilisés pour modéliser les déformations salifères. (A) Modélisation de la formation de diapirs et des déformations de la couverture sédimentaire adjacente (chaque schéma des dispositifs expérimentaux est repris sous forme de vignettes dans chaque paragraphe décrivant les dispositifs). (B) Modélisation des déformations salifères syn-rift (interaction entre extension crustale et déformations salifères). (C) Modélisation du glissement gravitaire du sel et de sa couverture sédimentaire le long d'une pente basale vers le bassin (générée par la subsidence tectonique et thermique)..... 44

Figure I.1-9 (ci-contre): Coupes régionales schématiques d'une marge passive comprenant un niveau de sel mobile et les différents dispositifs expérimentaux sable-silicone utilisés dans la bibliographie pour modéliser l'étalement gravitaire de biseaux sédimentaires au-dessus d'un socle horizontal ou penté vers le continent (la marge ne subissant pas ou plus de subsidence thermique rendant tout glissement gravitaire vers le bassin impossible) (chaque schéma des dispositifs expérimentaux est repris sous forme de vignettes dans chaque paragraphe décrivant les dispositifs)..... 46

Figure I.1-10 : (A), (B) et (C) Coupes des modèles analogiques de diapirisme réactif déclenché par l'extension après 2 cm, 3cm et 5cm d'extension. Le substrat sombre correspond à la silicone. (C) Diapir réactif ayant atteint le stade actif (6,3 cm) (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992a)..... 55

- Figure I.1-11 : Coupe générale d'un modèle de glissement gravitaire montrant la structure interne des grabens sommitaux affectant les séries synkinématiques. Ces derniers se forment lors de la subsidence des murs de sel. Le glissement se fait de la droite vers la gauche (Vendeville et Jackson, 1992b)..... 55
- Figure I.1-12 : (A) Analyse structurale successives des vues de dessus du modèle de réactivation d'un mur de sel plongeant; à droite quatre coupes réalisées à la fin de l'expérience (localisations sur la dernière analyse structurale). (B) Analyse structurale successives des vues de dessus du modèle de réactivation diapirs cylindriques; à droite quatre coupes réalisées à la fin de l'expérience (localisations sur la dernière analyse structurale) (Ge *et al.*, 1995) ..... 57
- Figure I.1-13 (A) Analyse structurale de la surface et coupes du modèle d'initiation du diapirisme actif. La maturité structurale varie de la bordure sud vers la bordure nord du modèle. La coupe de gauche représente un stade précoce de percement, celle de droite un stade plus mature. La surface L1 était initialement à la même hauteur que la ride de sel, la surface L2 correspond à la surface supérieure du modèle. (B) Coupe de modèles de diapir actif à meilleure résolution. Les quatre coupes illustrent l'évolution de la maturité structurale (Schultz-Ela *et al.*, 1993). .. 59
- Figure I.1-14 : (A) Analyse structurale de la surface du modèle de retrait salifère. (B) Photographie et interprétation d'une coupe du modèle déformé (localisation sur la carte (A)) ; les pointillés indiquent la forme initiale triangulaire du diapir avant sa subsidence (modifié d'après Ge et Jackson, 1998). Noter la différence de style structural entre les grabens sommitaux formés par extension (Figure I.1-10) et les structures formées par le retrait/dissolution du sel..... 60
- Figure I.1-15 : Coupes de trois modèles simulant les déformations du sel (couche de silicone rose) et de sa couverture (sable) par l'activité d'une faille normale dans le socle dont les valeurs de pendages sont respectivement de 90, 45, et 60° pour les coupes A,B et C (modifié d'après Vendeville, 1988)..... 65
- Figure I.1-16 : Planche récapitulative des résultats des expériences de Withjack et Callaway (2000), la silicone est en noir, la couverture sédimentaire pré-cinématique (sable ou argile) est en jaune, les sédiments syntectoniques sont représentés en bleu (modifié d'après Withjack et Callaway, 2000). ..... 67

Figure I.1-17 : Coupes des expériences de Jackson et Vendeville (1994) modélisant le déclenchement du diapirisme en présence d'un socle tectoniquement actif. (A) La couverture est partiellement découplée du socle, le diapirisme se déclenche au niveau de la charnière du drapage monoclinale. (B) La couverture est complètement découplée, le diapirisme est déclenché par l'étirement régional de la couverture (modifié d'après Jackson et Vendeville, 1994). ..... 68

Figure I.1-18 : Comparaison entre les failles listriques reproduites expérimentalement (A) et (B) (Vendeville et Cobbold, 1987) et (C) leur équivalent naturel sur un profil sismique migré du bassin de Kwanza, Angola (modifié d'après Duval *et al.*, 1992). La sédimentation simulée est rapide et uniforme pour le modèle (A) et lente et non uniforme pour le modèle (B). ..... 75

Figure I.1-19 : Expérience de glissement gravitaire sur pente inclinée vers la droite de Cobbold *et al.* (1989) (A) Vue oblique de la surface supérieure de la couverture montrant les escarpements de faille normale (en haut de pente) et un domaine plissé et faillé (en bas de pente). L'extension se développe à la charnière entre les surfaces basales horizontales et inclinée, le domaine central glisse vers la droite sans subir de déformations internes. (B) Coupe dans le domaine amont en extension. (C) Coupe à travers le domaine en compression (la couche basale blanche correspond à la silicone) (modifié d'après Cobbold *et al.*, 1989)..... 77

Figure I.1-20 : (A) Expérience de glissement convergent : Les deux photographies du haut montrent une vue de dessus des modèles à deux stades différents (la surface visible correspond au sable simulant la couverture). La photographie du bas montre le toit de la silicone après aspiration de la couverture sableuse. La base du modèle est inclinée de 5° vers un disque horizontal au centre du modèle. (B) Expérience de glissement divergent : La photographie du haut est une vue de dessus du modèle à la fin de l'expérience. La couverture montre une série de grabens organisés radialement à partir du point le plus élevé de la pyramide basale (les flèches marquent les arêtes des plans formant la pyramide dont les pendages sont indiqués par les signes de pendage). La photographie inférieure montre une coupe du modèle, la couche blanche à la base correspond à la silicone, les 6 couches la recouvrant étant composées de sable (localisation de la coupe sur la vue en plan) (Cobbold et Szatmari, 1991). ..... 78

Figure I.1-21 : Coupes des deux modèles compressifs illustrant le contraste des styles structuraux en fonction du scénario sédimentaire (Cobbold *et al.*, 1995). (A) Expérience 1 (biseau sédimentaire) : Plis et chevauchements synsédimentaires formés après 50% de raccourcissement. La silicone correspond à couche basale noire, elle est recouverte par dix couches de sable (en blanc et gris) déposées par intermittence pour reproduire un biseau détritique synsédimentaire. (a : plissement précoce ; b et c : failles inverses ; d : épaissement au mur du chevauchement ; e : fine langue de sel au niveau des chevauchements à faible pendage ; f : dôme asymétrique au niveau du chevauchement à fort pendage ; b : dépointe compressif). (B) Expérience 2 (séquence évaporitique) : plissement banc sur banc formé après 30% de raccourcissement. Le centre du modèle a subi peu de déformation. Le modèle est construit avec des alternances pré-cinématiques de sable (3 couches blanches) et de silicone (2 couches noires) déposées au-dessus d'une épaisse couche basale de silicone (couche noire à la base du modèle). Pendant le raccourcissement, des couches de sable syntectoniques (en gris) sont déposées à intervalle régulier ..... 80

Figure I.1-22 : Coupes verticales (cliché obtenu au scanner tomographique) montrant l'évolution du modèle de glissement gravitaire d'un système progradant (modifié d'après Letouzey *et al.*, 1995)..... 82

Figure I.1-23 : (A) Schéma récapitulatif des structures caractéristiques formées lors de la décroissance d'un diapir. La couche bleue symbolise le début du remplissage synsédimentaire. (B) Coupe d'un modèle ayant reproduit ces structures (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992b)..... 83

Figure I.1-24 : Vue de dessus finale de l'expérience d'étalement gravitaire de Cobbold et Szatmari (1991) montrant (en haut) le lobe triangulaire déformé par les grabens multidirectionnels, et l'arc plissé au front du lobe..... 93

Figure I.1-25 : Photographie et coupe interprétative montrant les principales structures formées lors d'une progradation d'un lobe sédimentaire sur un niveau de sel. La ligne en pointillés horizontale sur la coupe interprétative correspond à la surface horizontale originelle de la silicone (modifié d'après Ge *et al.*, 1997a) ..... 94

- Figure I.1-26 : Schéma évolutif des structures salifères liées à la progradation au-dessus d'un bassin salifère dont la base présente des escarpements vers le continent. Ce schéma évolutif résume les observations faites à partir de quatre expériences testant différents taux de sédimentation (progradation et aggradation) (modifié d'après Ge *et al.*, 1997a)..... 95
- Figure I.1-27 : Coupes et coupes interprétatives des modèles de McClay *et al.* (1998) (A) Modèle de mise en charge différentielle unique. (B) Modèle simulant une mise en charge progradante multiple. Le premier biseau correspond aux couches blanches et noires, le second aux couches grise et bleu (McClay *et al.*, 1998). ..... 96
- Figure I.1-28 : Modèle simulant la progradation de la couverture sédimentaire au dessus d'une fine couche de sel. (A, B) Photographie du dessus à un stade précoce et mature de progradation (vers la droite vers la gauche) et (C) Coupe du modèle, les grabens se forment de la droite vers la gauche (Vendeville, 2005)..... 98
- Figure I.1-29 : (A) à (D) Evolution des déformations (vue de dessus) du modèle d'étalement gravitaire sur une épaisse couche de silicone. Les structures numérotées de R1 à R8 correspondent aux rides diapiriques, celles de B1 à B7 pointent les blocs de couverture séparés par les rides de sel. (E) à (J) Restauration des étapes successives de déformations d'une coupe réalisée dans le modèle (A-C). Les étapes G et I correspondent aux étapes C et D (Vendeville, 2005). ..... 99
- Figure I.1-30 : Réponse structurale à une progradation rapide. (A) et (B) Dépôt et étalement d'un premier biseau sédimentaire, formation de graben proximaux et de plis au front de dépôt. (C) et (D) dépôt et étalement d'un second lobe recouvrant le premier, (E) de nouveau plis se forment au front du second lobe (notés F2), les grabens plus récents (notés G2) s'enracinent sur les crêtes des plis précocement formés (F1). (F) et (G) Schémas illustrant une compression tardive des diapirs quand le front de déformation approche du butoir distal (Vendeville, 2005)..... 99
- Figure I.1-31 : Etalement radial d'un lobe sédimentaire. (A) Accroissement du rayon de l'éventail sédimentaire (flèches continues) et formation de failles normales concentriques. (B) Augmentation du périmètre (flèches en pointillés) et formation de failles normales radiales (modifié d'après Gaullier et Vendeville, 2005). ..... 101
- Figure I.1-32 : Evolution de l'étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire avec un front de dépôt subcirculaire. (A) Formation de grabens concentriques et radiaux dès le



stade précoce. (B) Le stade suivant montre les rides de silicone perçant le toit des grabens. (C) L'avancement de l'étalement et l'augmentation de la sédimentation provoque la subsidence des diapirs. (D) À la fin de l'expérience la plupart des rides ont évolué en dépressions asymétriques limitées par failles. (E) Coupes S1 à S4 (localisation sur la vue D), les structures numérotées correspondent à : 1=Rides diapiriques, 2=Diapirs subsidents, 3=Structures en carapace de tortue, 4=Dépocentres asymétriques limités par des faille normales formés au-dessus des diapirs subsident (Gaullier et Vendeville, 2005). ..... 103

Figure I.2-1 : Photographie de la base en nid d'abeille du dispositif *eXperimental EarthScope*. Schéma du mécanisme de subsidence de la base du bassin (l'injection d'eau sous pression provoque l'évacuation d'une petite quantité de gravier à la base responsable de la subsidence du toit des graviers). (modifié d'après Paola *et al.*, 2001). ..... 115

Figure I.2-2 : Interprétation de la distribution des lithofaciès fluviaux et de pente le long d'une coupe parallèle à la direction des apports sédimentaires. (A) Courbe de variation du niveau de base et localisation des dépôts associés (Paola *et al.*, 2001). (B) Cortèges sédimentaires et limites de séquences. Les sédiments clairs correspondent au sable, les sombres à la poudre de charbon (Paola *et al.*, 2001). 118

Figure I.2-3 : (A) Schéma du dispositif expérimental de Parsons et Garcia (1998) permettant, grâce au tapis roulant (conveyor belt) de mesurer l'évolution spatio-temporelle au front de courants de turbidité stationnaires. Les mesures sont réalisées au niveau de l'encadré noté *test section*. (B) Conditions et paramètres expérimentaux des six expériences ( $\Delta$  contraste de densité initial,  $h_5$  hauteur du courant à l'arrière du front,  $h_f$  hauteur du front,  $U_1$  vitesse de propagation du front, Re nombre de Reynolds). (C) Image spectrale acquise par fluorescence induite par laser de l'évolution d'un tourbillon au front d'un écoulement à grand nombre de Reynolds (Re=1107); l'intervalle de temps entre chaque image est de 0,1 s (Parsons et Garcia, 1998). ..... 127

Figure I.2-4 : (A) schéma du dispositif expérimental montrant la position des instruments de mesure (UDVP et siphonrake) et du réservoir pour les 8 écoulements. (B) Capture vidéo de la tête d'un écoulement, la largeur de la photo correspond à 55 cm. (C) Profils verticaux des vitesses, granulométries et

concentrations mesurées au cours du temps, l'axe vertical correspond à la hauteur d'échantillonnage (0.6, 1.6, 2.6, 3.6 et 4.6 cm). (D) Evolution spatio-temporelle d'un écoulement idéalisé obtenu en combinant les données expérimentales. (E) Logs schématiques illustrant le granoclassement de type *coarse tail grading* lorsque (E1) les sédiments grossier dérivée de la tête se déposent en même temps que les sédiments fins dérivés du corps et (E2) lorsque les sédiment fins du corps se déposent plus précocement (McCaffrey *et al.*, 2003)..... 130

Figure I.2-5 : Profils longitudinaux montrant les variations d'épaisseurs de dépôt de courants turbiditiques de (A) 20 % et 40 % (B), déclenchés à partir d'un sas de 20 cm de haut. Chacun des profils montre les deux profils de dépôts pour, de haut en bas, des microbilles de 258  $\mu\text{m}$  (coarse), 156  $\mu\text{m}$  (medium), un mélange de sédiment mal classés (mix : 256 + 85  $\mu\text{m}$ ) et des microbilles de 85  $\mu\text{m}$  (fine) (Middleton et Neal, 1989)..... 135

Figure I.2-6 : (A) Dispositif expérimental ; (B) géométrie des dépôts de rupture de pente ; (C) et (D) vitesse et répartition des masses déposées pour un mélange de concentration initial de 5 % par volume le long de pentes de 0, 3, 6 9 et 12° ; et pour 10 % par volume (E) et (F) (Mulder et Alexander, 2001b)..... 137

Figure I.2-7 : Appareillage expérimental utilisé pour la simulation de courants de densité quasi stables, notez le dispositif de préparation du mélange initial en amont du chenal par rapport au dispositif de Mulder et Alexander (2001b) (Alexander et Mulder, 2002)..... 139

Figure I.2-8 : (A) Appareillage expérimental dédié à l'étude des conditions hydrodynamiques et de dépôts de courants denses continus ou intermittents entrant dans un mini bassin d'intra-pente. Vue latérale de (B) la tête d'un courant continu entrant dans le bassin (de a gauche vers la droite) et (C) du même écoulement après l'installation de conditions hydrodynamiques quasi stables (Lamb *et al.*, 2004). ..... 141

Figure I.2-9 : Graphiques représentant la géométrie et l'épaisseur des dépôts pour les 4 expériences d'écoulement continu (c1 à c4 à gauche) et pour les 12 bouffées turbiditiques (à droite) (Lamb *et al.*, 2004)..... 143

Figure I.2-10 : Dispositif expérimental utilisé pour l'étude de l'interaction d'écoulements dense confinés chargés en particules grossières de Alexander et Morris (1994). (A)

Schéma montrant la dimension du chenal expérimental, la hauteur  $h=32$  cm correspond à la tranche d'eau,  $b=17$  cm, la longueur du sas de mélange  $L=16$  cm et l'obstacle est placé à une distance  $d=175$  cm de l'embouchure du sas de mélange. (B) Dimensions du biseau faisant obstacle à l'écoulement. (C) Principales structures hydrodynamiques observé expérimentalement d'un écoulement confiné interagissant avec un obstacle biseauté (modifié d'après Alexander et Morris, 1994)..... 145

Figure I.2-11 : Chenal expérimental utilisé par Bursik et Woods (2000), la base du dispositif (*False base of bank*) est inclinée de 0 à 5°est peut être équipée de rides transverses, rétrécissement ou d'élargissement afin d'évaluer l'impact de tel changement de topographie dans le chenal sur les dépôts turbiditiques (Bursik et Woods, 2000). ..... 146

Figure I.2-12 : (A) Schéma du Bassin expérimental utilisé par Kuenen (1951) les coulées turbiditiques produisent directement à l'embouchure du canyon une dépression (noté *Swale*) connecté à un delta oblong de sable grossier (noté Delta) et (B) coupes des dépôts forés au front du canyon subaquatique sur une base horizontale (les coupes ont une exagération verticale  $\times 2$ , leur localisation est indiquée sur le schéma du dispositif (Kuenen, 1951)..... 150

Figure I.2-13 : Dispositif et résultat des expériences de Lüthi (1981). (A) Photographie du dispositif expérimental. A = Bassin de préparation du mélange (3 x 1 x 1 m ; B= Pompe à turbine ; C= Venturimètre ; D= Canalisations pour le reflux du mélange vers le bassin de préparation ; E= Bassin Expérimental 10 x 6 x 1 m ; F= Plancher inclinable en PVC ; G= Système de drainage. (B) Photographie d'un courant de turbidité après 70 sec d'écoulement et évolution du front de propagation. (C) Structures sédimentaires du lobe expérimental. (D) Epaisseur déposée. (E) Granulométrie moyenne des grains déposés (courbes en pointillé) et des grains en suspension (point coté en  $\mu\text{m}$ ) (modifié d'après Lüthi, 1981)..... 152

Figure I.2-14 : (A) Schéma du dispositif expérimental vue en coupe et en carte utilisé par Baas *et al.* (2004). (B) Diagrammes montrant les morphologies et structures internes des éventails obtenus expérimentalement en fonction de la granulométrie et de la concentration de la suspension sédimentaire (Baas *et al.*, 2004). ..... 157

Figure I.2-15 : (A) Schéma du dispositif expérimental du MIT vue de dessus et en coupe. (B) Courbes granulométriques des particules composant les microbilles de verre (Ballotini) et la silice broyée (SILCOSIL 106), l'échelle est différente pour chaque courbe (Parsons *et al.*, 2002)..... 161

Figure I.2-16 : Résultats expérimentaux du second éventail construit par Parsons *et al.* (2002). (A) Vue du dessus de courants de turbidité comparant les directions préférentielles d'écoulement. La photographie de gauche montre la forme symétrique du premier courant turbiditique (Run 1), celle de droite a été prise pendant le 14<sup>ème</sup> écoulement (Run 14). Ce dernier montre une asymétrie vers la gauche, probablement liée aux vitesses différentielles d'écoulement. (B) Prise de vue du dessus et oblique de l'éventail, les différents lobes observés sont corrélés avec les directions d'écoulements. (C) Coupe montrant l'asymétrie de l'éventail et la succession verticale et latérale des lobes successifs. La couleur des lobes est liée aux variations granulométriques et de teneur en eau du matériel déposé. La coupe a une exagération verticale de 15:1, elle est réalisée dans la partie la plus épaisse du lobe en dehors de la zone des rides (Parsons *et al.*, 2002)..... 163

Figure I.2-17 : Dispositif expérimental utilisé par Violet *et al.* (2005). (A) Coupe schématique du dispositif montrant le système de circulation de l'eau et des sédiments, le delta proximal de charbon et le système de pompage de l'eau turbide en aval du bassin. (B) Schéma des cellules hexagonales et de la base du bassin XES. (C) Configuration de la base du modèle au début de l'expérience (gauche) et à la fin de la première étape (droite) (Violet *et al.*, 2005)..... 166

Figure I.2-18 (ci-dessus et ci-contre) : Vues de dessus de l'expérience de Violet *et al.* (2005). (A) Photographie montrant le dispositif avant l'expérience, noté les deux deltas de charbon en amont (en haut) délimitant un canyon dans lequel, par l'un des trois tuyaux, débouchent les courants turbiditique. (B) Premier écoulement turbiditique de l'expérience. (C) Photographie de la fin de l'expérience, une fois le bassin vidangé, la tache plus sombre au centre du dispositif marque la localisation de subsidence maximum, D, E, F, G et H correspond à l'annotation et la localisation des coupes transversales présentées sur la page suivante. (D) Coupe proximale (1,4 m de la bordure du bassin, 0,70 m de la source). (E) Coupe intermédiaire (*medial* : 1 m de la source). (F) Coupe intermédiaire (1,55 m de la source). (G) Coupe à la limite de la zone intermédiaire et distale (2,4 m de la source). (H) Coupe distale (3,7 m de

la source). Pour chaque coupe, la ligne en pointillés rouges délimite les dépôts de la première phase (avec subsidence) des dépôts de la seconde phase (sans subsidence) (Violet *et al.*, 2005)..... 169

Figure I.3-1 : Bloc diagramme illustrant les formes connues de structures salifères. La maturité structurale et la taille des corps salifères augmentent en se déplaçant vers les structures amalgamées au second plan du diagramme (*Canopy*). (a) Corps salifères émanant d'une source rectiligne et (b) corps salifères émanant d'une source unique (modifié d'après Jackson et Talbot, 1991). ..... 172

Figure I.3-2 : Blocs-diagrammes montrant trois types de canopée formées par l'amalgamation (A) de *salt stocks*, (B) de *salt walls* et (C) de *salt tongues*. Le degré d'amalgamation augmente en se déplaçant vers le premier plan. Les sutures d'une canopée formée par des *salt stocks* sont multidirectionnelles, celle des murs et des langues de sel sont respectivement perpendiculaires et parallèles à la direction d'étalement du sel (modifié d'après Jackson et Talbot, 1991)..... 173

Figure I.3-3 : (A) Percement diapirique et mise en place de nappe salifère allochtone induit par de l'extension. (B) (C) (D) et (E) schéma illustrant les différents modes de mise en place de nappes de sel allochtones (Hudec et Jackson, 2006). ..... 174

Figure I.3-4 : Schéma illustrant l'évolution des trois lignées principales de nappe de sel. Nappes de sel alimentées par un conduit diapirique se propageant par (A) extrusion ou (B) par chevauchement frontal. (C) Nappes de sel alimentées par la couche autochtone et se propageant par chevauchement frontal. La progression de la nappe peut se trouver interrompue à tout moment, en fonction du stock de sel disponible, de la sédimentation et du contexte tectonique régional (modifié d'après Hudec et Jackson, 2006)..... 176

Figure I.3-5 : Modèle d'évolution schématique de système de nappe de sel de type (A) Roho et (B) contre-régional (*stepped counterregional*) (modifié d'après Hudec et Jackson, 2006)..... 178

Figure I.3-6 : Système salifère du Golfe du Mexique (A) Carte morpho-bathymétrique. (B) Carte structurale montrant la répartition des nappes de sel, les failles à pendage régional et contre-régional, et les zones de système en roho (les nombres dans les

ovales rouges indiquent les figures présentées ci-après) (modifié d'après Diegel <i>et al.</i> , 1995).....	180
Figure I.3-7 : Système de nappe allochtone de type roho. (A) Carte structurale de la nappe montrant le sel allochtone (en vert), les conduits d'alimentation supposés (en rouge), les zones où le sel a été évacué (en orange), les failles de croissance majeure (en bleu) et les structures compressives frontales. (B) Profil sismique longitudinal au système en Roho. (C) Profil sismique transversal au système en roho. Le sel est coloré en rose (Figure I.3-6 B3 pour la localisation) (modifié d'après Schuster, 1995).....	181
Figure I.3-8 : Série de profils sismiques montrant les structures décrochantes en fleur sur les bordures d'un système en roho. La nappe de sel correspond au compartiment gauche de la faille, le mouvement et senestre (Figure I.3-6 B4 pour la localisation ; modifié d'après Rowan <i>et al.</i> , 1999).....	183
Figure I.3-9 : Autres exemples de systèmes faillés en roho (Figure I.3-6 B5 pour la localisation ; Diegel <i>et al.</i> , 1995). (B) Marge Atlantique marocaine (Jabour et Tari, 2007).....	184
Figure I.3-10 : Profil sismique interprété d'un système de nappe allochtone de type contre-régional (double points = <i>salt weld</i> ; dôme de sel de Bay Marchand, voir Figure I.3-6 B6 pour la localisation) (modifié d'après Schuster, 1995).....	185
Figure I.3-11 : Système de nappe allochtone de type contre-régional. (A) Carte structurale du système montrant les relations entre les deux diapirs formés secondairement (en vert) et les "failles" contre-régionales (rouge et Bleu) les zones où le sel a été évacué ( <i>salt weld</i> en orange) (voir Figure I.3-6 B7 pour la localisation pour la localisation). Profils sismiques montrant le système contre-régional avec le sel (B) complètement et (C) partiellement évacué (voir la carte structurale pour la localisation des profils) (modifié d'après Schuster, 1995).....	186
Figure I.3-12 : Association des familles de failles rencontrées dans le Golfe du Mexique. (A) Coupe schématique du golfe du Mexique montrant les 4 systèmes de sel allochtone. (B) Système contre-régional, (C) Système en roho. (D) Canopée salifère. (E) Nappe salifère (le sel est représentée en rouge) (modifié d'après Rowan <i>et al.</i> , 1999).....	188

Figure I.3-13 : Bassin salifères contenant un niveau d'évaporites allochtones.  
 Abréviations des bassins : AG = Agadir; AL = Atlas; AQ = Aquitaine; BG = Benguela-Namibie; CP = Campos; CR = Carpates; CT = Cantabrique- Pyrénées Occidentale; DD = Dnepr-Donetz; EN = Érythréen; ER = Essaouira; ES = Espirito Santo; FL = Flinders; GB = Guinea-Bissau; GC = *Gulf Coast-Gulf of Mexico*; GK = Great Kavir-Garmsar-Qom; GN = Gabon; GQ = Guadalquivir; KT = Katanga; KZ = Kwanza; LC = *Lower Congo*; MJ = Majunga; MT = Mauritanie; OU = Oriente-Ucayali; PC = Pré-Caspien; RM = Rio Muni; SB = Sable; SF = Safi; SK = Somalie-Kenya; SL = Salina-Sigsbee; SN = Santos; SR = Salt Range; SS = *Scotian Slope*; SU = Surinam; SV = Sverdrup; YE = Yemen; ZG = Zagros; ZQ = Zipaquirá; ZS = Zechstein (modifié d'après Hudec et Jackson, 2006).  
 ..... 189

Figure II.2-1 : Dispositif expérimental combinant modélisation stratigraphique (écoulements et dépôts turbiditiques) et modélisation tectonique (déformations salifères). (A) Dispositif mono-source et (B) dispositif tri-sources..... 197

Figure II.2-2 : Spectre granulométrique des matériaux testés : sable moyen à fin NE34, sable très fin GA39, microbilles de verre (MB : sable très fin) et poudre de PVC (PVC : sable fin).  
 ..... 206

Figure II.3-1 : (A) Morphologie simplifiée d'une accumulation de lobes expérimentaux (B) Vue de dessus schématique de la *Deformation box* connectée au chenal montrant le remplissage théorique escompté pour un évènement de dépôt (*i.e.* le dépôt d'un courant de densité), on considère ce dépôt théorique comme un assemblage d'objets géométriques simples : un prisme de sable dans le chenal et un empilement de 4 cylindres de diamètres croissants et de 1 mm d'épaisseur reposant sur un parallélépipède occupant la partie proximale du fond de la *Deformation box* sur 1 mm d'épaisseur. (C) Estimation du volume solide du lobe théorique..... 210

Figure II.3-2 : Schéma illustrant la genèse d'un courant de turbidité de forte concentration à partir d'un glissement gravitaire en masse (modifié d'après Mulder et Cochonat, 1996). ..... 212

Figure II.3-3 : Estimations de la vitesse et de la hauteur de courants simulés dans le dispositif expérimental. (A) Vue latérale d'un courant de turbidité montrant la

décélération de ce dernier avec l'éloignement de la source. H désigne la tête de l'écoulement et b son corps. (B) Tableau récapitulatif des vitesses moyennes proximales et des estimations des hauteurs de la tête mesurées pour 8 courants de turbidité expérimentaux..... 215

Figure II.3-4 : Diagramme tridimensionnel montrant la valeur du nombre de Reynolds en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension d'eau et de sédiments. La similitude dynamique d'un écoulement turbiditique expérimental est atteinte lorsque  $Re > 2000$  (surface bleue) ou  $Re > 20000$  (selon le critère de Parsons et Garcia, 1998) (surface verte). (A) Vue tridimensionnelle du diagramme et (B) projection du diagramme sur le plan horizontal. L'encart en pointillé rouge montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif. .... 217

Figure II.3-5 : Diagramme tridimensionnel représentant la valeur du nombre de Froude (Fr) en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension sédimentaire de sable à (A) 10 % et (B) 20 % par volume. La surface bleue correspond au régime d'écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ), la surface rouge au régime supercritique ( $Fr > 1$ ). Les encarts en pointillé montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif (détail Figure II.3-6)..... 219

Figure II.3-6 : Diagramme tridimensionnel montrant la valeur du nombre de Froude en fonction des vitesses et hauteurs d'écoulement typiquement obtenues dans le bassin tectono-stratigraphique. Les deux concentrations de (A) 10 et (B) 20 % par volume testées dans cette étude sont représentées. Les surfaces bleutées et roses/rouges correspondent respectivement à un écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ) et supercritique ( $Fr > 1$ )..... 220

Figure II.3-7 : Diagramme tridimensionnel représentant la valeur du nombre de Froude (Fr) en fonction de la vitesse et de la hauteur d'un écoulement d'une suspension sédimentaire de poudre de PVC à 10 % par volume. La zone bleue correspond au régime d'écoulement subcritique ( $Fr < 1$ ); la zone rose à rouge au régime supercritique ( $Fr > 1$ ). La similitude dynamique d'un écoulement turbiditique est atteinte pour  $Fr \leq 1$ . L'encart en pointillé montre le champ de vitesse et de hauteur typiquement obtenu dans le dispositif..... 222



Figure II.3-8 : Diagrammes récapitulatifs montrant les conditions expérimentales auxquelles l'écoulement turbiditique d'une suspension à 10 % par volume de sable (A) ou de poudre de PVC (B) est dimensionné ou non, selon la similitude des nombres de Reynolds et de Froude. ....	223
Figure II.3-9 : Schémas du dispositif en configurations mono-source. ....	224
Figure II.3-10 : (A) Vue du dessus de l'expansion d'un courant turbiditique formé à partir d'une suspension de sable à 10 % par volume. Les clichés A1 à A4 sont pris à deux secondes d'intervalle. (B) Vue de dessus d'un éventail turbiditique formé par le dépôt de 7 lobes consécutifs montrant les caractéristiques généralement observées.....	225
Figure II.3-11 : Coupes longitudinales d'un demi éventail expérimental non déformé. L'éventail est constitué de 8 lobes turbiditiques. Les coupes ont une exagération verticale de 2. L'épaisseur de l'édifice en partie proximale et distale, ainsi que la pente bathymétrique sont indiquées. ....	227
Figure II.3-12 : Coupes transversales dans la zone proximale érosive d'un éventail expérimental. L'édifice est constitué de 8 lobes successifs. Les coupes sont réalisées tous les 2 cm, la coupe du bas est à 2 cm de l'embouchure du chenal, celle du haut à 16 cm. ....	229
Figure II.3-13 : Schémas du dispositif en configuration tri-sources. ....	231
Figure II.3-14 : Vue de dessus et contours bathymétriques de 4 éventails expérimentaux. Les trois sources des courants de turbidité sont situées en haut et sont numérotées de 1 à 3. (A) : Lobes formés en utilisant les injecteurs 1 et 3. (B) : Formation de lobes en utilisant l'injecteur 2. (C) : Lobe déposé à partir des sources 1, 2, 3 puis 1 et 2 puis 2 et 3. (D) : Dépôt d'un lobe à partir des trois sources. L'éventail B a été déposé sur les éventails A. Les édifices A, B et D sont déposés sur une surface horizontale. Les contours ont été obtenus pendant la vidange du bassin en traçant les lignes de "rivage" successives de hauteur connue. L'équidistance entre deux courbes de niveau est de 5 mm.....	232

Figure II.3-15 : Profils bathymétriques des 4 éventails obtenus avec la configuration tri-sources. L'échelle verticale est en mm (voir Figure II.3-14 pour la localisation des profils).....	233
Figure II.3-17 : Conditions initiales de la boîte de déformation et tableau récapitulatif des temps de dépôt des courants de turbidité.....	237
Figure II.3-18 : (A) Carte isopaque de la couverture fragile et (B) morphologie du toit de la silicone (surface de l'unité mobile).....	239
Figure II.3-19 : Réponses structurales à une surcharge différentielle. (A) Stade initial, (B) Subsidence différentielle de la couverture (mouvements verticaux) et (C) étalement gravitaire (Vendeville, 2005). (D) Étalement gravitaire radial d'un lobe sédimentaire semi-circulaire. L'étalement radial produit deux familles de failles (CF: Failles concentriques et RF: Failles radiales) (modifié d'après Gaullier et Vendeville, 2005).....	240
Figure II.3-20 : Vue en carte et analyse structurale de l'expérience après le dépôt du huitième lobe. (A) Stade précoce et (B) stade mature. (C) Photographie et interprétation d'une coupe longitudinale (voir B pour la localisation).....	241
Figure II.3-21 : Blocs-diagrammes (vue latérale et coupes transversale) de la partie proximale du modèle, montrant les mini-bassins inversés au stade mature de l'expérience (Figure II.3-20 B). La coupe (A) est sur la bordure du chenal, la coupe (B) au centre. Le chenal est situé à gauche des photographies. ....	242
Figure II.3-22 : Schéma récapitulatif des phases de croissance puis décroissance diapirique synsédimentaires. Trois types de structures extensives en carapace de tortue se forment successivement : les carapaces de tortue en horst, les carapaces de tortues anticlinales et les sub-carapaces de tortue anticlinales (notez la formation de failles extensives à l'extrados des carapaces) (modifié d'après Vendeville et Jackson, 1992b).....	243
Figure II.3-23 : Schéma explicatif de la formation des failles sommitales à l'extrados des anticlinaux en carapace de tortue. La direction de ces structures est contrôlée par l'axe de dépliement du minibassin correspondant à l'axe d'allongement. ....	244
Figure II.4-1 : Comparaison des mini-bassins (A) expérimentaux et du (B) Golfe du Mexique (Rowan et al., 1999 d'après Diegel <i>et al.</i> , 1995 ; modifié d'après Rowan <i>et</i>	

*al.*, 1999). Les mini-bassins (MB) sont entourés par des grabens sommitaux associées à des rides de sel pouvant éventuellement percer sous forme de diapirs.  
 ..... 257

Figure II.4-2 : Système de mini-bassins du bassin Pré-Caspien dans la région de Temir (Kazakhstan), (A) Carte gravimétrique de l'anomalie de Bouguer, (B) carte des structures salifères. Les mini-bassins correspondent aux fortes anomalies de gravité, les rides de sel aux faibles anomalies. Les rides de sel forment un réseau complexe. (C) Vue en perspective de données topographiques (exagération verticale x 20) et sismiques montrant un mini-bassin inversé en carapace de tortue (modifié d'après Barde *et al.*, 2002). ..... 258

Figure II.4-3 : (A) Carte de la profondeur (en m) du toit des évaporites montrant la géométrie complexe du système de mini-bassins sur la marge brésilienne (bassins de Campos et Santos) (Demercian *et al.*, 1993). Comparaison entre un anticlinal en carapace de tortue dans le domaine extensif du (B) bassin de Campos et (B) du modèle expérimental (les failles d'extrados en pointillé ne sont pas observées, mais leur présence est supposée à partir des escarpement à la surface du modèle). ..... 260

Figure II.4-4 : Morpho-bathymétrie de la province orientale de l'éventail profond du Nil montrant les caractéristiques structurales de la couverture cassante Plio-Quaternaire. Les grandes flèches indiquent les directions d'étalement de la couverture, les petites indiquent les mouvements locaux. (A) vue générale, (B) détail de la zone compressive en bas de pente, (C) détail des mini-bassins polygonaux à mi-pente et (D) détail de mini-bassins effondrés (carapaces de tortue) (Modifié d'après Loncke *et al.*, 2010). ..... 261

Figure II.4-5 : Subdivision structurale de la marge néo-écossaise. (A) Carte montrant les trois styles structuraux : SSA : système de Roho avec biseau synsédimentaires, SSB : système de nappe de sel allochtone, SSC : système de mini-bassin. (B) Profil sismique régional montrant le système de mini-bassin de la région SSC (localisation en A). (C) Détail d'un mini-bassin juvénile. (D) Détail d'un mini-bassin mature inversé en anticlinal en carapace de tortues (modifié d'après Albertz *et al.*, 2010).  
 ..... 263

- Figure II.4-6 : Cartes de la morphologie du toit des évaporites (à gauche) et de l'épaisseur de la couverture fragile (à droite) dans des systèmes de mini-bassins (MB). (A) Modèle expérimental décrit en section II.3.2, (B) la marge provençale du Golfe du Lion, (C) marge algérienne (Obone-Zué-Obame, 2009). ..... 264
- Figure II.4-7 : Carte bathymétrique ombrée (MNT au pas de 50 m ; CIESM/Ifremer Medimap Group, Loubrieu B., Mascle J. *et al.*, 2008) d'une portion de la marge algérienne (secteur d'Alger) présentant les principales figures salifères du bassin (A). BKAD : Banc de Khair al Din ; DSF : Deep-sea fan. (B) Zoom sur les grabens d'extrados, rides salifères et mini-bassins (Obone-Zué-Obame, 2009) ..... 265
- Figure II.4-8 : Montage photographique superposant un courant turbiditique expérimental aux mini-bassins du modèle (A) et du Golfe du Mexique (B)..... 266
- Figure II.4-9 : Analyse quantitative du réseau de drainage et de l'écoulement dans la zone des mini-bassins dans le Golfe du Mexique. Dans la partie centrale, le drainage turbiditique est discontinu et est capturé par les mini-bassins. Ces derniers sont remplis par le processus de *fill and spill* (remplissage et débordement). Les régions de part et d'autre de la zone centrale (notées *Complex Corridors*), montrent un système de drainage continu et dont les chenaux montrent un tracé tortueux (modifié d'après Steffens *et al.*, 2003). ..... 267
- Figure II.4-10 : Schéma illustrant le processus de remplissage (T1) et débordement (T2) (*fill and spill*) de deux mini-bassins adjacents (modifié d'après Smith, 2004). ..... 268
- Figure II.4-11 : Modèle conceptuel de l'évolution (A à F) d'un mini-bassin le long du canyon turbiditique de Bryant (Golfe du Mexique). Des exemples actuels de mini-bassins à ces différentes étapes (A, B, C et E) sont présentés à droite des schémas (modifié d'après Twichell *et al.*, 2000). ..... 269
- Figure II.4-12 : Coupes schématiques et blocs diagrammes illustrant la morphologie des éventails détritiques expérimentaux tridimensionnels utilisés (A) dans cette étude, (B) par Cobbold et Szatmari (1991) et (C) Gaullier et Vendeville (2005). ..... 271
- Figure II.4-13 : Coupes de modèles d'étalement gravitaire sur couche de silicone construits par dépôt successif de couches de sable sec (DS) et par sédimentation d'avalanches turbiditiques (WS). (A) Epaisseurs de dépôt et résolutions dans la région proximale extensive de différents modèles. (B) Exemples de structures

compressives en partie distale (noter la finesse des lits obtenus par le dépôt des avalanches turbides).....	272
Figure II.4-14 : Corps salifères allochtones relativement peu déformés et plus ou moins long et enfouis du Golfe du Mexique. Les coupes sont représentées à la même échelle, sans exagération verticale (Schultz-Ela et Jackson, 1996).....	274
Figure III.5-1 : Comparaison de cartes et de coupes d'un système en roho (A) et d'un système contre-régional (B). Le violet représente les diapirs et rides de sel, l'orange représente le sel évacué (suture salifère) (d'après Schuster, 1995).....	280
Figure III.5-2 : Configuration initiale de la boîte de déformation des deux expériences modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire de longues langues de sel. ....	282
Figure III.5-3 : Configuration initiale de la boîte de déformation des deux expériences modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire de langues de sel étroites. ....	283
Figure III.5-4 : Configuration initiale de la boîte de déformation de l'expérience modélisant la remobilisation par surcharge sédimentaire d'une langues de sel hybride. ....	283
Figure III.5-5 : Configuration de la boîte de déformation avant la remobilisation par surcharge sédimentaire de l'expérience 6. ....	284
Figure III.5-6 : Evolution du taux d'accumulation sédimentaire (en m/k.a.) en fonction de l'âge de systèmes de nappes de sel allochtone en (A) roho et (B) contre-régional du Golfe du Mexique. Les taux de sédimentation ont été déterminés à partir de profils sismiques restaurés (D'après Rowan et Weimer, 1998).....	299
Figure III.5-7: Synthèse des résultats de l'expérience 1. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du neuvième lobe après 10h et 20h20 d'expérience (les flèches noires indiquent le sens des écoulements, les diapirs sont en orange). (C) Coupes interprétées (la localisation des coupes est indiquée en B). ....	301

Figure III.5-8 : Synthèse des résultats de l'expérience 2. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vue de dessus du modèle après 17h de déformations et 17 lobes déposés (les pointillés bleus indiquent la limite de la langue de silicone, les flèches blanches marquent les trois sources des apports turbiditiques). (C ; ci-contre) Coupes interprétées, les doubles points à la base de la couverture sédimentaire représentent des sutures salifères ( <i>salt weld</i> ) (voir la localisation des coupes en B).....	304
Figure III.5-9 : Synthèse des résultats de l'expérience 3. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vue de dessus du modèle après 3h30 (lobe 18) et 9h47 (lobe 22) de déformations. (C ; ci-contre) Coupes interprétées, les doubles points représentent des sutures salifères ( <i>salt weld</i> ) (voir les localisations en B).....	308
Figure III.5-10 : Synthèse des résultats de l'expérience 4. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du modèle après 17h de déformations et 17 lobes déposés. (C) Coupes schématiques illustrant la formation du graben proximal par rotation du biseau sédimentaire.....	311
Figure III.5-11 : (A) Coupe transversale (CT) de la zone proximale de l'expérience montrant l'architecture de l'éventail expérimental, et (B) coupes longitudinales (10 cm, 20 cm, 30 cm et 40 cm) du modèle n° 4 (voir Figure III.5-10 B pour la localisation).....	312
Figure III.5-12 : Synthèse des résultats de l'expérience 5. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale de la langue de silicone. (B) Vues de dessus du modèle après 11h10 de déformations et 16 lobes déposés. ....	315
Figure III.5-13 : Coupes longitudinales du modèle n° 5 (voir Figure III.5-12 B pour la localisation) et schéma de la géométrie du corps salifère dans la partie étroite et longue.....	316
Figure III.5-14 : Synthèse des résultats de l'expérience 6. (A) Paramètres sédimentaires et géométrie initiale du modèle. (B) Coupes schématiques montrant les géométries initiales des langues de silicone obtenues lors de la première phase de l'expérience. (C) Vues de dessus du modèle après 8h30 et 9h30 de déformations (respectivement lobe 9 et 10). Le stade plus évolué (t=9h30 — Lobe 10) montre la localisation	

superficielle de la silicone (surface hachurée) et des dépocentres I, II, III et IV (surfaces colorées) à la fin de la première phase expérimentale. ....	319
Figure III.5-15 (ci-contre) : Coupes longitudinales du modèle n° 6 (voir Figure III.5-14 C pour la localisation). La limite entre la première phase et la seconde phase de l'expérience est matérialisée par la ligne pointillée jaune. Les zones encadrées et notées T1 à T3 correspondent aux différentes morphologies de corps salifères remobilisés au cours de la seconde phase de l'expérience (voir Figure III.5-14 B pour les géométries initiales de la silicone allochtone). L'arrière-plan de la figure est coloré en fonction de l'empiètement des dépocentres I, II, III et IV. ....	320
Figure III.5-16 : Coupes schématique illustrant les variations de la morphologie initiale du surplomb du dépocentre I sur la langue de sel allochtone de type 1. ....	322
Figure III.5-17 (ci-contre) : Comparaison des coupes interprétées des six expériences de remobilisation de corps salifères allochtones. Les coupes sont organisées de haut en bas en fonction des longueurs initiales de la langue de silicone remobilisée. L'épaisseur initiale de la silicone est indiquée sur la bordure droite des coupes. Toutes les coupes sont à la même échelle.....	325
Figure III.5-18 : Comparaison entre un système en roho naturel et expérimental. (A) et (B) Profils sismiques d'un système de langue de sel remobilisé en roho dans le Golfe du Mexique (l'encart C donne la localisation des profils, l'encart 3 de la Figure III.4-2 p. 261 donne la situation régionale de la langue de sel remobilisée) (Profil sismique A modifié d'après Wu, 1993 ; profil sismique B modifié d'après Schuster, 1995). (D) Coupe longitudinale réalisée à 16 cm de la bordure du modèle n°2 (cf. section III.5.3.1 ci-dessus).....	328
Figure III.5-19 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Trudgill et Rowan, 2004) et (B) une coupe du modèle 4.....	330
Figure III.5-20 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Schuster, 1995) et (B) une coupe du modèle 3 (les doubles point matérialisent les sutures salifères). ....	331

Figure III.5-21 : Restauration d'un système contre-régional formé par l'évacuation d'un corps salifère allochtone isolé (d'après Diegel <i>et al.</i> , 1995).....	331
Figure III.5-22 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Schuster, 1995) et (B) une coupe du modèle 6.....	332
Figure III.5-23 : Comparaison entre (A) un système salifère allochtone contre-régional du Golfe du Mexique (d'après Wu, 1993) et (B) une coupe du modèle 6.....	333
Figure IV.1-1 : Schéma illustrant la genèse d'un courant de turbidité de forte concentration à partir d'un glissement gravitaire en masse, la zone jaune représente les conditions modélisées dans notre bassin tectono-stratigraphique (modifié d'après Mulder et Cochonat, 1996).....	338
Figure IV.1-2 (ci-contre) : (A) Schéma du dispositif en configuration mono-source. (B) Schéma de la morphologie des dépôts obtenus grâce à la configuration mono-source. (C) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en sable (d'après Weijermars, 1986). (D) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en boues (d'après Weijermars, 1986).....	338
Figure IV.1-3 : (A) Schéma du dispositif en configuration tri-sources. (B) Schéma de la morphologie des dépôts obtenus grâce à la configuration tri-sources. (C) Modèle de dépôt d'éventail sous-marin turbiditique riche en sable avec source d'apport linéaire (d'après Weijermars, 1986). .....	340
Figure IV.1-4 : Coupes de modèles d'étalement gravitaire sur couche de silicone construits par dépôt successif de couches de sable sec (DS) et par sédimentation d'avalanches turbiditiques (WS). (A) Epaisseurs de dépôt et résolutions dans la région proximale extensive de différents modèles. (B) Exemples de structures compressives en partie distale (noter la finesse des lits obtenus par le dépôt des avalanches turbides). .....	342
Figure IV.1-5 : Coupes schématiques et blocs diagrammes illustrant la morphologie des éventails détritiques expérimentaux tridimensionnels utilisés (A) dans cette étude, (B) par Cobbold et Szatmari (1991) et (C) Gaullier et Vendeville (2005). .....	343
Figure IV.2-1 : Projet de bassin tectono-stratigraphique permettant l'étude de l'interaction entre sédimentation turbiditique profonde et tectonique à l'échelle régionale.....	348









## Résumé

Le long d'une marge passive, la présence d'un niveau de sel mobile, ainsi que des apports sédimentaires détritiques importants peuvent déclencher une tectonique gravitaire déformant la couverture sédimentaire et le sel sous-jacent. Ces déformations sont contrôlées au niveau du glacis continental par la surcharge différentielle engendrée par le dépôt d'éventails turbiditiques (étalement gravitaire). Localement, lorsque la marge est mature, l'extrusion des évaporites forme des nappes de sel allochtone de quelques dizaines de kilomètres de longueur, pouvant être remobilisés et déformés par le dépôt de lobes/éventails turbiditiques. Deux styles structuraux se distinguent : Le premier (*stepped counterregional*) est dominé par la subsidence de la couverture sédimentaire et l'extrusion du sel en aval du système. Le second (*roho*) est dominé par des mouvements de translation horizontaux accommodés par de nombreuses structures extensives.

Nous avons développé un nouveau type de dispositif expérimental permettant d'étudier les interactions entre sédimentation et tectonique salifère au sein des marges passives. Notre dispositif combine deux approches traditionnellement distinctes : l'approche stratigraphique, s'intéressant au transport et au dépôt sédimentaire, et l'approche tectonique, se focalisant sur les déformations salifères. Le bassin tectono-stratigraphique conçu au cours de cette thèse permet donc de simuler les processus de transport et de dépôt turbiditique ainsi que les déformations gravitaires induites par une surcharge sédimentaire différentielle sur un niveau mobile salifère à l'échelle régionale (étalement gravitaire) ou locale (remobilisation de nappe de sel allochtone).

**Mots clefs :** *Géologie structurale ; Sédimentation turbiditique, Modélisation tectonique ; Modélisation stratigraphique ; Tectonique salifère ; Etalement gravitaire ; Sel allochtone.*

## Abstract

Salt-bearing passive margin with large clastic sediment supply are characterized by gravity-driven tectonics that deforms the sedimentary overburden and the underlying salt. These deformations are controlled along the continental rise by the differential loading generated by the deposition of turbidite fan (gravity spreading). Locally, along mature margin, extrusion of evaporites form allochthonous salt nappes (tens kilometres long) that are remobilized and deformed by the deposition of turbiditic lobes. Two end-members are recognized: the stepped counterregional structural style, which is dominated by subsidence of the sedimentary cover and distal salt extrusion. The roho structural style is dominated by lateral translation accommodated by several extensional structures.

We designed a completely new kind of experimental apparatus for studying the interaction between sedimentation and salt tectonics along passive margin. Our device combines two approaches that are traditionally distinct: (1) the stratigraphic approach aiming to simulate sediment transport and deposition, and (2) the tectonic approach focusing on the deformation of the salt and its sedimentary cover. Thus, the tectono-stratigraphic basin built during this PhD work allows the modelling of turbiditic transport and deposition processes, as well as, salt-related deformations induced by differential loading of a mobile salt substratum at regional (gravity spreading) or local (allochthonous salt bodies remobilization).

**Keywords:** *Structural geology; Turbiditic sedimentation; Tectonic modeling; Stratigraphic modeling; Salt tectonics; Gravity spreading; Allochthonous salt.*