

FIGURE 2.21: Hypothèse de fonctionnement de la falaise à Sainte-Adresse vers le Havre. Un seul niveau de glissement au sommet des argiles du Kimméridgien (Sinelle, 1989). Modèle qui semble également correspondre aux déformations de pente au cap de la Hève.

Entre 1950 et 1989 plusieurs modèles du secteur de Sainte-Adresse ont été proposés. Les hypothèses alors formulées impliquent uniquement des mouvements verticaux en réponse à une érosion interne des sables aptiens. Partant de cette base et en complétant les données par 10 forages de reconnaissance et par la mise en place d'inclinomètres, le modèle de la falaise a été affiné (Fig. 2.20 et 2.21).

Le modèle (Fig. 2.20) proposé compartimente le glissement en deux avec une première surface de glissement tangente aux argiles kimméridgiennes et un mouvement rotationnel des niveaux albiens et aptiens sus-jacents; la seconde surface est tangente aux argiles du Gault et entraîne la mobilisation de la craie cénomaniénne par un mouvement également rotationnel. Soit au final deux niveaux de décollements, chacun correspondant à un niveau d'argile.

Les vitesses de déformations mesurées, sur les 20 dernières années (1990 - 2009), le long de la surface de glissement inférieure le long du Kimméridgien sont de 1 - 6 mm/an pendant les années sèches et s'élève à 1 - 2 cm/an les années humides (1985, 1987). Ces vitesses sont mesurées en amont d'une zone où est installé une digue en front de mer, susceptible de ralentir le processus de déformation (Fig. 2.20).

La pose de piézomètres a permis de corrélérer, au moins pour le glissement inférieur le long du Kimméridgien, les accélérations du glissement inférieur avec les élévations de l'aquifère installé dans les sables Aptien. Pour le

glissement supérieur, enraciné sur le Gault, le même mécanisme est supposé. Cependant cette partie n'étant pas instrumentée la corrélation n'est pas établie (Fig. 2.21).

Plusieurs mécanismes et hypothèses de déstabilisation de la falaise ont été formulés. Ils incluent une composition de la falaise à deux niveaux d'argiles reflétant celle du Cap de la Hève.

Pour expliquer la structuration de la basse falaise, Sinelle (1989) propose deux hypothèses. La première hypothèse (Fig. 2.21 et 2.22) pose que la surface de glissement se place au sein du Kimméridgien. La surface de glissement dans les sables et la craie change d'angle du fait des différences de résistances des roches. La déformation se poursuit, avec le redressement du Kimméridgien sur la plage et le maintien en place de la haute falaise de craie. Deux possibilités se présentent : le pan de craie bascule vers l'avant sur la masse de sable glissé ou le pan de craie bascule vers l'arrière et poursuit son mouvement en rotation. Dans ce scénario le niveau d'argiles du Gault n'intervient pas dans le glissement et le contrôle de la déformation se fait par les argiles du Kimméridgien. Leurs positions en pied de falaise favorisent l'érosion maritime du dépôt de pied facilitant la déstabilisation.

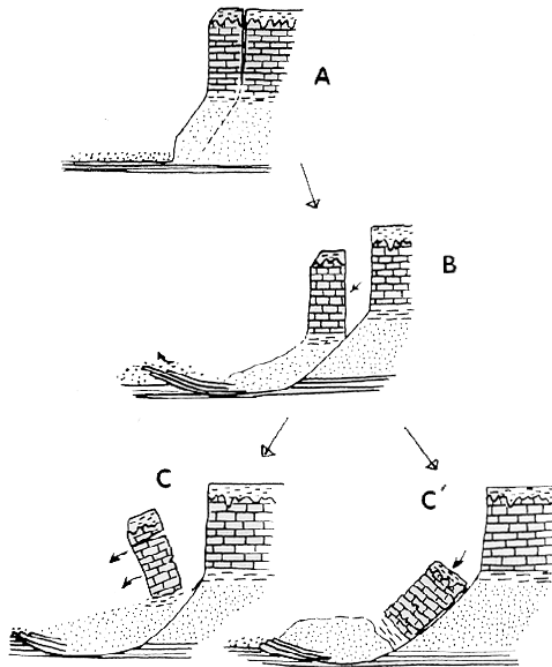


FIGURE 2.22: Première hypothèse de déstabilisation de la falaise selon Sinelle (1989). Le Kimméridgien contrôle les déformations. Un seul niveau d'argile donne lieu à un seul glissement.

Dans la seconde hypothèse, deux niveaux de glissements interviennent, le Gault Albien et le Kimméridgien (Fig. 2.20 et 2.23a). Le Kimméridgien contrôle les déformations des sables aptiens, et l'Albien contrôle le basculement ou la rotation de la craie cénomaniennne par fluage de la couche d'argile. Dans ce scénario, le

glissement inférieur est influencé à la fois par les infiltrations météoriques qui contrôlent les variations de la nappe phréatique ainsi que par l'érosion marine. En revanche, le glissement supérieur ne serait que sous le contrôle des variations de la nappe.

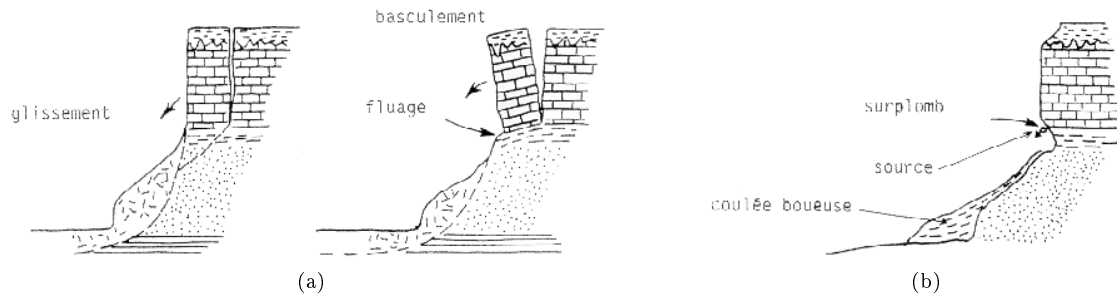


FIGURE 2.23: a) Seconde hypothèse de déstabilisation de la falaise impliquant deux niveaux de décollements (Sinelle, 1989). b) Fluage et écoulement des argiles du Gault liés à la résurgence de la nappe de la craie dans la falaise (Sinelle, 1989). Deux niveaux d'argiles donnent lieu à deux glissements imbriqués.

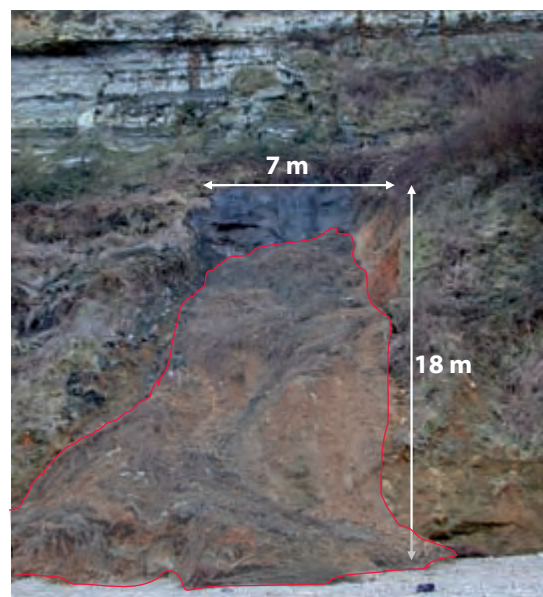


FIGURE 2.24: Remobilisation et écoulement dans le dépôt de pied suite à une résurgence. Falaise de Dollemard.

Le secteur de Sainte-Adresse accrédirait la seconde hypothèse, cependant ses spécificités et ses aménagements ne permettent pas d'en faire un exemple du fonctionnement de la falaise.

Les modélisations entreprises dans les chapitres 4 et 5 vont permettre de vérifier ces scénarios et tenter de préciser, lorsque l'un des niveaux de glissement potentiel se situe en pied de falaise, quels paramètres continentaux ou océaniques contrôlent ces glissements côtiers.

Chapitre 3

Caractérisation mécanique des lithologies du littoral affleurant entre Sainte-Adresse et Antifer

Sommaire

3.1	Introduction	64
3.2	Les méthodes de caractérisation physique	65
3.2.1	Détermination des paramètres d'état	65
3.2.2	Cisaillement triaxial	66
3.3	Les propriétés mécaniques par lithologies	75
3.3.1	Les argiles du Kimméridgien	75
3.3.2	Les argiles de l'Albien (Gault)	81
3.3.3	L'argile à silex Plio-quaternaire	88
3.3.4	Les sables de l'Aptien	91
3.3.5	Les craies du Cénomanién	96
3.4	Synthèse	105

3.1 Introduction

La modélisation du comportement des falaises côtières, par méthode numérique ou analogique, requiert d'identifier les caractéristiques mécaniques des différentes roches constitutives de la falaise. Que ce soit pour le dimensionnement des modèles analogiques ou la paramétrisation des lois mécaniques dans un modèle numérique. Pour ces modèles, des propriétés mécaniques spécifiques sont requises comme par exemple, l'angle de frottement, la cohésion ou bien la perméabilité.

Pour les modélisations entreprises, nous avons besoin de caractériser pour chaque lithologie : la densité associée à la teneur en eau, le module d'Young, l'angle de frottement, et la cohésion de chaque roche. Les essais mécaniques réalisés ont également permis de déterminer la perméabilité des lithologies constituant la falaise.

Un certain nombre d'études géotechniques ont été réalisées sur le secteur d'étude. Elles portent soit sur une lithologie en particulier, soit sur l'ensemble de la série affleurante. Citons, les travaux de Juignet (1974) traitant des lithologies allant des sables aptiens jusqu'à la craie du Turonien, apportant un descriptif sédimentologique, paléontologique et minéralogique détaillé, mais très peu de caractéristiques mécaniques. Le secteur du glissement de Sainte-Adresse a fait l'objet d'études géotechniques dans le but de proposer des solutions de stabilisation. A ce titre, un certain nombre de propriétés mécaniques des différentes lithologies ont été acquises (Buisson, 1952; Sinelle, 1989). Bien que les études géotechniques fournissent des caractéristiques mécaniques, elles ne sont pas exhaustives; des propriétés clés pour les différentes modélisations ne sont pas documentées. De plus, dans les différents rapports géotechniques, le positionnement stratigraphique des prélèvements est assez imprécis rendant l'association des caractéristiques mécaniques à une lithologie précise parfois délicate.

Enfin, bien que l'objectif soit d'obtenir tous les paramètres nécessaires aux modélisations, ces caractérisations sont l'occasion de procéder à une comparaison, à l'échelle du bassin Anglo-Parisien, des propriétés mécaniques de chaque lithologie rencontrée. Quelques comparaisons sont possibles notamment au Royaume-Uni; cependant les variations dans les faciès sédimentaires entre la France et l'Angleterre sont une limite majeure à la comparaison et à la transposition des paramètres d'une lithologie à l'échelle du bassin sédimentaire.

Les données nécessaires aux modélisations sont pour chaque lithologie : la densité et la teneur en eau des échantillons, la cohésion, l'angle de frottement interne, le module d'Young et le coefficient de Poisson.

Les techniques de prélèvement et de préparation des échantillons sont détaillées dans l'annexe B

3.2 Les méthodes de caractérisation physique

Les grandeurs caractéristiques des propriétés mécaniques de chacune des lithologies échantillonnées sont déterminées au moyen d'essais couramment utilisés en mécanique des roches et des sols. Deux méthodes ont été systématiquement utilisées sur toutes les lithologies : le cisaillement à l'appareil triaxial et les pesées immergées. Ponctuellement, l'analyse granulométrique et la détermination des limites d'Atterberg ont été réalisées selon le type de sol analysé.

- La densité représente la masse d'un échantillon ramenée à son volume ; elle varie selon la masse d'eau contenue dans l'échantillon, la densité sèche étant la densité la plus faible et la densité saturée, la densité la plus élevée.
- La teneur en eau est le rapport entre la masse d'eau et la masse sèche de l'échantillon, elle s'exprime en pourcentage.
- L'indice des vides caractérise le volume des pores par rapport au volume des grains de l'échantillon.
- Enfin, le degré de saturation, représente le degré de remplissage des pores en eau, il s'exprime en pourcentage, strictement compris entre 0 et 100. Un degré de saturation nul correspond à un échantillon sec alors qu'un échantillon saturé aura un degré de saturation de 100 % .

3.2.1 Détermination des paramètres d'état

Une méthode de pesées immergées est utilisée pour définir les masses volumiques ($\rho_{sat, nat, sec}$), l'indice des vides (e), la teneur en eau des prélèvements ($W_{sat, nat}$) et leurs degrés de saturation (Sr) (Fleureau *et al.*, 1993).

La méthode des pesées immergées consiste à mesurer la masse d'un échantillon dans quatre états différents, à savoir :

- La masse humide de l'échantillon (M_h), mesurée à l'air libre.

Pour un échantillon maintenu à sa teneur en eau naturelle, la masse humide est la masse humide naturelle de l'échantillon (M_{nat}). Pour un échantillon saturé en eau, la masse humide devient la masse humide à saturation (M_{sat}).

- La masse humide de l'échantillon, saturé en kerdane et immergé dans le kerdane : $M_{(hki)}$.

Le kerdane est un distillat de pétrole de masse volumique $\rho_k = 0,785 \text{ g/cm}^3$ inférieure à l'eau et supérieure à l'air. L'huile étant plus dense que l'air, elle va remplacer ce dernier dans les pores de l'échantillon. Ainsi, l'intégralité des pores est occupée par l'eau et le kerdane. L'échantillon étant immergé, la poussée d'Archimède agit et le poids de l'échantillon apparaît diminué.

- La masse humide de l'échantillon saturée en kerdane (M_{hk}), mesurée à l'air libre.

– La masse sèche de l'échantillon (M_{sec}), mesurée à l'air libre après évaporation de l'eau libre et du kerdane dans une étuve à 100°C (NFP94-410-1).

A partir de ces valeurs, les différences deux à deux entre ces quatre valeurs permettent d'estimer le volume de l'eau et des pores et de déterminer les caractéristiques mécaniques énumérées précédemment.

Les poids volumiques sont obtenus par les formules 3.1 et 3.2 :

$$\gamma_{humide} = \frac{M_h \times g}{\left(\frac{M_{(hk)} - M_{(hki)}}{\rho_k} \right)} \quad (3.1)$$

$$\gamma_{sec} = \frac{M_{sec} \times g}{\left(\frac{M_{(hk)} - M_{(hki)}}{\rho_k} \right)} \quad (3.2)$$

avec g l'accélération de la pesanteur ($g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$). La masse volumique ρ s'obtient par la relation suivante : $\rho = \gamma/g$.

L'indice des vides est déterminé par la relation 3.3 :

$$e = \frac{(\rho_{sq} \times g) - \gamma_{sec}}{\gamma_{sec}} \quad (3.3)$$

où ρ_{sq} est la masse volumique spécifique du squelette minéral. La masse volumique spécifique de la calcite est retenue ($\rho_{calcite} = 2,71 \text{ g/cm}^3$) pour les échantillons de craie.

La teneur en eau se calcule par la formule 3.4 et le degré de saturation par la formule 3.5.

$$W = \frac{M_h - M_{sec}}{M_{sec}} \quad (3.4)$$

$$Sr = \frac{\rho_{sq} \times W}{e} \quad (3.5)$$

3.2.2 Cisaillement triaxial

Le cisaillement à l'appareil triaxial consiste à solliciter mécaniquement une éprouvette de roche jusqu'à atteindre la rupture de l'échantillon. L'échantillon est installé dans une cellule triaxiale permettant d'appliquer une contrainte de confinement radiale (σ_3), une pression de fluide interstitielle (u) et une contrainte verticale (σ_1). Par convention, σ_1 et σ_3 sont les contraintes totales appliquées à l'extérieur de l'échantillon. La contrainte effective ($\sigma' = \sigma - u$) est définie comme la contrainte totale diminuée de la pression interstitielle, elle caractérise la contrainte réellement subie par le squelette minéral de l'échantillon.

Le cisaillement triaxial se fait en trois étapes : une première phase de saturation en eau de l'échantillon,

une seconde phase de consolidation où l'échantillon est soumis à une contrainte isotrope ($\sigma_1 = \sigma_3$) et enfin la dernière phase de cisaillement où l'échantillon est soumis à un déviateur de contrainte ($\Delta\sigma' = \sigma'_1 - \sigma'_3$ avec $\sigma_1 > \sigma_3$) croissant jusqu'à sa rupture. L'essai triaxial permet de définir les paramètres de rigidité intrinsèque d'une roche tels que le module de déformation (E) et de résistance, définis par l'enveloppe de rupture de Mohr-Coulomb à partir de laquelle sont déterminés la cohésion (c) et l'angle de frottement interne (φ).

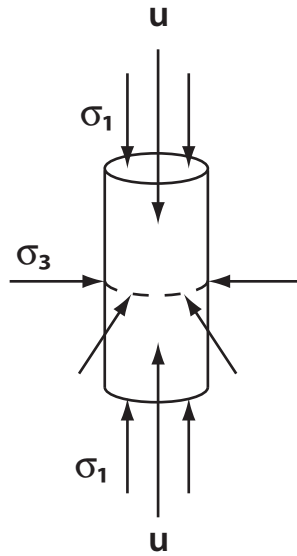


FIGURE 3.1: Schéma de principe de l'essai triaxial

Le module de déformation élastique E caractérise le rapport entre la contrainte appliquée sur un échantillon et la déformation qui en résulte. Comme son nom le spécifie, il n'est défini que dans le domaine élastique de la déformation, là où elle est encore réversible. Le module est une représentation de la rigidité de la roche ; plus il est élevé et plus la contrainte nécessaire pour déformer le matériau devra être importante.

La cohésion représente la force liant les grains d'une roche entre eux. Selon la nature du liant, on distingue la cohésion intrinsèque, propre au matériau, et la cohésion apparente issue d'éléments extérieurs. Pour les roches sédimentaires, le liant entre les grains est principalement de nature carbonaté ou siliceux. La valeur de la cohésion est la force nécessaire pour casser, par cisaillement, le liant entre les grains constituant une roche.

L'angle de frottement interne est, tout comme la cohésion, un paramètre intrinsèque à une roche ; il est lié à la forme et à la rigidité des grains la constituant. Plus les grains sont anguleux et plus l'angle de frottement est élevé.

3.2.2.1 Le dispositif de mesure

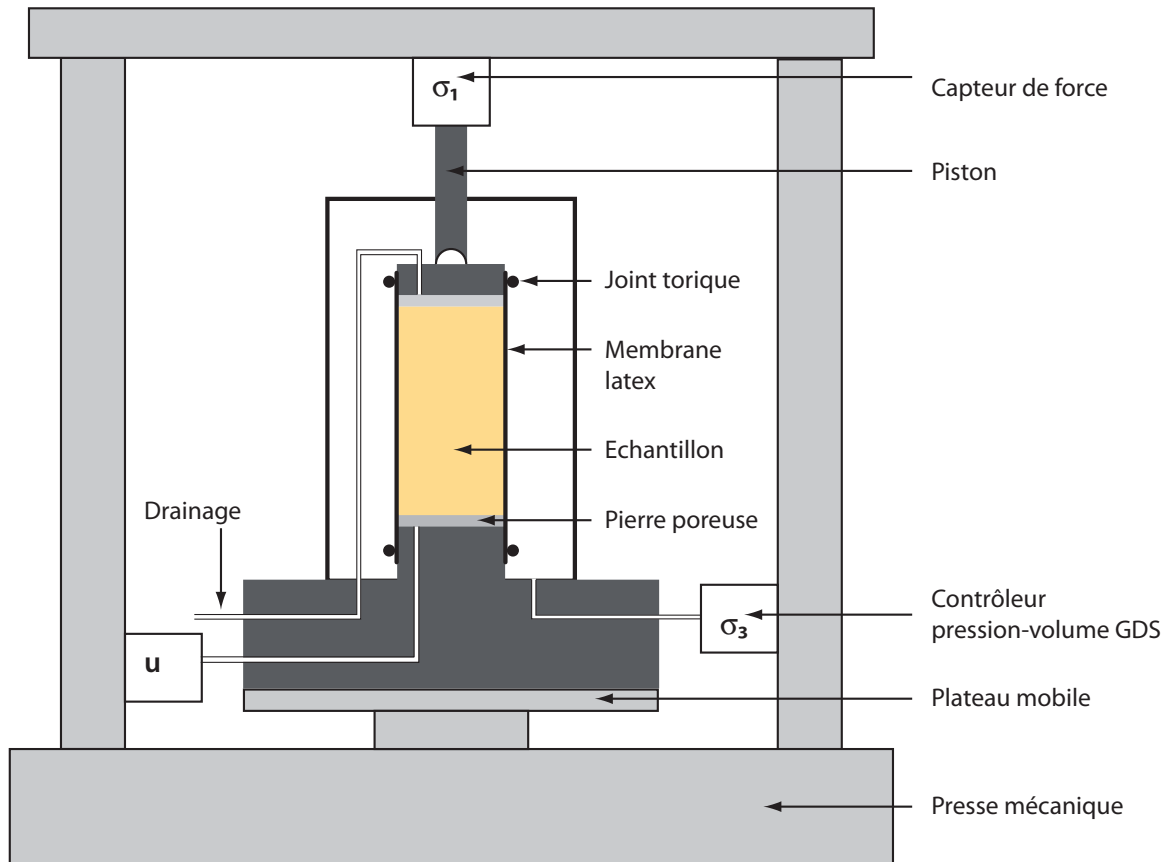


FIGURE 3.2: Schéma en coupe du dispositif triaxial complet (cellule et presse)

L'appareil triaxial se compose de deux éléments : la cellule triaxiale dans laquelle l'échantillon est monté et une presse mécanique permettant d'écraser l'échantillon (Fig. 3.2). L'échantillon est couronné à la base et au sommet par un papier filtre et une pierre poreuse. Le papier filtre retient les particules fines protégeant le circuit hydraulique. La pierre poreuse répartit la pression hydraulique sur toute la section de l'échantillon. Le dispositif est surmonté à son sommet par une tête drainante servant à évacuer les fluides interstitiels ainsi que d'un élément de transfert de la contrainte verticale à l'échantillon. L'ensemble, constitué de l'échantillon, des pierres poreuses, de la tête et de l'embase est alors disposé au sein d'une membrane maintenue en place au moyen de joints toriques. La membrane joue le rôle de paroi étanche souple permettant d'isoler l'échantillon. Ainsi deux circuits sont créés : le circuit interstitiel permettant le contrôle de la pression et du volume des fluides dans l'échantillon et le circuit de confinement permettant de réguler la contrainte de confinement appliquée à l'échantillon. Chacun des circuits hydrauliques est connecté à un contrôleur pression-volume GDS® asservi par une interface informatique permettant à la fois l'acquisition et le contrôle des pressions

et volumes au cours des différentes phases de l'essai triaxial.

3.2.2.2 La phase de saturation

La première phase de l'essai triaxial consiste à saturer la roche en eau afin que les contraintes appliquées à l'échantillon soient interprétées en contraintes effectives (Terzaghi, 1950). Dans un échantillon non saturé, l'espace compris entre les grains de la roche est occupé par des fluides tels que l'eau et l'air (Fig. 3.3). Contrairement à l'eau, l'air est un fluide compressible, son volume diminue lorsqu'il est comprimé. De ce fait, une contrainte de confinement appliquée à un échantillon non saturé ne sera que partiellement reprise par le squelette minéral de la roche, une partie de la contrainte étant dissipée par la mise sous pression de l'air.



FIGURE 3.3: Schématisation, à l'échelle du grain, d'une roche non saturée

De plus, dans un échantillon non saturé, l'eau vient former des ponts capillaires aux contacts entre les grains. L'eau forme des ménisques du fait des tensions de surface avec les grains. A l'échelle macroscopique, ces tensions de surface procurent à l'échantillon une cohésion capillaire significative qui varie en sens inverse du degré de saturation. La cohésion déterminée sur un échantillon non saturé n'est pas représentative de la seule matrice granulaire. La saturation de l'échantillon est donc essentielle afin que les paramètres mécaniques mesurés soient représentatifs du squelette de la roche.

La phase initiale de saturation permet en plus de mesurer la perméabilité de l'échantillon soumis à un faible confinement effectif et à un gradient hydraulique constant une fois le régime permanent instauré.

La procédure de saturation est la suivante : un gradient hydraulique est généré en injectant de l'eau à la base de l'échantillon. L'air est évacué à l'extérieur de la cellule par un drainage au sommet jusqu'à atteindre sa saturation (Fig. 3.4).

L'échantillon est considéré comme quasiment saturé lorsqu'un régime permanent est établi, c'est à dire lorsque les débits d'entrée ($Q_e = V_e/t$) et de sortie (Q_s) sont égaux. La saturation est réalisée avec un faible confinement effectif (σ'_3), inférieur à 100 kPa. Le gradient hydraulique (I) est généré par la différence de pression interstitielle entre la base (u_e) et le sommet (u_s) de l'échantillon :

$$I = \frac{u_e - u_s}{h} \quad (3.6)$$

avec h la hauteur de l'échantillon.

Le calcul de la perméabilité cinématique de l'échantillon se fait par la relation :

$$K = \frac{Q}{I \times S} \quad (3.7)$$

avec S , la surface de l'échantillon. Pour un même échantillon, plusieurs gradients hydrauliques sont appliqués afin d'obtenir un encadrement de la perméabilité.

La saturation de l'échantillon est vérifiée d'une manière plus rigoureuse par la mesure du coefficient de Skempton (B). Ce test permet à la fois de vérifier le degré de saturation de l'échantillon et de l'améliorer le cas échéant. Il consiste à mesurer la variation de la pression interstitielle en réponse à un incrément de la contrainte totale de confinement (eq. 3.8).

$$B = \frac{\Delta u}{\Delta \sigma_3} \quad (3.8)$$

Pour la mesure de B , les drainages par la tête et la base sont connectés entre eux, la pression interstitielle est alors identique dans tout l'échantillon ($u_e = u_s = u$). Le volume de l'échantillon est maintenu constant en empêchant le drainage interstitiel. De ce fait une augmentation de la contrainte totale de confinement se traduira par une augmentation de la pression interstitielle.

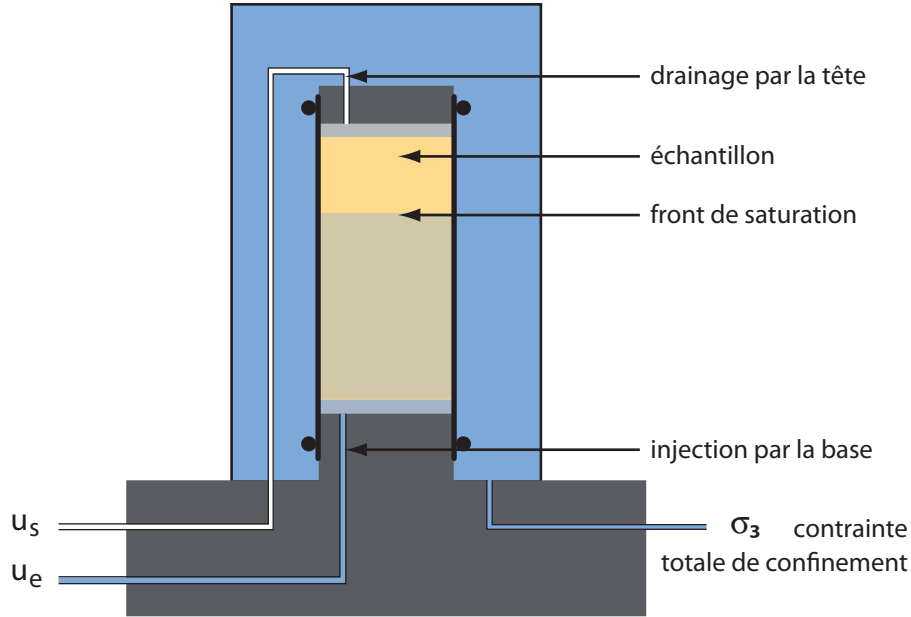


FIGURE 3.4: Échantillon en cours de saturation dans le dispositif triaxial

Le principe du test de Skempton est basé sur la différence de compressibilité du squelette minéral et de l'eau. L'eau étant moins compressible que les grains, elle reprend l'essentiel de l'incrément de confinement. Pour un échantillon parfaitement saturé (*i.e.* intégralité des pores remplis d'eau), l'incrément de contrainte est intégralement transmis au fluide interstitiel via le squelette de l'échantillon. De ce fait, $\Delta\sigma_3 = \Delta u$ et le coefficient de Skempton vaut alors 1. Pour un échantillon non saturé, l'incrément de confinement est partiellement dissipé par l'air encore présent dans l'échantillon ($\Delta\sigma_3 > \Delta u$) et B est inférieur à 1. On augmente alors la pression interstitielle afin de dissoudre les bulles d'air encore présentes. La valeur de B est de nouveau mesurée et le processus répété jusqu'à obtenir une valeur de B comprise entre 0,9 et 1. Bien que mesuré, le coefficient de Skempton pour chaque essais triaxial n'est pas exploité dans la suite du manuscrit.

3.2.2.3 La phase de consolidation

La phase de consolidation consiste à appliquer à l'échantillon une contrainte de confinement effective et isotrope ($\sigma'_3 = \sigma'_2 = \sigma'_1$) ciblée par l'expérimentateur, elle se fait en condition drainée. En réponse au confinement appliqué, les grains se réarrangent adoptant un empilement plus compact diminuant ainsi le volume des pores. L'échantillon étant drainé, la pression interstitielle (u) est maintenue à sa valeur cible, l'eau excédentaire est drainée à l'extérieur de l'échantillon.

La contrainte effective ciblée est atteinte par paliers successifs, la durée d'un palier de consolidation dépend du volume initial de l'échantillon et du type de roche analysée. Pour les sables et la craie, la durée du palier

est de l'ordre d'une heure. Pour les argiles, le palier peut atteindre 24 heures ; voire plus pour certaines argiles fines.

3.2.2.4 La phase de cisaillement

Au moyen de la presse mécanique, une force verticale est appliquée à l'échantillon en maintenant la contrainte de confinement constante. Ceci génère un déviateur de contrainte ($\sigma'_1 - \sigma'_3$), responsable du cisaillement de l'échantillon. Le cisaillement se fait à vitesse constante. Un piston mobile au sein de la cellule triaxiale reporte le déplacement du plateau sur l'échantillon (Fig. 3.2). On distingue les cisaillements drainés et non-drainés selon que le drainage est autorisé ou non au cours de l'écrasement. Dans un cisaillement drainé (CD), la pression interstitielle au cours de l'essai est constante, le volume de l'échantillon variant ($u = cste$; $V = f(\Delta t)$); lors d'un essai non-drainé (CU) la pression interstitielle varie mais le volume de l'échantillon reste constant ($u = f(\Delta t)$; $V = cst$).

Au cours de la phase de cisaillement les paramètres suivants sont enregistrés : la force axiale ($F = f(\Delta t)$) exercée sur l'échantillon, la pression interstitielle ($u = f(\Delta t)$), la hauteur de l'échantillon ($h = f(\Delta t)$), le volume de l'échantillon ($V = f(\Delta t)$). A partir de ces paramètres sont définis :

- La contrainte axiale (eq. 3.9) :

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \frac{F}{S} \quad (3.9)$$

définie comme la contrainte de confinement augmentée de la force axiale divisée par la section de l'échantillon ($S = \frac{\pi d^2}{4}$ avec d le diamètre).

- La déformation axiale (eq. 3.10) :

$$\varepsilon_1 = \frac{h_0 - h_t}{h_0} \quad (3.10)$$

avec h_0 la hauteur de l'échantillon après la phase de consolidation et h_t la hauteur de l'échantillon au cours du cisaillement, à l'instant t .

- La déformation volumique (eq. 3.11) :

$$\varepsilon_v = \frac{V_0 - V_t}{V_0} \quad (3.11)$$

avec V_0 le volume de l'échantillon après la phase de consolidation et V_t son volume à l'instant t . Une dilatation de l'échantillon est comptée positivement alors qu'une compaction est comptée négativement.

- La contrainte effective moyenne (eq. 3.12) :

$$p' = \frac{\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3}{3} \quad (3.12)$$

L'éprouvette étant cylindrique les contraintes radiales sont égales ($\sigma'_2 = \sigma'_3$), 3.12 devient alors :

$$p' = \frac{\sigma'_1 + 2\sigma'_3}{3} \quad (3.13)$$

– Le déviateur de contrainte (eq. 3.14) :

$$q = \sigma_1 - \sigma_3 \quad (3.14)$$

sa valeur étant identique, que le calcul soit en contrainte totale ou effective ($q = q'$).

3.2.2.5 Les caractéristiques mécaniques mesurées

Le report dans des espaces bi-dimensionnels ($q = f(\varepsilon_1)$; $\varepsilon_V = f(\varepsilon_1)$; $q = f(p')$) des paramètres de suivi de l'essai permet de déterminer les caractéristiques mécaniques de la roche analysée. Un cisaillement drainé requiert que la vitesse de cisaillement soit adaptée à l'échantillon. La pression interstitielle devant rester constante au cours du cisaillement, il faut que les surpressions générées au cours de l'écrasement aient le temps de se dissiper, donc que l'eau soit drainée. La vitesse d'écrasement utilisée pour les argiles est donc plus faible que pour les sables et la craie du fait d'une perméabilité plus faible pour les argiles. Les vitesses de cisaillements retenues pour les essais sont : pour la craie de $v = 0,5$ mm/min, pour les sables de $v = 0,1$ mm/min et pour les argiles de $v = 0,01$ mm/min.

Le module de déformation : E

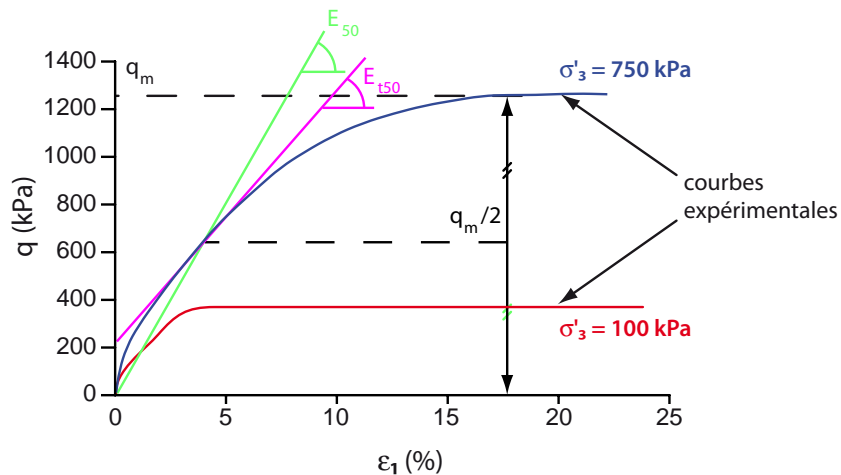


FIGURE 3.5: Détermination des modules de déformations E_{50} et E_{150} , q_m est la résistance maximum de l'échantillon.

Le report du déviateur de contrainte en fonction de la déformation axiale ($q' = f(\epsilon_1)$) permet de caractériser le module de déformation (E) de l'échantillon. Vu que les essais sont réalisés en grande déformation, le module de déformation est déterminé par le module sécant (E_{50}) ainsi que par le module tangent (E_{t50}). Le module sécant E_{50} est défini comme la sécante issue de l'origine et passant par le point de la courbe situé à 50 % du déviateur maximum (q_m) (Fig.3.5). Le module tangent (E_{t50}) est défini comme la tangente à 50 % du déviateur maximum.

L'angle de dilatance : ψ La déformation volumique en fonction de la déformation axiale ($\epsilon_v = f(\epsilon_1)$) est utilisée pour caractériser l'angle de dilatance (ψ) de l'échantillon (Fig. 3.6). La valeur maximale de ψ est reliée à β par la relation (eq. 3.15) :

$$\sin \psi = \frac{\tan \beta}{2 + \tan \beta} \quad (3.15)$$

La détermination de l'angle de dilatance n'étant possible que pour des cisaillements drainés où le volume de l'éprouvette varie au cours du cisaillement (cf. eq. 3.11).

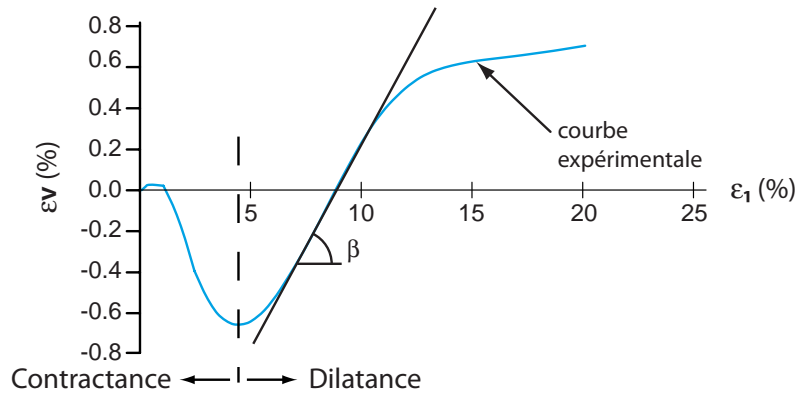


FIGURE 3.6: Détermination du paramètre β à partir de l'évolution d' ϵ_v en fonction d' ϵ_1 .

Enfin l'évolution du déviateur en fonction de la contrainte effective moyenne ($q = f(p')$) permet de tracer la droite d'état critique, spécifique pour chaque roche. Il est donc nécessaire de réaliser plusieurs cisaillements à des confinements effectifs différents ($\sigma'_3 = p'_0$) pour une même roche, afin de positionner la droite d'état critique (Fig. 3.7).

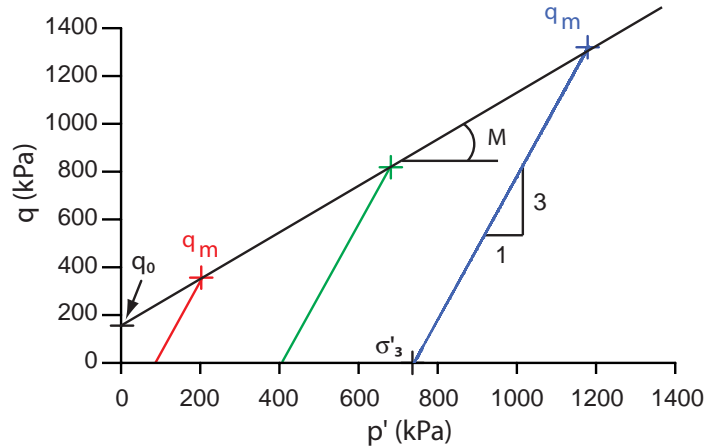


FIGURE 3.7: Détermination de la droite d'état critique à partir de plusieurs cisaillements consolidés, pour différentes valeurs de σ'_3 . Pour un essai drainé, le chemin de contrainte d'un échantillon suit une pente de $1/3$, $p' = \frac{1}{3}q' + \sigma'_3$ (eq. 3.13 et 3.14).

Angle de frottement interne : φ Il est relié à la pente M par la relation 3.16 :

$$\sin \varphi = \frac{3M}{6 + M} \quad (3.16)$$

Cohésion : c Elle est calculée à partir de l'ordonnée à l'origine q_0 (eq. 3.17) :

$$c = q_0 \left(\frac{3 - \sin \varphi}{6 \cos \varphi} \right) \quad (3.17)$$

On parle de cohésion effective c' et d'angle de frottement interne effectif φ' lorsque la détermination est faite avec des paramètres effectifs (q' , p').

3.3 Les propriétés mécaniques par lithologies

3.3.1 Les argiles du Kimméridgien

Masses volumiques et teneur en eau naturelle

Au sein de la formation des marnes de Bléville, la composition minéralogique des argiles évolue fortement entre le membre inférieur et supérieur (Saint-Germès *et al.*, 1996). Dans le membre inférieur, les argiles sont composées à 50 % d'illite, 30 % de kaolinite, 5 % de smectite et 5 % de chlorite. Dans le membre supérieur,

la smectite domine (60 %), associée à l'illite (25 %) et à de la kaolinite (10 %) et chlorite (5 %). La teneur en carbonates varie entre 20 et 50 % au sein des niveaux argileux (Saint-Germès *et al.*, 1996).

Les mesures par immersion sont faites sur 13 échantillons provenant de fragments du bloc LH 1 prélevé en falaise (Tab. 3.1). Ils appartiennent à la formation du banc de plomb positionné sous les marnes de Bléville (cf. Fig. 1.9 et 1.10)

Les fragments présentent une masse volumique sèche de l'ordre de 1600 kg/m^3 associée à un indice des vides de 0,67. Les prélèvements sont naturellement saturés en eau, avec une teneur en eau à saturation moyenne de 25 %, soit une masse volumique saturée de $\rho_{sat} \sim 2000 \text{ kg/m}^3$.

Les faibles différences observées entre chaque échantillon s'expliquent par une variation de l'indice des vides. Les plus fortes densités sont associées aux indices des vides les plus faibles, traduisant une plus forte compaction de l'argile et une saturation moindre.

Une variation de la densité du squelette minéral, et donc du type d'argile, entre les prélèvements pourrait également expliquer la variation de l'indice des vides et du degré de saturation. La densité spécifique des argiles du Kimméridgien variant entre 2,69 et 2,83 (Buisson, 1952). Les deux séries de prélèvements (LH 1 et LH 2) provenant du même site d'échantillonnage, un changement du type d'argile paraît peu probable.

$\rho_{sec} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$\rho_{humide} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$W_{nat} \text{ (}\% \text{)}$	e	$Sr_{nat} \text{ (}\% \text{)}$	
1 616	2 019	25	0,67	100	<i>moyenne</i>
1 488	1 908	21	0,53	96	min
1 756	2 127	28	0,81	111	max
108	91	3	0,11	6	écart type

TABLE 3.1: Résultats de l'identification des argiles du Kimméridgien (LH 1) par la méthode d'immersion. La masse volumique du squelette utilisée pour le calcul des masses volumiques vaut, $\rho_{sq} = 2,65 \text{ g/cm}^3$. Le détail des résultats se trouve en annexe C.1.

La teneur en eau naturelle moyenne mesurée par Buisson (1952) sur ces argiles est de 20 % (comprise entre 11 et 35 %); la densité moyenne vaut 2,06 (comprise entre 1,87 et 2,25). Par comparaison avec nos résultats, ces valeurs sont représentatives de l'argile à teneur en eau de saturation, confirmant de fait la saturation naturelle des argiles du Kimméridgien. L'étude de Sinelle (1989) va dans le même sens avec des teneurs en eau naturelle situées entre 8 et 48 %.

Plasticité des argiles

La détermination des limites d'Atterberg sur le prélèvement LH 1 donne $W_l = 39\%$, $W_p = 19\%$ soit un indice de plasticité $I_p = W_l - W_p = 20\%$. Selon la classification LPC/USCS (Laboratoire des Ponts et Chaussées / Unified Soil Classification System), ce prélèvement se classe comme une argile peu plastique

(Ap). Les limites de liquidité et de plasticité sont très variables entre les sites de prélèvement ; W_l variant de 40 à 90 % et W_p entre 20 et 33 % soit un indice de plasticité compris entre 20 et 57 % (Buisson, 1952; Sinelle, 1989). L'échantillon LH 1 est situé à la limite inférieure de ces gammes de limites.

Sur des affleurement non altéré d'argiles du Kimméridgien en Angleterre, Cripps et Taylor (1987) obtiennent des paramètres semblables : teneur en eau naturelle de 21 %, avec une densité de 2080 kg/m^3 . Les limites de liquidité sont également dans le même intervalle que celles obtenues en France (W_l entre 70 et 81 % et W_p entre 24 et 46 %).

Perméabilité cinématique

La perméabilité est mesurée au cours de la phase de saturation des essais triaxiaux sur quatre carottes produites à partir du bloc LH 1, dénommé LH 1a, b,c et d. Sur ces échantillons, la perméabilité est comprise entre $2 \cdot 10^{-11}$ et $1 \cdot 10^{-09}$ m/s (Fig. 3.8) selon la carotte considérée et le confinement appliqué (de 15 à 100 kPa). La perméabilité diminue avec l'augmentation de la contrainte de confinement (Fig. 3.8). Pour un faible confinement (de 10 à 20 kPa), la perméabilité atteint une valeur de 10^{-09} m/s, elle diminue et atteint 10^{-11} m/s pour un confinement supérieur à 80 kPa. La contrainte lithostatique à Sainte-Adresse, subie par les argiles du Kimméridgien est estimée entre 1,5 et 2 MPa pour une hauteur imposée de 100 m et une densité entre 1,5 et 2,1. Ainsi, une perméabilité de 10^{-11} m/s est une valeur minimum, susceptible d'augmenter avec une diminution de contrainte lithostatique comme au niveau du dépôt de pied de la falaise.

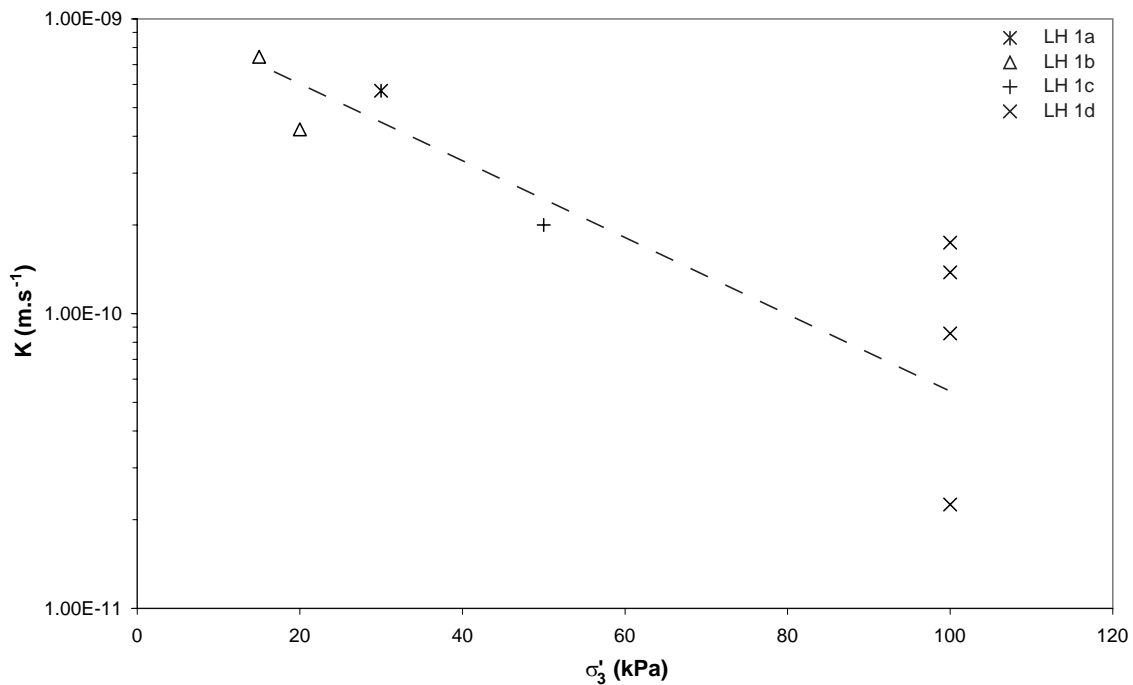


FIGURE 3.8: Perméabilité des argiles du Kimméridgien en fonction de la contrainte de confinement

En Angleterre, la perméabilité des argiles du Kimméridgien atteint 10^{-12} m/s sur des prélèvements sains et augmente jusqu'à 10^{-7} m/s sur des prélèvements altérés (Cripps et Taylor, 1987). Ceci souligne qu'en plus du décompactage, l'altération des argiles joue un rôle dans l'augmentation de la perméabilité au niveau du dépôt de pied.

Résistance maximale

La droite d'état critique caractérisant les argiles est déterminée à partir de quatre essais triaxiaux. Trois carottes proviennent du bloc LH1 (respectivement numérotés a, c et d) et une provient du bloc LH2. Les quatre éprouvettes sont soumises à un essai de cisaillement consolidé drainé, les contraintes effectives de confinements sont les suivantes :

- LH 1a, $\sigma'_3 = 300$ kPa,
- LH 1c, $\sigma'_3 = 500$ kPa,
- LH 1d, $\sigma'_3 = 700$ kPa,
- LH 2a, $\sigma'_3 = 900$ kPa.

L'évolution du déviateur en fonction de la déformation axiale est caractéristique des roches sur-consolidées pour les éprouvettes LH1c, LH1d et LH2a (Fig. 3.9). Le déviateur augmente jusqu'à sa valeur maximum (q_m), correspondant au pic de résistance de l'échantillon, s'en suit un adoucissement du matériau avec une diminution du déviateur atteignant une valeur plateau correspondant à la résistance résiduelle de la roche (q_r). La résistance au pic correspond à la rupture du squelette de la roche. Sa valeur dépend de la cohésion et de l'angle de frottement interne. La résistance résiduelle correspond aux frictions le long d'un plan de cisaillement. Elle ne dépend que de l'angle de frottement résiduel.

Un comportement surconsolidé apparaît lorsque la contrainte moyenne au début du cisaillement est inférieure à la contrainte moyenne qu'a subi l'échantillon au cours de son histoire. Par conséquent, les argiles du Kimméridgien ont été soumises entre leur dépôt et la période actuelle à une contrainte effective de confinement supérieure à la contrainte actuelle estimée à 1 100 kPa. Le plus fort confinement appliqué (900 kPa) est inférieur à la contrainte actuelle et il ne permet pas d'effacer le comportement surconsolidé. Un essai oedométrique permettrait de déterminer plus précisément cette contrainte de pré-consolidation.

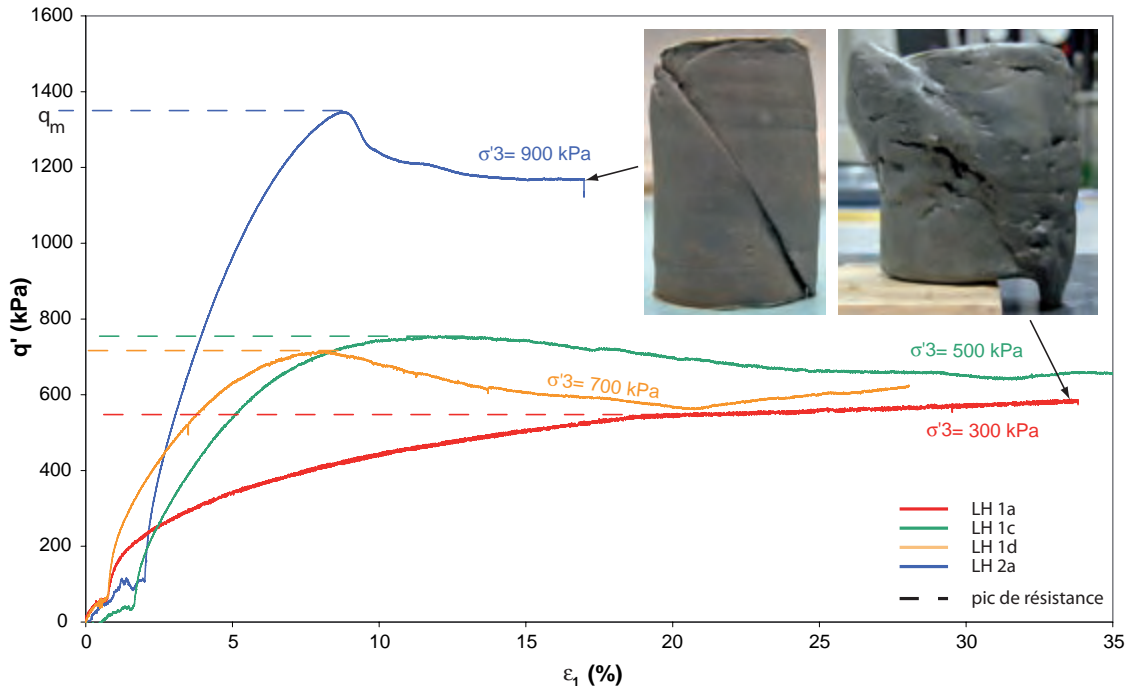


FIGURE 3.9: Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale. Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les éprouvettes d'argiles du Kimméridgien

Sur chaque éprouvette, le pic de résistance est identifié (Fig. 3.9 et Tab. 3.2) :

Échantillon	déviateur au pic (q_m)(kPa)	déformation axiale (ε_1)(%)	σ'_3 (kPa)
LH 1a	539	19	300
LH 1c	754	12	500
LH 1d	715	8	700
LH 2a	1 345	9	900

TABLE 3.2: Valeurs du déviateur des contraintes et de la déformation axiale à la rupture de l'échantillon pour les argiles du Kimméridgien.

En tenant compte de l'ajustement du dispositif mécanique au début du cisaillement, la résistance au pic est atteinte en moyenne pour 5 à 10 % de déformation axiale.

On constate que l'éprouvette LH 1d confiné à $\sigma'_3 = 700 \text{ kPa}$, présente une résistance au pic plus faible que l'éprouvette LH 1c confinée à une contrainte plus faible ($\sigma'_3 = 500 \text{ kPa}$). Ceci pourrait être du à l'apparition d'une discontinuité prématurée liée à l'hétérogénéité de l'échantillon. Malgré un confinement plus fort pour l'échantillon LH1d, la résistance au pic mesurée est inférieure à celle de l'échantillon LH 1c. LH 1d n'est donc pas considéré comme représentatif des argiles (Fig. 3.10).

Les déterminations graphique du module élastique encadre sa valeur entre 4 et 34 MPa selon le confinement appliqué à l'éprouvette (Tab. 3.3).

Échantillon	σ'_3 (kPa)	E_{50} (kPa)	E_{t50} (kPa)	q_m (kPa)
LH 1a	300	9 230	4 170	539
LH 1c	500	16 300	11 640	754
LH 1d	700	23 970	13 560	715
LH 2a	900	34 120	22 920	1 345

TABLE 3.3: Valeurs du module élastique en fonction de la contrainte effective de confinement pour les argiles du Kimméridgien.

Les valeurs du module élastique indiquent une augmentation de la rigidité des argiles avec le confinement. Plus le confinement augmente et plus la contrainte nécessaire pour déformer les argiles doit être importante. Le choix d'une valeur représentative du module d'élasticité des argiles est délicat et dépendra de la contrainte s'appliquant sur les argiles. On choisit de prendre une valeur moyenne ce qui aura comme inconvénient, selon les situations, de sous-estimer ou sur-estimer la déformation des argiles.

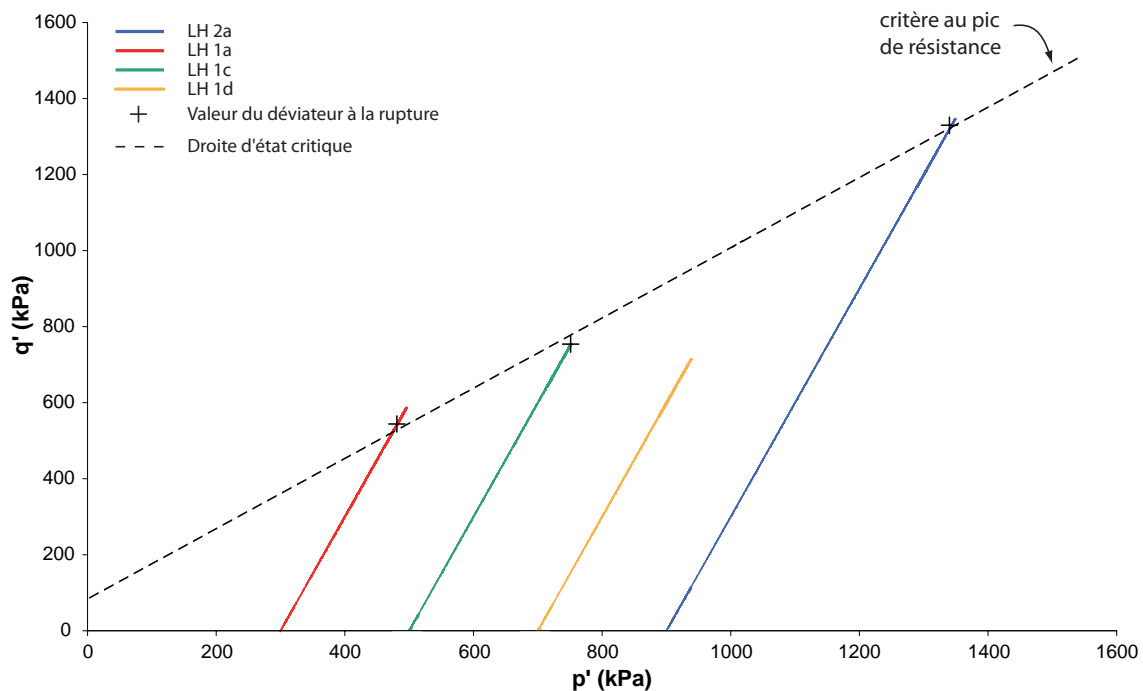


FIGURE 3.10: Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne. Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les éprouvettes d'argiles du Kimméridgien

A partir des trois cisaillements LH 1a, c et LH 2a, la droite d'état critique est positionnée par une régression aux moindres carrés ; $q_0 = 82 \text{ kPa}$, $M = 0,92$ avec $R^2 = 0,99$.

En injectant ces valeurs dans les équations 3.16 et 3.17, on obtient une cohésion effective moyenne $c' = 39 \text{ kPa}$ et un angle de frottement interne effectif moyen de $\varphi' = 24^\circ$.

Les valeurs disponibles dans la bibliographie confirment l'existence d'une cohésion aux argiles, Sinelle (1989) trouvant sur des prélèvements à Sainte-Adresse $c' = 35 \text{ kPa}$ et $\varphi' = 25^\circ$ à partir d'un essai de cisaillement alterné ; de plus, il caractérise les paramètres résiduels du Kimméridgien avec $c_r = 2 \text{ kPa}$ et $\varphi_r = 11^\circ$. Selon le site de prélèvement l'angle de frottement interne (φ) varie entre 14 et 20° . Buisson (1952) avait relevé un angle de frottement interne φ entre 15 et 25° ainsi qu'un frottement résiduel $\varphi_r = 7^\circ$. La résistance des argiles du kimméridgien apparaît donc assez homogène à l'échelle du Cap de la Hève. En revanche, comparée à des prélèvements au Royaume-Uni, les argiles du kimméridgien affleurant en France, apparaissent moins cohésives et plus frottantes que leurs équivalents anglais. Sur des prélèvements altérés, la cohésion effective (c') est mesurée entre 14 et 67 kPa avec un angle de frottement interne (φ') entre 14 et 23° ; le frottement résiduel (φ_r) étant compris entre 10 et 18° (Cripps et Taylor, 1987).

Les paramètres mécaniques suivants ont été retenus comme caractéristiques des argiles du Kimméridgien :

$\rho_{sec} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$\rho_{sat} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$c' \text{ (kPa)}$	$\varphi' \text{ (}^\circ\text{)}$	$E_{50} \text{ (MPa)}$	$E_{t50} \text{ (MPa)}$	
1 645	2 043	39	24	20,9	13,1	<i>moyenne</i>

TABLE 3.4: Caractéristiques mécaniques représentatives des argiles du Kimméridgien.

Ces valeurs sont utilisées dans les simulations numériques comme paramètres de la loi de comportement mécanique. Le module élastique retenu est une moyenne arithmétique des différentes mesures. Omraci *et al.* (2003) montrent dans un cas particulier que l'utilisation d'un module élastique moyen ou d'un module élastique variable en fonction de la profondeur n'entraîne pas de différences majeures dans des modélisations en éléments finis.

3.3.2 Les argiles de l'Albien (Gault)

Masse volumique et teneur en eau naturelle

Les argiles de l'Albien sont majoritairement constituées de montmorillonite (90 %) associée à de l'illite (10 %) et à des traces de kaolinite (Juignet, 1974). Leur teneur en calcaire est faible, entre 3 et 5 % (Juignet, 1974).

L'analyse par les pesées immergées fait ressortir une forte dispersion des résultats obtenus sur des fragments prélevés à l'affleurement (Tab. 3.5). La masse volumique sèche moyenne est de $1\,300\text{ kg/m}^3$ avec une plage de variation allant de $1\,200$ à $1\,430\text{ kg/m}^3$. Le degré de saturation confirme une saturation naturelle des argiles de l'Albien au moment du prélèvement. La teneur en eau à saturation est de 40% en moyenne, variant entre 32 et 50% . La masse volumique à saturation atteint $1\,865\text{ kg/m}^3$, avec une gamme de variation comprise entre $1\,700$ et $2\,100\text{ kg/m}^3$. L'indice des vides est proche de 1 , il indique que les argiles sont faiblement compactées, avec un volume des vides égal au volume des grains d'argiles.

ρ_{sec} (kg/m^3)	ρ_{humide} (kg/m^3)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	
1 330	1 866	40	0,96	100	<i>moyenne</i>
1 200	1 730	32	0,82	100	min
1 427	2 140	50	1,16	160	max
104	147	6	0,15	24	écart type

TABLE 3.5: Identification des argiles albiennes par la méthode d'immersion. Le détail des résultats est en annexe C.2.

Plasticité des argiles

Ces valeurs sont en accord avec des données bibliographiques locales, Buisson (1952) identifiant la teneur en eau naturelle du Gault et de la Gaize à Sainte-Adresse entre 19 et 43% , avec une densité variant de $1,76$ à $2,30$. Bien que ces valeurs regroupent deux lithologies, elles confirment la saturation naturelle en eau des argiles du Gault.

La taille des particules des argiles, obtenue par densimétrie, indique une forte proportion en éléments fins (Fig. 3.11) avec 25% de l'échantillon inférieur à $1,4\ \mu\text{m}$ avec un D_{50} de $7\ \mu\text{m}$.

La détermination des limites d'Atterberg sur les argiles albiennes donne $W_l = 84\%$, $W_p = 31,5\%$, $I_p = 52,5\%$. Selon la classification LPC/USCS, les argiles de l'Albien sont des argiles très plastiques (At) probablement en liaison avec leur composition (montmorillonite).

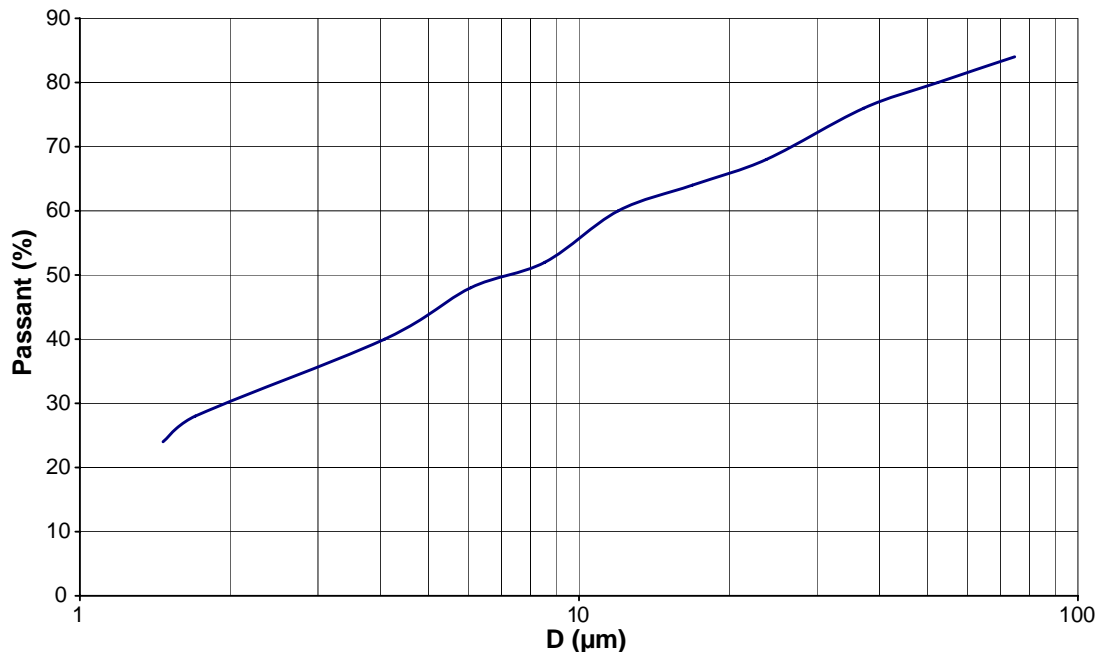


FIGURE 3.11: Granulométrie des argiles de l'Albien par densimétrie.

Les études précédentes (Buisson, 1952; Juignet, 1974) menées à Sainte-Adresse, indiquent pour les niveaux du Gault une limite de liquidité plus faible, comprise entre 38 et 61 % et une limite de plasticité comprise entre 21 et 31 %. Ce qui conduit à un indice de plasticité entre 17 et 30 %. Les argiles du Gault ont également été étudiées au Royaume-Uni, sur les glissements côtiers de l'île de Wight, à Folkenstone (Hutchinson, 1969; Hutchinson *et al.*, 1980), ainsi qu'à Ventnor (Palmer *et al.*, 2007a). Les dépôts du Gault sont plus épais (45 m) qu'à Sainte-Adresse (4-5 m (Juignet, 1974)), les variations de la limite de liquidité ont délimité différents niveaux au sein des argiles, Hutchinson (1980) distinguant quatre niveaux, alors que Palmer *et al.* (2007a) n'en discernent que trois (Tab. 3.6). Nos prélèvements présentent des limites de liquidité correspondant à la gamme du niveau moyen défini par Palmer et à la gamme du niveau supérieur de Hutchinson (Fig.3.12) .

W_l (‰)	W_p (‰)	I_p (‰)
84	31	52

(a) Cette étude

niveau	W_l (‰)
Supérieur	80 - 120
Moyen	50 - 75
Inférieur	90 - 110
base	70

(b) Hutchinson

niveau	épaisseur (m)	W_l (%)	W_p (%)	I_p (%)
Supérieur	15	40	20	20
		-	-	-
Moyen	18	80	40	40
		50	20	30
Inférieur	12	-	-	-
		100	40	60
-	-	40	20	20
		60	30	30

(c) Palmer et al.

TABLE 3.6: Limites de liquidité et de plasticité des argiles du Gault en France (a) et en Angleterre, sur l'île de Wight (b et c)

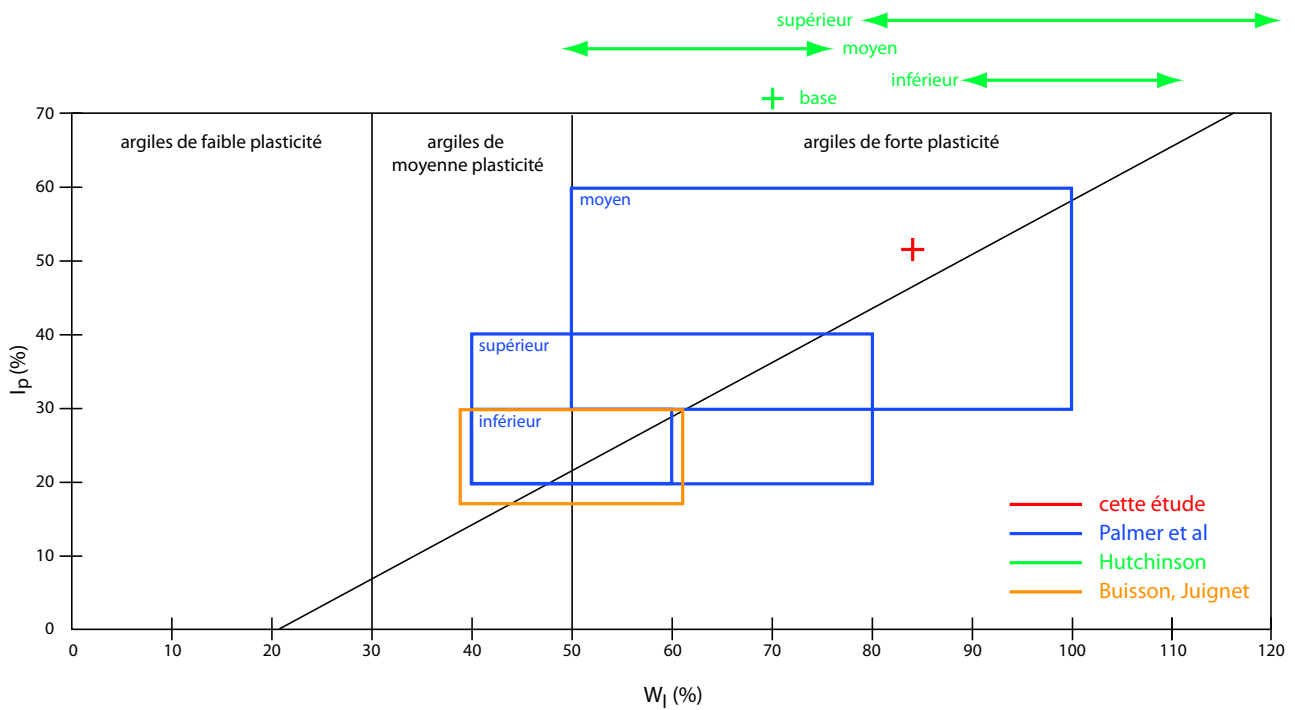


FIGURE 3.12: Positionnement dans un diagramme de Cassagrande des argiles de l'Albien.

Perméabilité des argiles albiennes

La perméabilité des argiles albiennes est mesurée à partir de cinq carottes (LH 4a, c, d, e, f). En plus de la détermination par écoulement lors de la phase de saturation, les valeurs de la perméabilité sont confirmées par

la relation (eq. 3.18) liant la perméabilité au module oedométrique (E_{oed}) et au coefficient de consolidation (C_v) :

$$K = \frac{C_v \times \gamma_w}{E_{oed}} \quad (3.18)$$

Au total, 16 valeurs de perméabilité sont obtenues, 11 par mesures expérimentales et 5 par corrélation à partir des courbes de consolidation des carottes. La perméabilité est homogène avec une valeur moyenne de 2.10^{-9} m/s (intervalle compris entre $4,41 \cdot 10^{-10}$ et $1,98 \cdot 10^{-8}$ m/s.). Très peu de dispersion est observée à l'exception de deux mesures sur l'éprouvette LH 4d proche de 2.10^{-8} m/s. Bien que la contrainte lithostatique appliquée aux couches de l'Albien, soit variable le long du trait de côte (de 0,7 MPa à 2 MPa), la perméabilité naturelle reste à une valeur constante correspondant à la valeur moyenne.

Sur le Gault anglais (Cripps et Taylor, 1987), la perméabilité varie entre $1,8 \cdot 10^{-11}$ et $6,9 \cdot 10^{-11}$ m/s sur des prélèvements altérés et diminue jusqu'à $2 \cdot 10^{-12}$ m/s pour des prélèvements sains. Soit entre 1 et 2 ordre de grandeur inférieur par rapport à nos prélèvements.

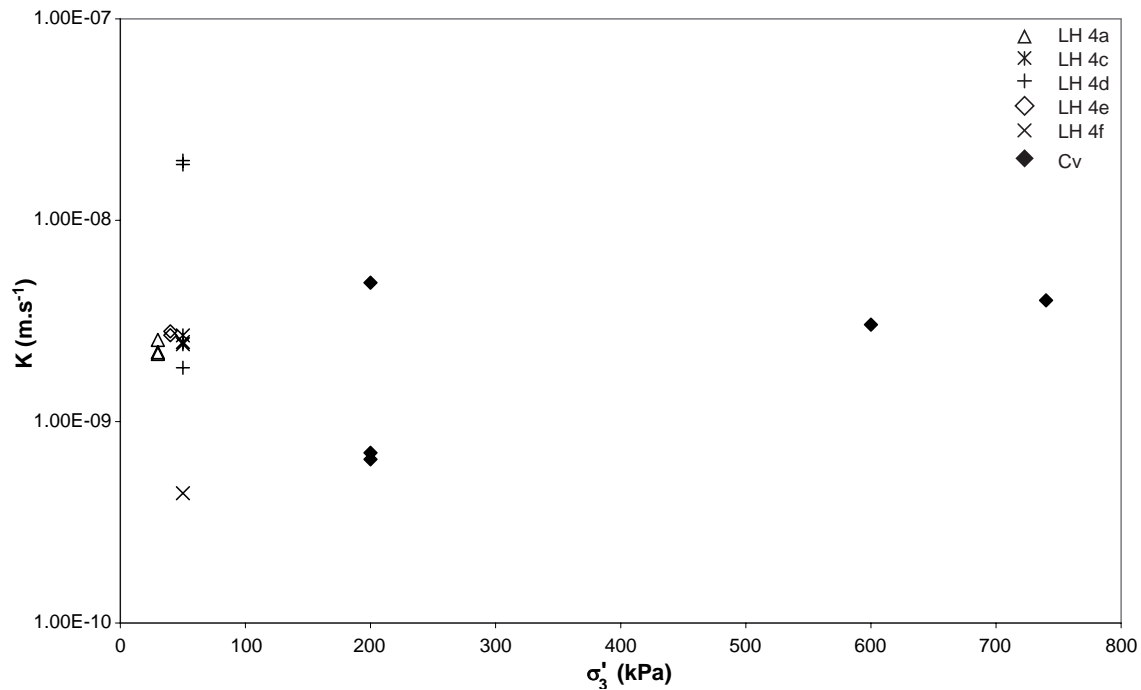


FIGURE 3.13: Perméabilité des argiles de l'Albien en fonction de la contrainte de confinement. La perméabilité n'est pas significativement réduite avec l'augmentation de la contrainte effective, par conséquent il n'y a pas de courbe de tendance pour cette lithologie.

Résistance maximale

Cinq éprouvettes sont cisailées à des confinements effectifs compris entre 200 kPa et 1 000 kPa (Fig. 3.14). L'évolution du déviateur illustre et confirme que les argiles albiennes sont plus plastiques que les argiles du Kimméridgien; une fois le pic de résistance atteint, le déviateur se maintient à cette valeur décrivant un palier. La rupture des éprouvettes est obtenue entre 10 et 15 % de déformation axiale, à l'exception de la carotte LH 35 dont la rupture se produit pour 28 %. La valeur maximale du déviateur enregistré sur chacune des éprouvettes est résumée dans le tableau 3.7.

Les résultats obtenus sur l'éprouvette LH 4e n'ont pas été retenus pour la détermination de la droite d'état critique. On remarque que l'éprouvette LH 4e confinée à $\sigma'_3 = 1\,000$ kPa, présente une résistance similaire à l'éprouvette LH 4d confinée à une contrainte plus faible ($\sigma'_3 = 740$ kPa). De plus, le plan de rupture sur cette éprouvette n'est pas lié à une unique sollicitation axiale. En effet, nous avons observé une rotation de la tête drainante pendant le cisaillement, qui a du provoquer cette rupture prématurée.

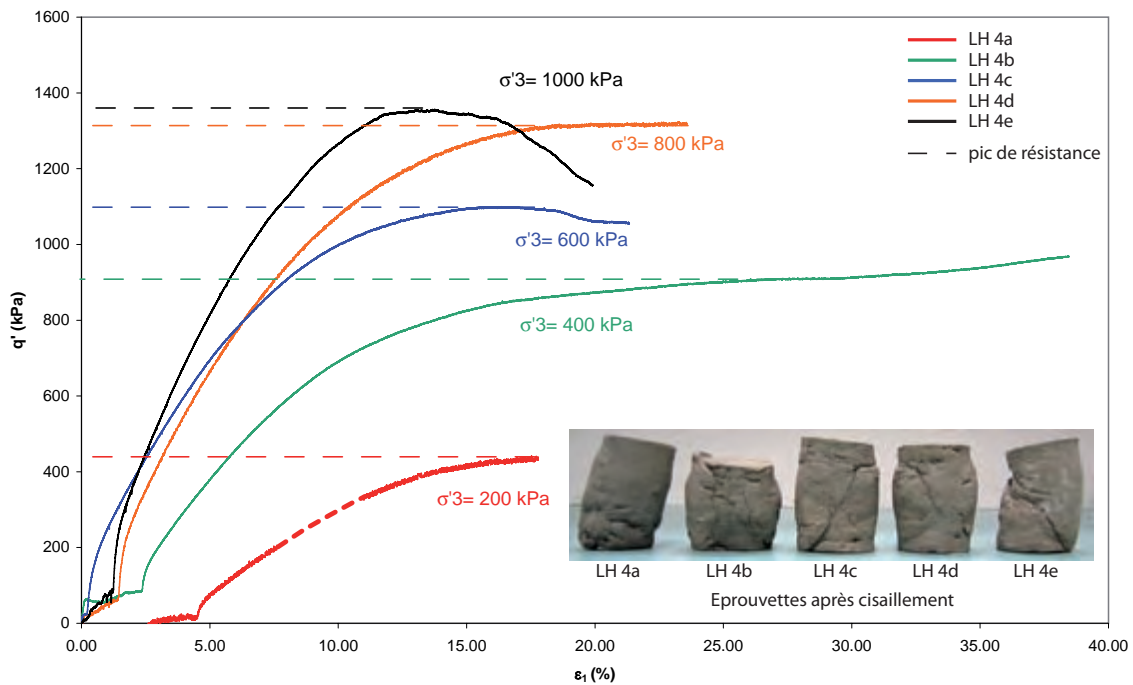


FIGURE 3.14: Cisaillement consolidé drainé sur les argiles de l'Albien. Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale.

La droite d'état critique déterminée à partir des quatre cisaillements a, b, c, d (Fig. 3.15) présente une ordonnée à l'origine $q_0 = 113$ kPa et une pente $M = 1,03$; le coefficient de corrélation vaut $R^2 = 0,98$. A partir des relations 3.16 et 3.17, l'angle de frottement interne effectif moyen vaut $\varphi' = 26^\circ$ et la cohésion effective moyenne vaut $c' = 54$ kPa.

La détermination graphique du module de déformation élastique est faite sur les carottes b, c, d et e. Le module est compris entre 7 et 21 MPa.

Échantillon	σ'_3 (kPa)	E_{50} (kPa)	E_{t50} (kPa)	q_m (kPa)
LH 4a	200	-	-	439
LH 4b	400	11 080	7 460	905
LH 4c	600	15 500	10 640	1 097
LH 4d	740	16 770	10 620	1 319
LH 4e	1 000	21 340	-	1 352

TABLE 3.7: Valeur du déviateur des contraintes à la rupture (q_m) et du module élastique (E_{50}) selon la contrainte de confinement appliquée pour les argiles de l'Albien.

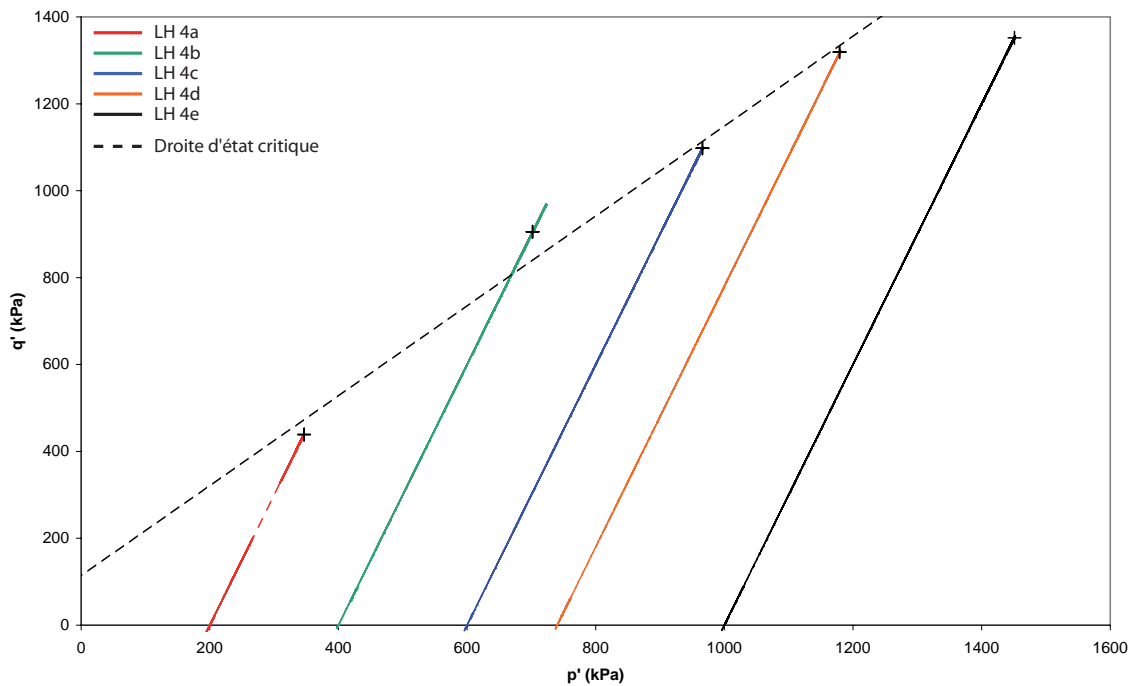


FIGURE 3.15: Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte effective moyenne. Cisaillement consolidé drainé sur les argiles de l'Albien

L'angle de frottement résiduel des argiles du Gault est bien documenté, ce qui n'est pas le cas de l'angle de frottement interne effectif. Buisson (1952) identifie φ entre 15 et 20° à Sainte-Adresse et φ_r entre 10 et 15°. Sur les argiles du Gault, au Royaume-Uni sur l'île de Wight, φ'_r varie entre 4° et 19° selon le site de prélèvement (Hutchinson, 1969; Hutchinson *et al.*, 1980, 1991; Moore *et al.*, 2007; Palmer *et al.*, 2007a), Hutchinson indique également que φ' atteint 33° au maximum sur des prélèvements riches en argiles (W_i entre 57 et 78 %) à Folkenstone. Cripps et Taylor indiquent une cohésion effective (c'), sur le Gault anglais

sain, de 25 à 124 kPa, cette valeur chutant à 10-14 kPa sur des prélèvements altérés (Cripps et Taylor, 1987). L'angle de frottement effectif (φ') est beaucoup plus variable de 19 à 53°, chutant à 23-25° pour des échantillons altérés. enfin le frottement résiduel (φ_r) est semblable entre échantillons sains (12-19°) et altérés (13-14°). La résistance de nos prélèvements est comparable à celle déterminée en Angleterre avec une cohésion effective et un angle de frottement effectif semblable. En revanche, les échantillons sont plus frottants que ce qu'indiquaient les précédentes études à Sainte-Adresse.

A partir de l'ensemble des paramètres obtenus, les valeurs moyennes suivantes ont été considérées comme caractéristiques du Gault Albien et utilisées par la suite pour les modélisations numériques.

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	c' (kPa)	φ' (°)	E_{50} (MPa)	E_{t50} (MPa)	
1 330	1 866	54	26	16,2	9,6	<i>moyenne</i>

TABLE 3.8: Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des argiles du Gault Albien.

3.3.3 L'argile à silex Plio-quaternaire

Les différentes propriétés mécaniques ne sont que partiellement représentatives des argiles à silex au sens large. La quantité de silex présente dans les prélèvements pouvant fortement en modifier les caractéristiques.

Identification

La partie argileuse des argiles à silex est assez homogène avec une masse volumique sèche moyenne de 1500 kg/m³. La teneur en eau naturelle varie de 16 à 30 %, n'entraînant qu'une faible variation de la saturation, entre 76 et 83 %. Il en ressort que la masse volumique naturelle varie très peu avec une valeur moyenne de 1850 kg/m³ (Tab. 3.9). L'indice des vides est homogène, entre 0,7 et 0,8, traduisant un volume de pore important au sein de l'argile.

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{nat} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	
1 524	1 848	21	0,71	80	<i>moyenne</i>
1 426	1 781	16	0,51	76	min
1 712	1 990	30	0,82	84	max
92	66	4	0,1	3	écart type

TABLE 3.9: Identification par pesées immergées de l'argile à silex. Le détail des analyses se trouve en annexe C.3.

Perméabilité

La perméabilité est mesurée sur deux prélèvements (LH 9a et b) contenant des éclats de silex entre 0,5 et 1 cm au sein de la matrice argileuse (Fig. 3.16). La masse des silex représente entre 13 et 35 % du poids total du prélèvement. Trois perméabilités sont obtenues ; elles sont comprises entre $9 \cdot 10^{-11}$ et $8 \cdot 10^{-10}$ m/s. Les argiles à silex constituent la formation géologique la plus récente. Par conséquent, la contrainte lithostatique qu'elles subissent est faible allant de 0 kPa en surface, jusqu'à environ 150 kPa à la base de la formation. La gamme de confinement utilisée (de 50 à 130 kPa) pour les mesures de perméabilités reproduit convenablement les conditions *in situ* des argiles à silex.

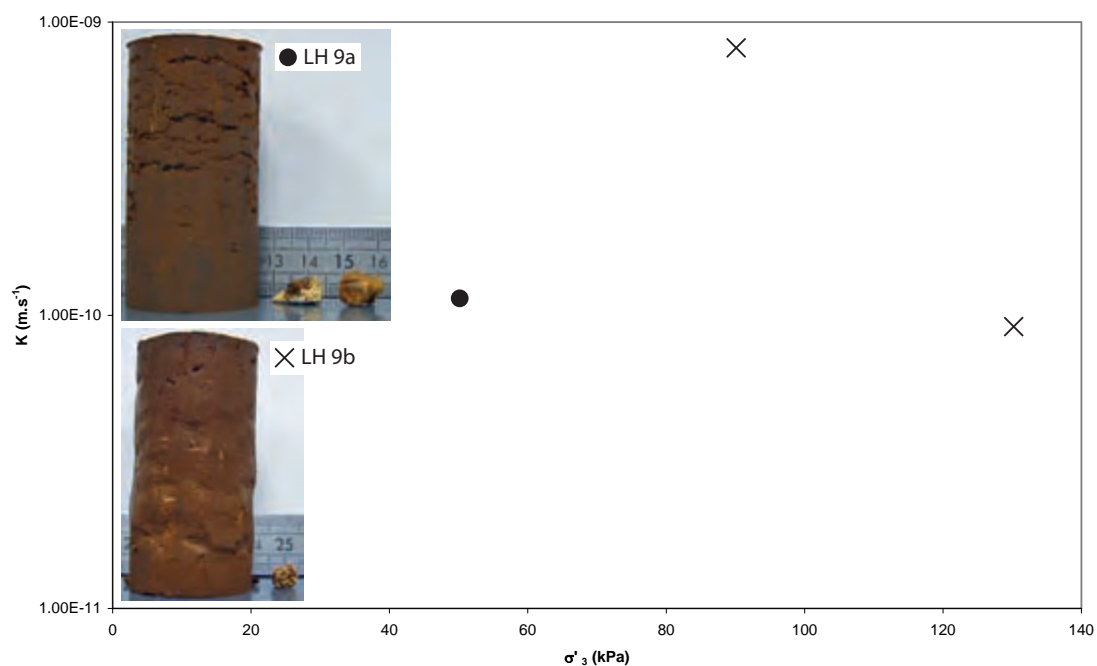


FIGURE 3.16: Perméabilité des argiles à silex en fonction de la contrainte de confinement. La taille des plus gros fragments de silex atteint 1,5 cm comme illustré sur chaque photo.

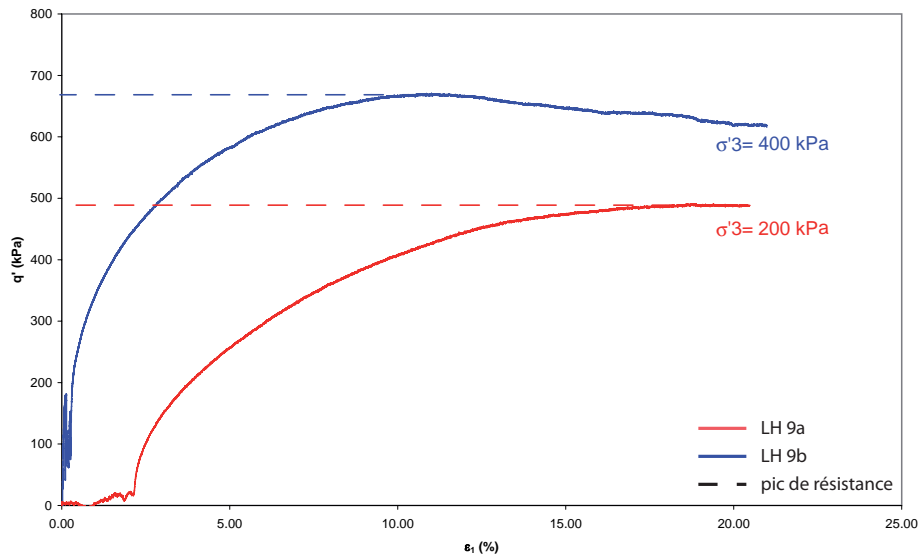
Résistance mécanique

Les deux carottes 8a et b sont cisailées après une consolidation à 0,200 et 0,4 MPa, respectivement. Le module élastique est compris entre 8,4 MPa et 32,6 MPa selon la pression de consolidation appliquée (Tab. 3.10). Bien que la détermination d'un critère de rupture lors de cisaillements triaxiaux nécessite au moins 3 essais à 3 contraintes de confinement différentes, nous avons testé dans notre cas d'en déduire le critère uniquement à l'aide des deux essais effectués. La droite d'état critique associée à ces deux essais est caractérisée par une pente $M = 0,68$ et une ordonnée à l'origine $q_0 = 240$ kPa, soit une cohésion effective

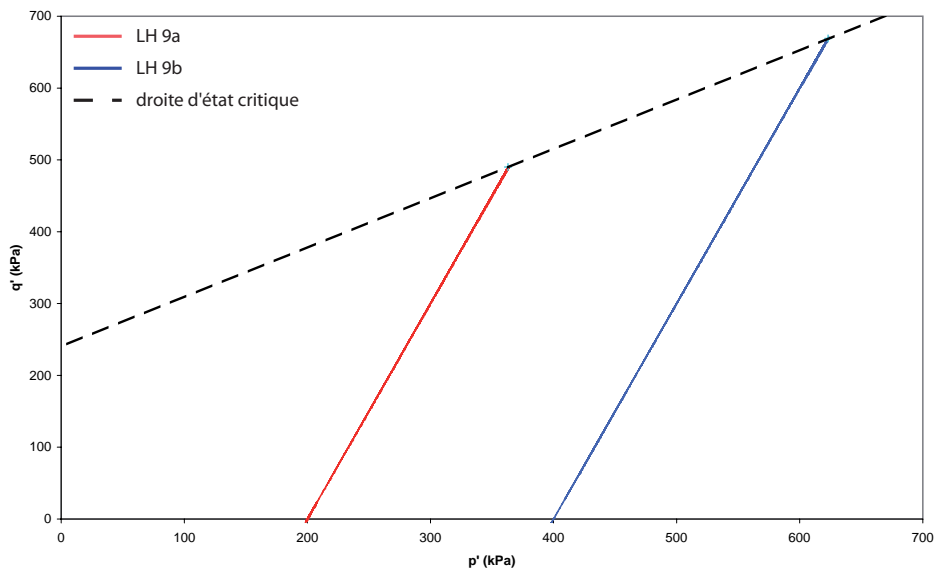
$c' = 113$ kPa et un angle de frottement interne effectif $\varphi' = 18^\circ$ (Fig. 3.17).

Échantillon	σ'_3 (kPa)	E_{50} (kPa)	q_m (kPa)
LH 9a	200	8 390	490
LH 9b	400	32 650	670

TABLE 3.10: Valeur du déviateur des contraintes à la rupture (q_m) et du module élastique selon la contrainte de confinement appliquée pour les argiles à silex.



(a) Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale



(b) Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte effective moyenne

FIGURE 3.17: Essais de cisaillement consolidé drainé sur les argiles à silex

Les paramètres mécaniques suivants sont retenus comme représentatifs des argiles à silex et utilisés dans les modélisations numériques.

$\rho_{sec} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$\rho_{sat} \text{ (kg/m}^3\text{)}$	$c' \text{ (kPa)}$	$\varphi' \text{ (}^\circ\text{)}$	$E_{50} \text{ (MPa)}$	$E_{t50} \text{ (MPa)}$	
1 524	1 938	113	18	20,5	9,2	<i>moyenne</i>

TABLE 3.11: Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des argiles à silex. La densité à saturation est calculée, contrairement aux autres paramètres mesurés.

3.3.4 Les sables de l’Aptien

Granulométrie

Selon Juignet (1974), les sables de l’Aptien sont majoritairement composés de zircon (40,7 %), tourmaline (26,2 %), rutile (6,4 %) associés aux minéraux du métamorphisme disthène (13,6 %), staurotide (8,6 %), andalousite (3,6 %) (Juignet, 1974).

Les analyses granulométriques de Juignet (1974) effectuées sur l’Aptien du pays de Caux ont montré une majorité de dépôts de sables fins, les dépôts devenant localement grossiers (0,5 - 1 mm), à très grossiers (1 - 2 mm) ; les niveaux fins étant généralement bien à très bien classés.

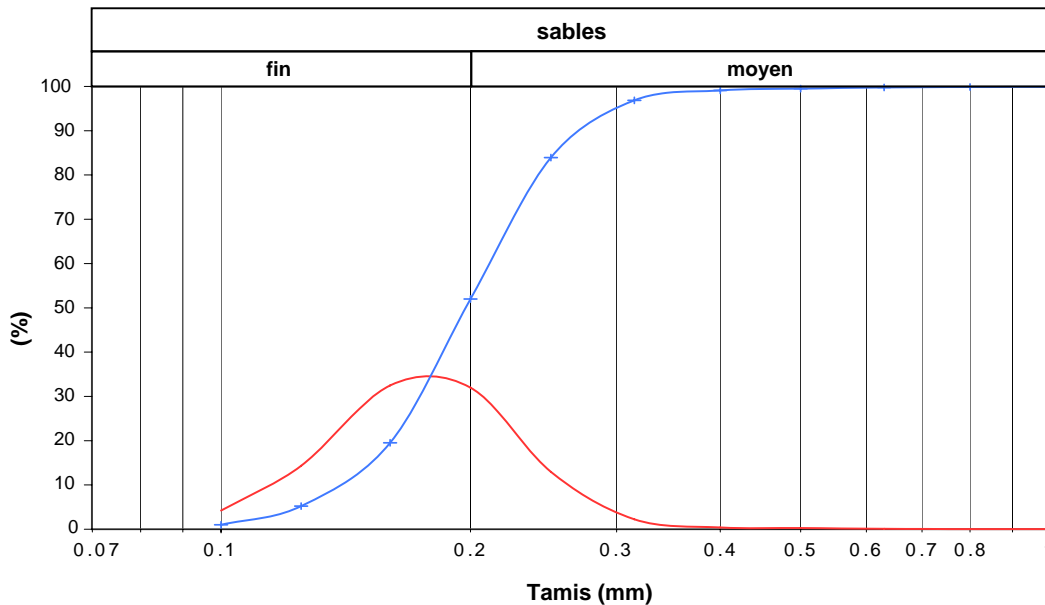


FIGURE 3.18: Granulométrie des sables aptiens. Tamisats cumulés (en bleu) et répartition en fréquence (en rouge).

Nos prélèvements viennent confirmer ces résultats, le sable ferrugineux aptien est un sédiment uniforme unimodal. Le diamètre moyen est compris entre 190-200 μm (Fig. 3.18) ce qui classe le sédiment comme un sable fin.

Le coefficient d'uniformité ($C_u = D_{60}/D_{10}$, avec D_x le diamètre équivalent à x % du tamisat) égal à 1,5 est caractéristique d'une granulométrie uniforme.

Le coefficient de courbure ($C_c = D_{30}^2/D_{60} \times D_{10}$) égal à 1,1 traduit un très faible étalement granulaire, caractéristique d'un sédiment bien classé.

Masse volumique

La procédure d'identification par pesée immergée n'a pas été complètement appliquée, les échantillons perdant toute cohésion au cours de l'étape de saturation dans le kerdane. La détermination des densités naturelles et sèches a été réalisée sur les carottes entières et non sur des chutes de prélèvements.

Deux séries de carottes se distinguent par leurs modes de préparation et par leurs caractéristiques : les échantillons a, b, c préparés par façonnage et les échantillons d, e, f directement carottés *in situ*. Des hétérogénéités apparaissent entre ces deux séries, préparées différemment (Annexe B).

Les échantillons préparés par façonnage sont certainement les plus représentatifs des sables aptiens car cette méthode n'implique aucun remaniement de l'échantillon. L'échantillonnage par carottage est susceptible de fortement remanier le prélèvement du fait de vibrations associées à l'avance par à-coups du carottier.

La masse volumique sèche vaut 1 550 kg/m^3 , avec une masse volumique naturelle supérieure à 1 600 kg/m^3 . La teneur naturelle en eau est faible et fortement variable allant de 4 à 15 %. La variabilité de la teneur en eau ne semble pas liée à la période de prélèvement, elle semble donc plutôt dépendre de la position du prélèvement au sein de l'affleurement, comme le montre le tableau en annexe C.4. La saturation est comprise entre 35 et 55 %. Les variations du degré de saturation sont corrélées avec celles de la teneur en eau.

$\rho_{sec} (kg/m^3)$	$\rho_{humide} (kg/m^3)$	$W_{nat} (0/0)$	e	$Sr_{nat} (0/0)$	
1 547	1 625	8	0,41	41	<i>moyenne</i>
1 242	1 243	4	0,40	35	min
1 587	1 675	14,5	0,42	54	max
27	68	3,5	0,01	9	écart type

TABLE 3.12: Résultat de l'identification des sables aptiens par la méthode d'immersion. Les résultats d'analyse des échantillons se trouvent en annexe C.4.

Des prélèvements en sondage indiquent une teneur en eau naturelle des sables de 16 à 24 % (Buisson, 1952), supérieure aux teneurs en eau de nos prélèvements. Sur nos prélèvements, cette différence pouvant

notamment provenir de pertes en eau entre la collecte et l'analyse. La densité, supposée à teneur en eau naturelle, varie de 1,84 à 2,01 ; par calcul, la densité sèche serait entre 1,48 et 1,72, nos prélèvements se positionnant dans la limite inférieure de cette gamme . Les variations dans la densité des sables provenant probablement de leurs compositions. Sinelle (1989) souligne une forte variabilité du contenu argileux des sables ; aucun pourcentage en éléments argileux n'est exprimé, il est indirectement estimé via l'indice de plasticité (limites d'Atterberg). Juignet (1974) a mesuré que le sable pouvait contenir 10 % d'argiles comme mesuré à Octeville. La teneur en glauconie varie également au sein du sédiment avec des variations allant respectivement de 14 à 20 %, à Octeville et Cauville (Juignet, 1974).

Les plus faibles densités de nos prélèvements, comparées aux valeurs de la bibliographie, pourraient s'expliquer par la présence de glauconie au sein des échantillons. La quantité d'argiles au sein des prélèvements étant inférieure à 1 % (Fig. 3.18). Une différence de compactage est également envisageable.

Perméabilité des sables

La perméabilité est mesurée sur les carottes d, e et f. Le confinement est compris entre 30 kPa (LH3 d) et 40 kPa (LH3 e et f) ; des valeurs bien inférieures à la contrainte lithostatique subie naturellement par les sables ($\sim 1,5$ MPa). Les valeurs de perméabilité sont comprises entre $1,37 \cdot 10^{-8}$ m/s (LH3 d) et $3,42 \cdot 10^{-7}$ m/s (LH3 e).

Alors que la perméabilité sur des sables grossiers a été mesurée à $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, sur des sables argileux glauconieux, elle a été calculée à $1 \cdot 10^{-8}$ m/s (Sinelle, 1989).

Résistance au pic des sables

A l'issue de la phase de saturation, il apparaît que les carottes ne sont pas parfaitement saturées. Le coefficient de Skempton maximum mesuré est entre 0,75 et 0,84 pour des pressions interstitielles entre 750 et 800 kPa et un confinement effectif de 50 kPa. La procédure de saturation n'a pas pu être poursuivie à des pressions plus élevées sous peine d'atteindre la limite mécanique de résistance de la cellule. De ce fait, les caractéristiques mécaniques obtenues ne correspondent pas à des paramètres effectifs mais à des paramètres apparents, surestimant les paramètres effectifs.

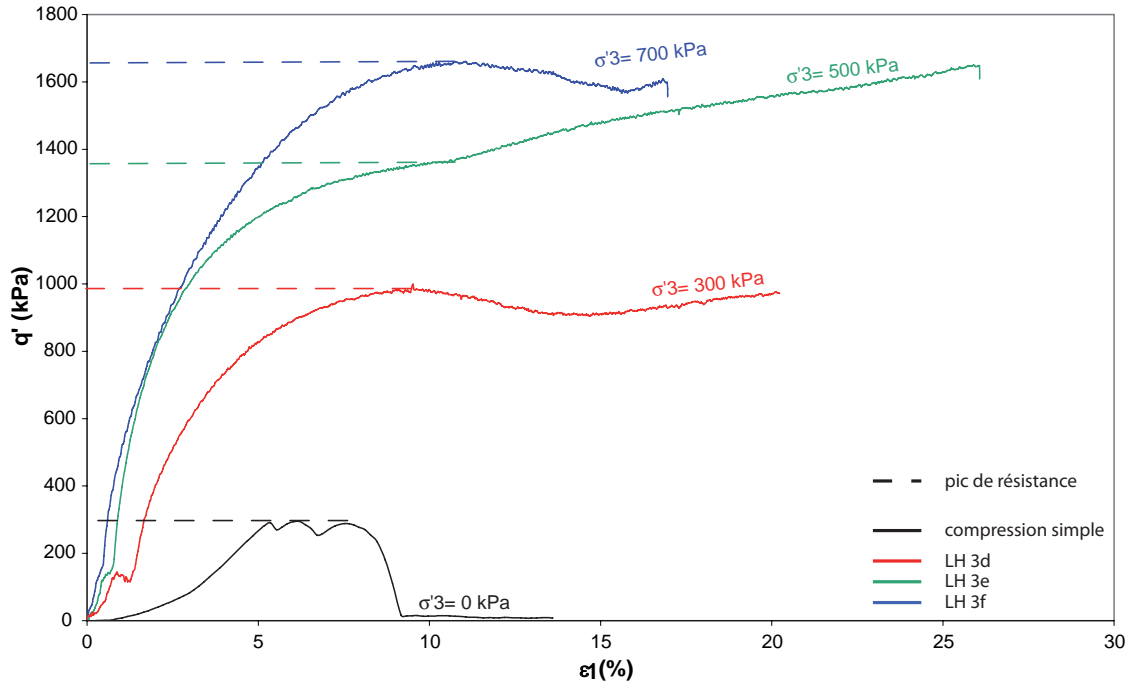


FIGURE 3.19: Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens et pic de résistance en compression simple (UCS). Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale

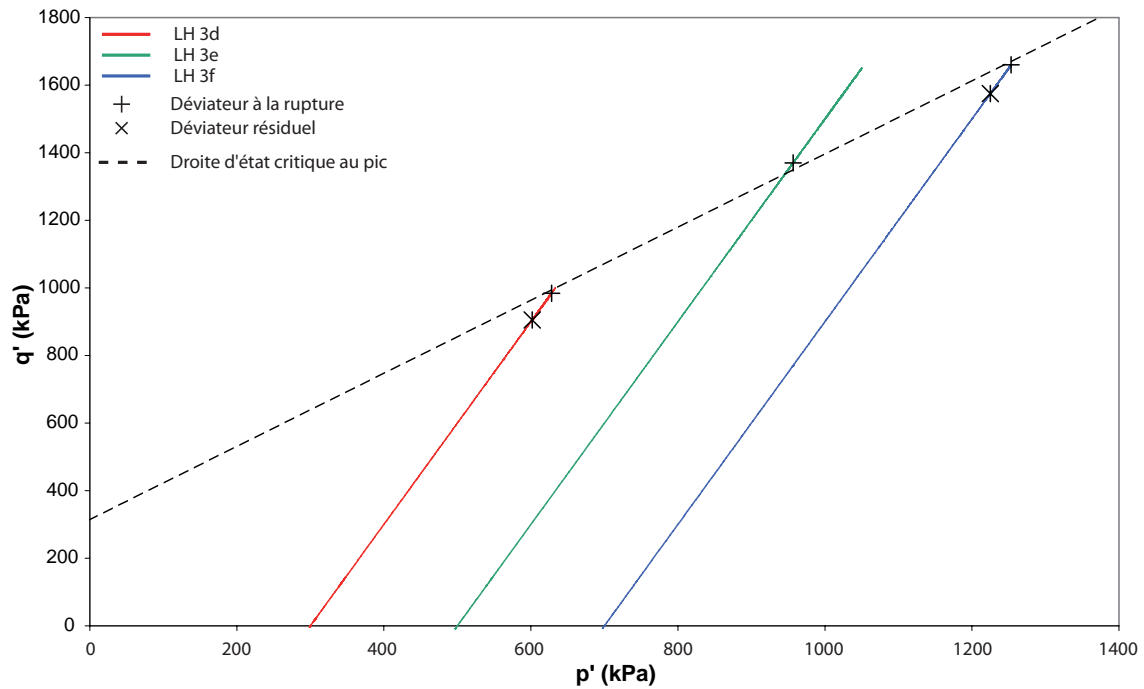


FIGURE 3.20: Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens. Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne

Le comportement mécanique sous contrainte déviatorique des échantillons d et f est caractéristique de matériaux surconsolidés avec une diminution du déviateur une fois la résistance au pic atteinte (adoucissement). En revanche, le comportement post-pic de l'échantillon e correspond à de l'écroutissage, c'est à dire que sa résistance croît au delà de la valeur au pic, après rupture de l'échantillon (Fig. 3.19).

Le cisaillement sur les sables aptiens a permis de caractériser à la fois, la résistance au pic de la roche ainsi que sa résistance résiduelle. Pour les trois carottes cisillées, la résistance au pic est obtenue à 10 % de déformation axiale (ε_1). Les valeurs du déviateur au pic (q_m), du déviateur résiduel (q_{res}) et du module d'élasticité sont résumées dans le tableau 3.13, elles valent :

Échantillon	σ'_3 (kPa)	E_{50} (kPa)	E_{t50} (kPa)	q_m (kPa)	q_{res} (kPa)
compression simple	0	-	-	295	-
LH 3d	300	31 850	22 000	984	905
LH 3e	500	60 000	36 350	1 370	-
LH 3f	700	41 850	27 900	1 660	1 575

TABLE 3.13: Valeurs du déviateur des contraintes à la rupture, déviateur au palier de résistance résiduel et module élastique en fonction de la contrainte de confinement effective pour les sables aptiens.

La corrélation par les moindres carrés permet d'établir une droite d'état critique au pic de résistance par : $q_0 = 313 \text{ kPa}$, $M = 1,08$ et $R^2 = 0,99$. La cohésion moyenne des sables aptiens vaut $c = 149 \text{ kPa}$. L'angle de frottement interne moyen atteint $\varphi = 27^\circ$.

La cohésion obtenue sur les sables apparaît élevée. On peut penser que la valeur de $B = 0,8$, qui rend compte de l'unsaturation parfaite de l'échantillon, met en évidence une cohésion capillaire qui s'ajoute à la cohésion de cimentation naturellement présente dans ce sable. Afin d'avoir une valeur de cohésion la plus fiable possible et représentative de la cohésion effective, les cisaillements consolidés drainés ont été complétés par des essais de compression simple sur éprouvettes sèches. Ils sont réalisés à l'air libre, sans aucune contrainte de confinement, ni pression interstitielle appliquée à l'éprouvette de roche.

Ces essais de compression simple ont été tracés dans le même repère ($q' = f(p')$) que les essais triaxiaux. Ceci a permis de rajouter un point supplémentaire pour caractériser le critère de rupture (Fig. 3.21). On constate que le nouveau critère donne une cohésion de l'ordre de 80 kPa et un angle de frottement de l'ordre de 27° ($q_0 = 68 \text{ kPa}$ et $M = 1.07$).

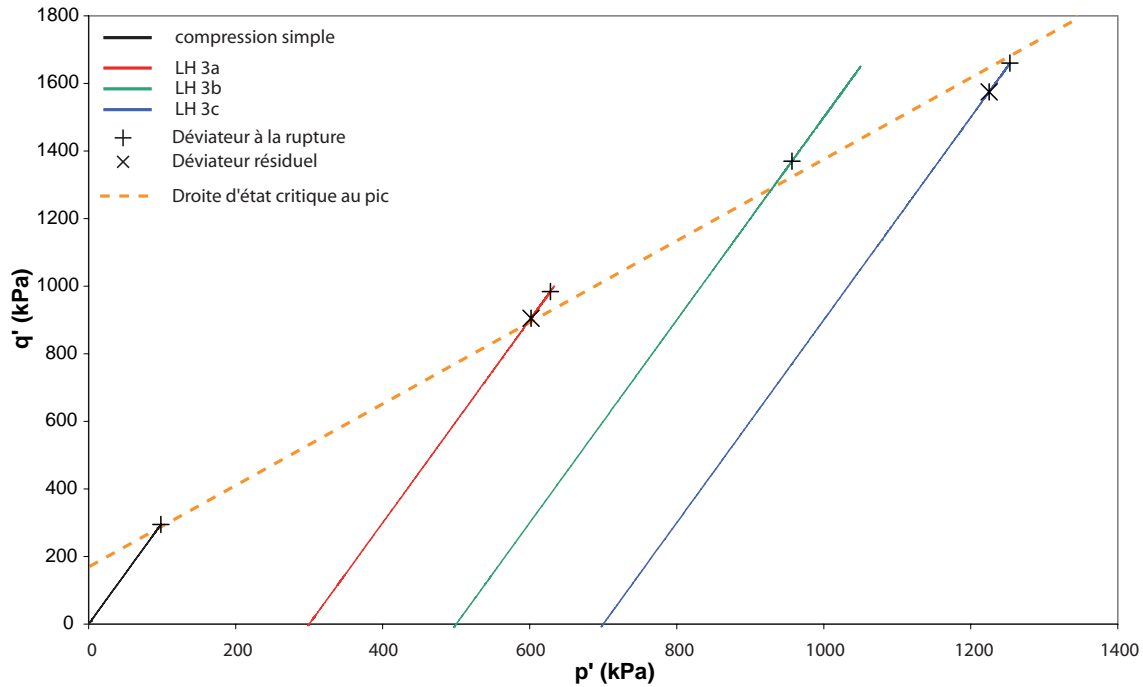


FIGURE 3.21: Cisaillement triaxial consolidé drainé sur les sables aptiens. Déviateur des contraintes en fonction de la contrainte moyenne

Enfin, la valeur de l'angle de dilatance (ψ) des sables Aptien est mesurée entre $0,2^\circ$ et 5° .

L'angle de frottement interne apparaît très variable au sein des sables Aptien selon la teneur en argiles des prélèvements (Sinelle, 1989). Les sables fins chargés en argiles ont un φ' entre 20 et 24° , l'angle de frottement montant jusqu'à 38° pour des sables propres grossiers ou fins (Buisson, 1952; Sinelle, 1989). En comparant l'angle de frottement, nos prélèvements se rapprochent plus des sables fins argileux que des sables fins propres.

Les caractéristiques mécaniques suivantes sont finalement retenues comme représentatives des sables Aptien.

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	c' (kPa)	φ' (°)	E_{50} (MPa)	E_{t50} (MPa)	
1 550	1 840	80	27	44,5	28,8	<i>moyenne</i>

TABLE 3.14: Valeurs caractéristiques des propriétés mécaniques des sables aptiens. la densité à saturation n'est pas mesurée, elle est calculée.

3.3.5 Les craies du Cénomaniien

Afin de caractériser la craie à silex, l'analyse mécanique s'est faite en deux temps : premièrement, une identification, la plus exhaustive possible, de chacune des phases à savoir : la matrice crayeuse et les inclusions

de silex ; deuxièmement, l'identification complète d'une carotte de craie à silex, contenant des inclusions en quantités différentes. La confrontation des différents résultats obtenus permet de mieux spécifier l'effet des silex dans la caractérisation de la craie. Les cisaillements triaxiaux de la craie à silex ont été réalisés au CETE Normandie-Centre, au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen. Le dispositif utilisé est identique à celui présenté précédemment, les capteurs de forces et la taille de la cellule triaxiale étant adaptés à la craie.

La phase craie

La matrice crayeuse est caractérisée principalement par immersion à partir de fragments provenant des différents blocs de craie prélevés. Des carottes viennent compléter les mesures obtenues lorsque ces dernières ne présentent pas d'incrustations de silex. Par ailleurs, les carottes constituées uniquement de craie ont permis de caractériser la perméabilité de la matrice crayeuse.

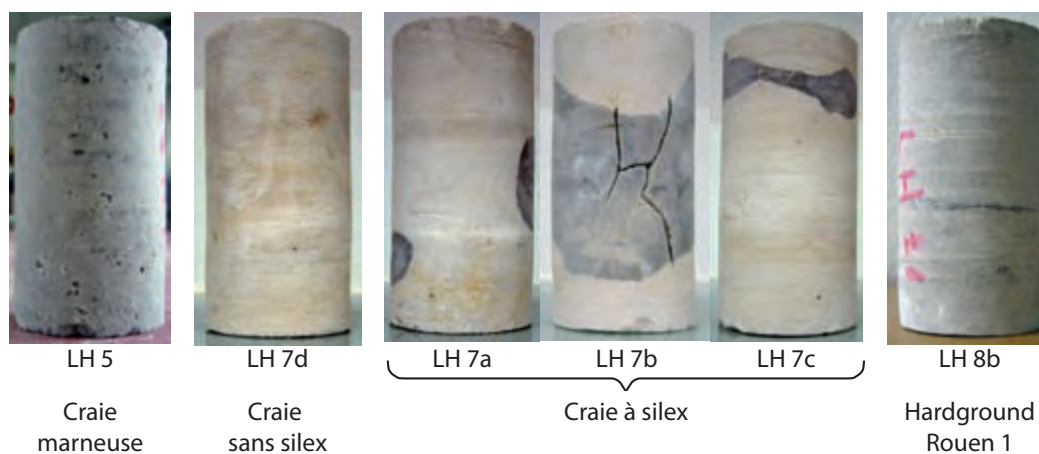


FIGURE 3.22: Carottes des différents faciès de la craie glauconieuse

Identification

Les résultats sont décomposés en deux tableaux :

- La matrice crayeuse de la craie glauconieuse sans silex, prélevée au niveau de la plage est analysée immédiatement après sa collecte en Mars 2006 (Tab. 3.15).

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{nat} (kg/m ³)	W_{nat} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	identifiant
1 3631	1 677	23	0,95	67	<i>moyenne</i>
1312	1435	9	0,84	25	min
1440	1920	37	1,02	100	max
37	192	11	0,05	36	écart type

TABLE 3.15: Matrice crayeuse naturelle sans silex identifiée par pesées immergées. Les mesures sont réalisées directement suite à la collecte de Mars 2006. L'annexe C.6 contient l'ensemble des mesures réalisées sur les échantillons LH 6. L'annexe C.8 contient les résultats des mesures sur la craie riche en glauconie.

- La caractérisation porte également sur la matrice crayeuse de la craie glauconieuse sans silex sur les prélèvements à proximité du hardground Rouen 1, positionnés plus haut dans la formation. Les prélèvements n'ont pu être confinés, les teneurs en eau correspondent donc à des teneurs en eau résiduelle (Tab. 3.16).

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	W (0/0)	e	Sr (0/0)	
1 712	1 755	2 033	2	0,56	8	<i>moyenne</i>
1 631	1 673	2 015	0,9	0,51	4	min
1 752	1 810	2 051	7	0,62	11	max
33	35	26	2	0,03	2	écart type

TABLE 3.16: Les mesures sont faites sur le bloc LH 7, prélevé en Septembre 2006, à la fois sur les carottes extraites de ce bloc et sur des fragments. Le bloc a séjourné plusieurs mois au laboratoire avant d'être caractérisé; du fait de sa taille il n'a pas été emballé. Ainsi, la teneur en eau (W), le degré de saturation (Sr) et la masse volumique humide (ρ_{humide}) mesurés sont associés à une teneur en eau résiduelle de la craie. Les masses volumiques saturées sont obtenues après saturation au laboratoire. Détails des mesures en annexe C.7.

La matrice crayeuse prélevée en pied de falaise (Tab. 3.15) est moins dense que la matrice caractérisant les prélèvements positionnés plus haut dans la falaise (Tab. 3.16). Ceci est confirmé par les masses volumiques sèches mesurées avec une masse volumique de 1 300 kg/m³ en pied de falaise et de 1 700 kg/m³ a proximité des hardgrounds. La même tendance est observée sur les masses volumiques à saturation comprises entre 1 800 et 2 000 kg/m³. La présence de glauconie ne modifie pas significativement la densité de la matrice crayeuse, seule la teneur en eau est affectée.

Tous les prélèvements LH 6 proviennent du pied de falaise et les teneurs en eau naturelle présentent une forte variabilité allant de 10 à 35 % (Tab. 3.15). Il est reporté dans la bibliographie une variation de la teneur en eau des craies cénomaniennes en présence d'argiles et de glauconie, Evrard et Sinelle (1980) caractérisent :

- La craie noduleuse glauconieuse par une teneur en eau de 7 à 11 %,
- La craie noduleuse par une teneur en eau de 17 %,

- La craie argileuse par une teneur en eau de 25 %.

Il a été également identifié, que la présence de glauconie et d'argiles diminue fortement du bas vers le haut au sein de la craie glauconieuse (Juignet, 1974). La brusque variation de la teneur en eau serait ainsi liée à une modification de faciès, la matrice passant d'une craie argileuse à une craie glauconieuse.

Les masses volumiques sèches caractéristiques de craies sableuses sont comprises entre 1 600 et 1 950 kg/m³ (Evrard et Sinelle, 1980) ce qui correspond aux échantillons LH 7. La craie argileuse se caractérisant par une masse volumique sèche entre 1 450 à 1 840 kg/m³ légèrement supérieure aux prélèvements LH 6.

Enfin, la teneur en carbonates atteint 93 % sur la craie noduleuse et diminue en présence de glauconie et d'argiles, atteignant 50 % sur une craie argileuse (Evrard et Sinelle, 1980; Doremus et Henry, 1985).

Perméabilité

La perméabilité de la matrice crayeuse est mesurée sur une section cylindrique de carotte constituée uniquement de craie sans silex (échantillon dans le prolongement de la carotte LH 7b, Fig. 3.22). Une dizaine de gradients hydrauliques ont été appliqués pour un seul et unique confinement effectif de 10 kPa. Les perméabilités mesurées se regroupent sur deux pôles de valeurs : le premier à $2,4 \cdot 10^{-08}$ m/s et le second à $1,7 \cdot 10^{-08}$ m/s sans corrélation quelconque avec le gradient hydraulique appliqué soit une perméabilité moyenne $K = 2 \cdot 10^{-08}$ m/s.

Résistance mécanique

Une seule carotte de craie (LH 7d) a été cisailée. En plus de cet échantillon, un prélèvement de craie marneuse riche en glauconie (LH 5, Fig. 3.22) a été cisailé, ainsi que deux prélèvements de craie collectés dans un niveau de hardground (LH 8a et b).

- La craie marneuse glauconieuse

Le cisaillement triaxial ($\sigma'_3 = 1,2$ MPa) sur la craie marneuse glauconieuse a mis en évidence une résistance au pic de 7,57 MPa associé à un module élastique tangent de 2,3 GPa.

- Le hardground

Le bloc LH 8 est prélevé sous le hardground Bruneval 1 (Juignet, 1974; Lasseur *et al.*, 2009) au dessous du niveau de craie noduleuse. Le faciès des prélèvements diffère fortement de ceux de la craie. Les prélèvements sont de couleur grise soulignant la présence de glauconie au sein de la craie ; de nombreuses passées sableuses apparaissent donnant un aspect grossier à la matrice.

Les cisaillements montrent une hétérogénéité des propriétés mécaniques du hardground. La première éprouvette, LH 8a, se caractérise par un pic de résistance de 4,46 MPa et un module d'élasticité de 310 MPa. La seconde éprouvette, LH 8b, est beaucoup plus résistante, dépassant les capacités de mesure du dispositif

triaxial. Le cisaillement est obtenu sur un dispositif plus puissant, via un essai de compression simple sur échantillon sec. La résistance au pic atteint 34 MPa avec un module d'élasticité compris entre 4,85 et 6,75 GPa.

Sur des prélèvements de craie noduleuse glauconieuse sèche, la résistance à la compression simple est comprise entre 126 et 240 MPa, la résistance chutant à 80 MPa pour des prélèvements humides (Evrard et Sinelle, 1980). Sur des échantillons secs, plus argileux, la résistance à la compression chute entre 60 et 140 MPa; sur échantillons humides, elle varie de 40 à 60 MPa (Evrard et Sinelle, 1980). Le niveau de hardground échantillonné apparaît donc comme peu résistant comparé à d'autres craies du Cénomaniens prélevées dans le secteur d'étude.

La craie à silex

Masses volumiques et teneurs en eau

La caractérisation de la craie à silex est réalisée sur les carottes entières et non sur des éclats ou des fragments. Les différentes densités du tableau 3.17 sont obtenues par mesure directe du poids de la carotte pour différentes teneurs en eau, les cylindres étant trop volumineux pour les pesées par immersion.

Les trois carottes mesurées contiennent un volume de silex très variable, bien que carottées à partir du même bloc. Une estimation visuelle du volume des silex par rapport au volume de la carotte varie d'environ 5 % pour LH 7a, 10 % pour LH 7c, à plus de 80 % pour LH 7b. Le volume de silex variant fortement entre les prélèvements, les valeurs moyennées du tableau 3.17 n'ont qu'une signification très relative. Chaque valeur individuelle étant déjà une moyenne entre x % de craie et $1 - x$ % de silex, la moyenne globale correspond à une craie avec un volume moyen de silex, uniquement représentatif des prélèvements et probablement peu représentative de la craie à silex à l'échelle de l'affleurement.

Bien que le volume de silex soit fortement variable entre les différentes carottes, la masse volumique sèche est très homogène, avec une valeur moyenne de $1\,680\text{ kg/m}^3$, alors que la masse volumique moyenne du silex est de $2\,260\text{ kg/m}^3$ et celle de la craie seule varie de $1\,300$ à $1\,700\text{ kg/m}^3$. La différence de masse volumique entre craie et craie à silex est faible, par conséquent les variations du rapport craie/silex n'ont que peu d'impact sur la densité de la carotte. Pour un volume important de silex (Fig. 3.22 LH 7b), la présence de fissures vient diminuer le volume total du silex, ce qui réduit sa contribution dans la masse volumique de la craie à silex. L'indice des vides et la teneur en eau de la craie à silex sont sensiblement identiques avec la craie la plus dense. Seule la masse volumique saturée semble légèrement plus élevée pour la craie à silex ($2\,300\text{ kg/m}^3$) que pour la craie ($2\,000\text{ kg/m}^3$).

ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{humide} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	W (0/0)	e	Sr (0/0)	
1 678	1 808	2 335	7,8	0,65	97	<i>moyenne</i>
1 609	1 726	2 004	3	0,60	84	min
1 727	1 936	2 890	15	0,69	100	max
50	90	480	5	0,06	15	écart type

TABLE 3.17: Masses volumiques de la craie à silex pour différentes teneurs en eau. La masse volumique à saturation est calculée et non mesurée. Le pourcentage de silex est estimé visuellement (voir annexe C.9).

Perméabilité

La perméabilité est déterminée sur deux éprouvettes : une chute de la carotte de craie LH 7d, contenant une passée de silex, et la carotte LH 7b où le silex représente plus de la moitié du volume de l'échantillon. Les prélèvements analysés proviennent du même bloc. La matrice crayeuse étant similaire entre les prélèvements, l'effet des silex sur la perméabilité des éprouvettes peut être apprécié. La mesure de la perméabilité s'est faite sous un faible confinement de 10 kPa pour des gradients hydrauliques allant de 20 à 70 kPa. Sur la chute 7d, contenant peu de silex, la valeur moyenne de la perméabilité est de $1,52 \cdot 10^{-09}$ m/s, soit un ordre de grandeur inférieur à la perméabilité de la craie ($1 \cdot 10^{-08}$ m/s). En revanche, sur la carotte LH7b riche en silex, les mesures indiquent une perméabilité moyenne de $1,81 \cdot 10^{-07}$ m/s. Cette perméabilité est inférieure à celle de la craie franche et bien inférieure aux valeurs mesurées sur l'échantillon précédent. La perméabilité élevée de l'échantillon 7b s'explique par la fissuration du silex (cf Fig. 3.22). Un réseau de fissures verticales interconnectées offre un chemin préférentiel de circulation de l'eau au sein de l'éprouvette; les fissures s'étendent jusque dans la matrice crayeuse, la faible perméabilité du silex est ainsi contournée.

La porosité du silex est très faible en comparaison de la matrice crayeuse, les bancs de silex dans la craie à silex sont donc en première approche des barrières hydrauliques naturelles à l'écoulement de l'eau interstitielle. Cependant, selon le degré de fissuration et l'épaisseur des bancs de silex, ces derniers se comportent plus comme des drains que comme des niveaux imperméables.

Résistance mécanique

Les éprouvettes 7a, et 7c (craie à silex) ont été cisailées, la carotte 7b étant naturellement fissurée, elle n'a pas été cisailée. A la différence des essais précédents, les carottes de craie à silex sont cisailées par un essai consolidé non drainé avec mesure de la pression interstitielle (CU+u). Le mode de représentation des essais (diagramme S-T) est différent afin de pouvoir interpréter les résultats malgré le peu d'échantillons cisailés. (diagramme S-T avec $S = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ et $T = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$).

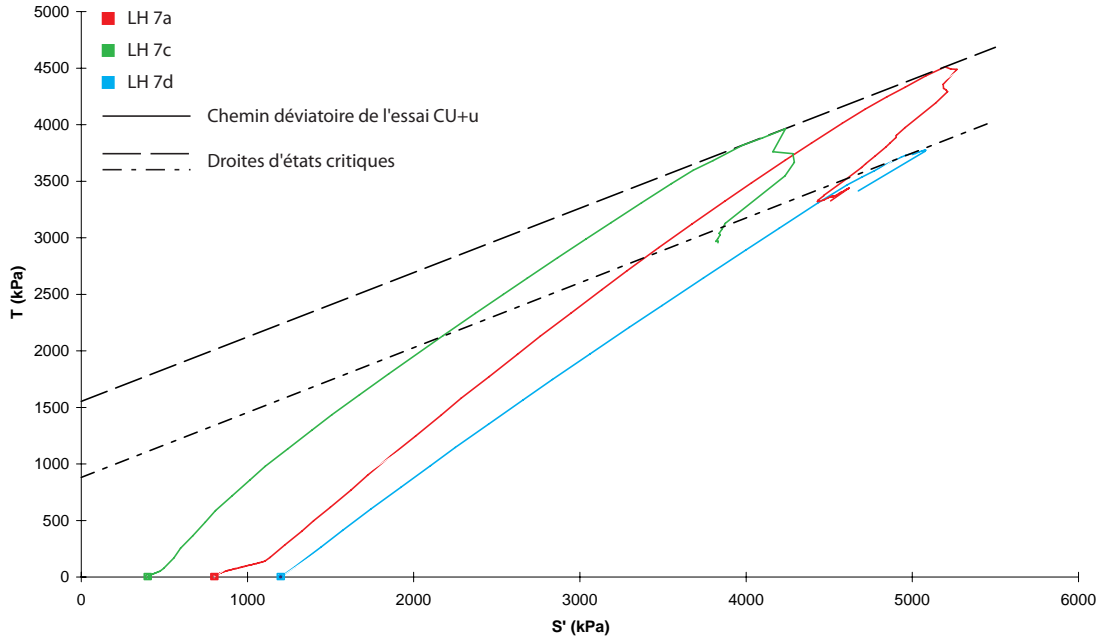


FIGURE 3.23: Chemins déviatoires, représentés dans le plan S-T (avec $S = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ et $T = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$), des essais CU+u sur la craie sans silex (LH 7d) et sur la craie à silex (LH 7a et c)

La pente (α) de la droite d'état critique dans le plan S-T est reliée à l'angle de frottement (φ') par $\alpha = \sin \varphi'$. L'ordonnée à l'origine T_0 caractérise la cohésion du matériau par la relation $T_0 = c \cos \varphi'$.

Les deux éprouvettes de craie à silex permettent d'identifier une cohésion effective $c' = 1890$ kPa associée à un angle de frottement interne $\varphi' = 35^\circ$. Le module élastique est compris entre 0,67 et 1,9 GPa (Fig. 3.24 et Tab. 3.18). La teneur en eau de la craie est identifiée comme un paramètre diminuant fortement la résistance de la craie. Le rapport entre module élastique sec et module élastique saturé est compris entre 1,6 (Sorgi et De Gennaro, 2007) et 2,4 (Taibi *et al.*, 2009) sur des craies du Turonien. Ce rapport n'est pas décrit pour des craies du Cénomaniens. Nous choisissons une moyenne des deux valeurs précédentes, soit un rapport $\frac{E_{sec}}{E_{sat}} = 2$. Les modules élastiques moyens saturés pour la craie à silex valent alors $E_{t50 sec} = 2600$ MPa et $E_{50 sec} = 2020$ MPa.

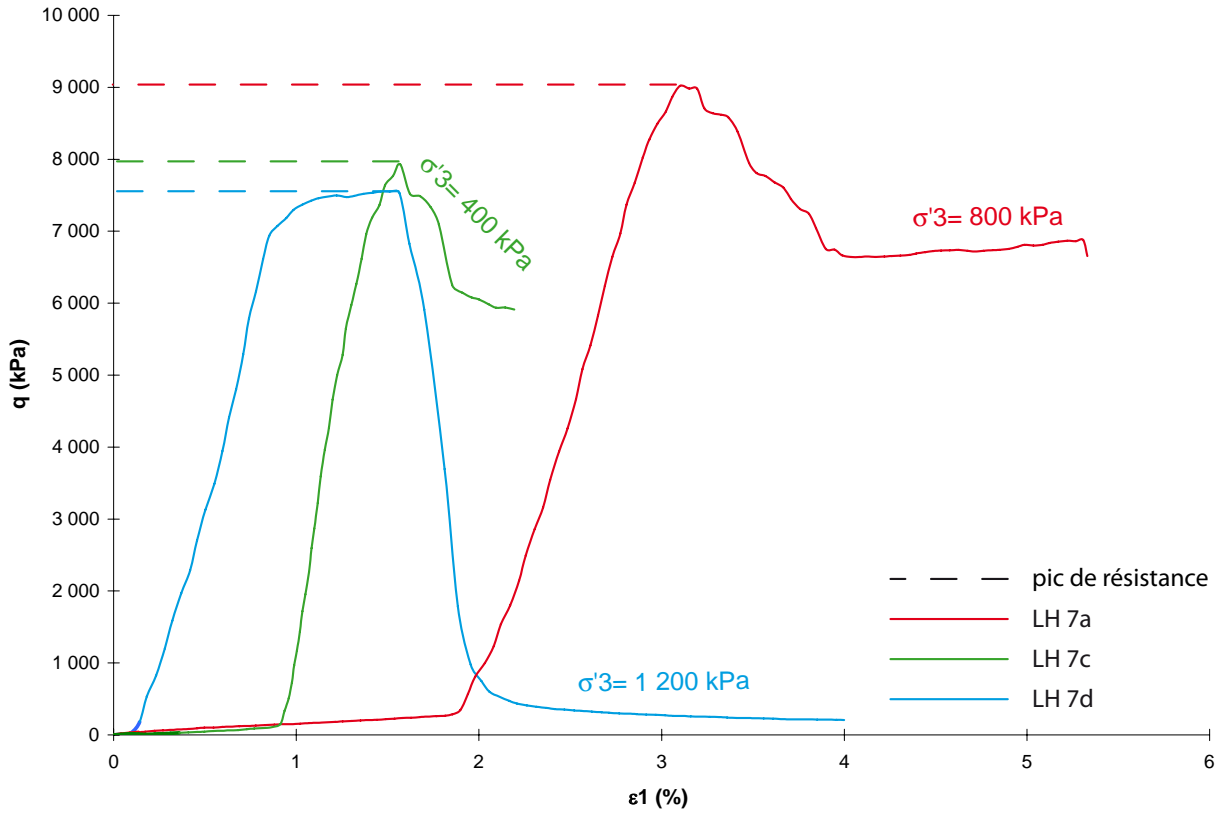


FIGURE 3.24: Cisaillement triaxial consolidé non-drainé sur les craies du Cénomaniens. Déviateur des contraintes en fonction de la déformation axiale.

	Échantillon	σ'_3 (kPa)	E_{50} (MPa)	E_{t50} (MPa)	q_m (kPa)
craie à silex	LH 7c	400	1 565	1 800	7 929
	LH 7a	800	686	927	9 021
craie sans silex	LH 7d	1 200	782	1 164	7 550

TABLE 3.18: Valeur du module élastique en fonction de la contrainte effective de confinement pour la craie à silex et sans silex.

En comparaison, la caractérisation de la craie seule (LH 7d) indique une cohésion de 1 075 kPa avec un angle de frottement interne de 35° et un module élastique tangent saturé de 1,16 GPa, soit un module élastique sec de 2,3 GPa.

La plus faible résistance de la craie sans silex est à nuancer du fait d'une panne du dispositif d'acquisition au début de la rupture de l'éprouvette 7d. L'enregistrement sur la figure 3.23 correspond à un second cisaillement, la contrainte axiale appliquée étant ramenée à zéro entre les deux cisaillements. L'échantillon est fissuré lors du deuxième cisaillement ; la cohésion de la craie s'en trouve donc réduite sans qu'une quantification soit

possible. En tenant compte de cet endommagement de la craie, l'effet des silex peut néanmoins être apprécié.

Au niveau de l'angle de frottement, selon que l'on suppose qu'il est supérieur ou bien égal à 35° pour la craie, les inclusions de silex tendent à le diminuer, voire à ne pas le modifier. Au niveau de la cohésion, le silex tend à augmenter sensiblement la résistance de l'éprouvette, cependant une quantification précise n'est pas possible, la carotte de craie franche étant pratiquement cisailée au moment de la perte d'acquisition. A partir des valeurs obtenues, on peut supposer le gain de cohésion lié à la présence de silex, comme étant inférieur à 800 kPa.

Les paramètres moyens suivants sont retenus pour caractériser la craie à silex cénomaniennes.

ρ (kg/m^3)	c' (kPa)	φ' ($^\circ$)	E_{50} (GPa)	E_{t50} (GPa)		
1 680	1 900	35	2,0	2,6	sec	<i>moyenne</i>
2 030	1 900	35	1,0	1,3	saturé	

TABLE 3.19: Valeurs moyennes caractéristiques des propriétés mécaniques des craies à silex cénomaniennes. la densité à saturation n'est pas mesurée, elle est calculée.

Le silex

Les échantillons analysés sont des éclats de silex appartenant aux différents blocs collectés. La caractérisation physique s'est limitée aux pesées immergées, il n'a pas été possible de produire des carottes cylindriques de silex. Par conséquent, ni la mesure de la perméabilité, ni la mesure de la résistance mécanique n'ont été réalisées.

Les blocs de craie ayant séjourné plusieurs mois au laboratoire avant l'extraction des silex, la teneur en eau mesurée correspond à une teneur en eau résiduelle (1 %).

Les silex présentent une masse volumique sèche moyenne de $2\,260\text{ kg}/\text{m}^3$. Ils apparaissent très compacts, avec un très faible volume de pores ($e \approx 0,1$). Au sein du silex, les cristaux sont beaucoup plus jointifs que dans une roche d'altération, par conséquent le volume des pores est très fortement réduit. Des mesures de porosité sur silex indiquent des tailles de pores entre $0,3$ et $0,5\ \mu\text{m}$, associées à une infraporosité entre 50 et $100\ \text{Å}$ (Lautridou, 1985). La résistance à la compression simple donne, sur des silex très compacts, une valeur de 391 MPa.

ρ_{sec} (kg/m^3)	ρ_{humide} (kg/m^3)	W_{eau} (0/0)	e	Sr_{nat} (0/0)	
2 261	2 284	1	0,15	18	<i>moyenne</i>
2 166	2 192	0,7	0,08	15	min
2 400	2 418	1,7	0,20	26	max
75	70	0,3	0,04	3,6	écart type

TABLE 3.20: Méthode d'immersion appliquée à des éclats de silex Cénomaniens. L'annexe C.5 résume le détail des mesures.

3.4 Synthèse

Les différents essais de caractérisation mécanique entrepris sur les cinq lithologies majeures de la falaise que sont les argiles à silex plio-quaternaire, la craie à silex cénomanienne, les argiles de l’Albien, les sables de l’Aptien et l’argile du Kimméridgien, confirment dans leur majorité les caractéristiques connues. En complément de ces paramètres, la résistance des roches est complétée par l’apport des valeurs de cohésion et d’angle de frottement ; la rigidité des roches étant renseignée par les valeurs du module élastique de déformation.

Sur les cinq lithologies caractérisées, les sables aptiens et la craie à silex du Cénomaniens se distinguent nettement des argiles kimméridgiennes, albiennes et des argiles à silex. La craie à silex apparaît comme la formation la plus résistante et la plus raide, du fait de sa cohésion et de son module élastique élevé. Viennent ensuite les sables de l’Aptien, avec une résistance légèrement supérieure aux argiles, seul l’angle de frottement et le module élastique les distinguent des argiles, la cohésion étant inférieure à 100 kPa. Enfin malgré une composition (minéralogie, teneur en carbonate) très différente entre les formations du Kimméridgien, de l’Albien et du quaternaire, les argiles sont très semblables du point de vue mécanique. Le module élastique est homogène autour de 10 MPa soulignant une déformation importante pour de faibles contraintes. L’angle de frottement interne des argiles du Kimméridgien et de l’Albien est très proche et seule la cohésion montre une variation entre les deux formations, les argiles albiennes étant les plus cohésives. Les argiles à silex ont la cohésion la plus forte mais l’angle de frottement le plus faible parmi toutes les argiles.

	ρ_{sec} (kg/m ³)	ρ_{sat} (kg/m ³)	W_l (0/0)	W_p (0/0)	K (m/s)	c' (kPa)	φ' (°)	E_{50} (MPa)	E_{t50} (MPa)	
argiles du Kimméridgien	[12]		39	19	$1,23 \cdot 10^{-9}$ $2,25 \cdot 10^{-11}$	[4]				
	1 645	2 043				39	23	20,9	13,1	
argiles de l’Albien	[6]		84	31,5	$2 \cdot 10^{-9}$	[7]				
	1 330	1 866				54	26	16,2	9,6	
argiles à silex	[13]		-	-	$1 \cdot 10^{-10}$	[2]				
	1 524	1 938				113	18	20,5	9,2	
sables de l’Aptien	[11]		-	-	$3,42 \cdot 10^{-7}$ $1,37 \cdot 10^{-8}$	[7]				
	1 550	1 840				80	27	44,5	28,8	
craie à silex du Cénomaniens	[22]		-	-	$1,52 \cdot 10^{-9}$	[3]				
	1 680	-				1 900	35	2 020	2 600	sec
	-	2 030						1 010	1 300	sat uré

TABLE 3.21: Synthèse des caractéristiques mécaniques des lithologies. Le chiffre entre crochets rappelle le nombre d’échantillons analysés.

Chapitre 4

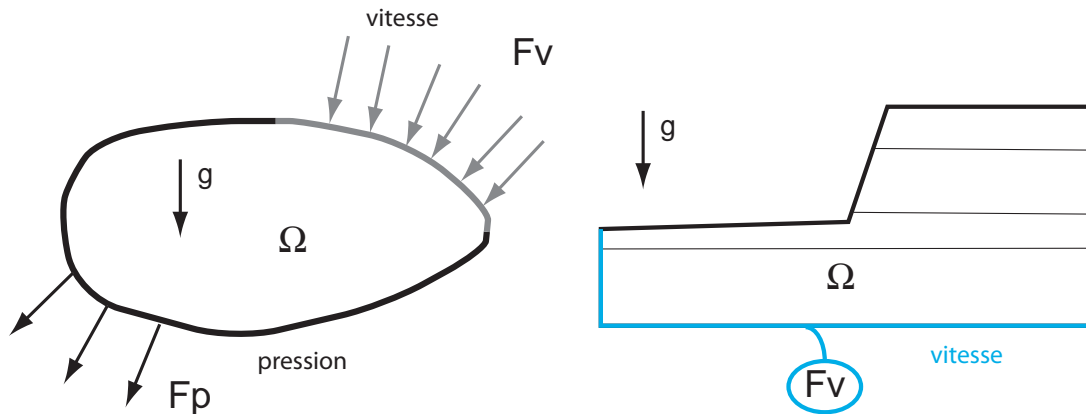
Modélisation numérique en éléments finis (ADELI)

Sommaire

4.1	Le principe de la modélisation	108
4.2	La méthode des éléments finis	109
4.2.1	Discrétisation spatiale	109
4.2.2	Discrétisation temporelle	109
4.3	Le code de calcul ADELI	110
4.3.1	Modélisation des glissements gravitaires	110
4.3.2	La méthode de relaxation dynamique	111
4.3.3	Critères de détection de l'instabilité d'une maille	112
4.3.4	Lois de comportements mécaniques disponibles dans ADELI	113
4.3.5	Choix de critères pour le secteur d'étude	116
4.4	Modélisation de l'instabilité de falaises littorales multi-couches	117
4.4.1	Les conditions aux limites	117
4.4.2	Géométries des couches	120
4.4.3	Validation des paramètres numériques	122
4.4.4	Paramètres mécaniques utilisés	125
4.5	Résultats	125
4.5.1	Mécanisme de glissement de la falaise	125
4.5.2	Variation latérale de la déformation en rapport avec la position des niveaux d'argiles	128
4.5.3	Limitations de la méthode	137
4.5.4	Influence du profil de falaise	140
4.5.5	Composition du dépôt de pied	145
4.5.6	Correspondance des vitesses numériques et mesures à Sainte-Adresse	146
4.6	Discussion	147

4.1 Le principe de la modélisation

La simulation d'un problème physique repose sur la transcription des principes généraux de la physique et de la thermodynamique (ex : conservation de la masse) en un système d'équations dont la résolution est approchée par un ensemble de simplifications. Le système d'équations est là pour décrire le comportement d'un objet, c'est à dire caractériser l'équilibre d'un corps et son comportement en réponse aux sollicitations qui lui sont appliquées (Fig. 4.1a).



(a) Schématisation d'un problème mécanique.

(b) Modèle de référence. Idéalisation du problème mécanique pour l'étude des instabilités côtières.

FIGURE 4.1: Représentation d'un problème mécanique. Ω : le domaine d'étude, F_v : frontière du corps soumis à une contrainte en vitesse, F_p : domaine soumis à une condition aux limites en pression, g : force de gravité.

La première approximation consiste à passer du milieu naturel hétérogène à un milieu idéalisé continu et homogène. Le domaine peut être constitué de plusieurs parties, l'important étant que Ω soit composé de blocs dans lesquels la notion de milieu continu soit applicable.

Vient alors une série d'hypothèses simplificatrices, afin que le problème mécanique se rapproche le plus possible d'une situation simple appelée modèle de référence (Fig. 4.1b) :

- choix de la géométrie,
- choix du comportement de Ω (loi mécanique),
- définition et applications des contraintes externes.

Le problème mécanique se résume alors à exprimer l'évolution de Ω , les forces internes (contraintes) développées, les déplacements et les déformations du domaine en imposant l'équilibre des forces. Les équations mises en jeu par le modèle de référence ne sont pas directement solvables, sauf cas particulier. Leurs résolutions nécessitent d'approximer la nature de la solution en supposant une forme mathématique particulière.

4.2 La méthode des éléments finis

4.2.1 Discrétisation spatiale

Elle consiste à décomposer le milieu Ω en un ensemble d'éléments géométriques simples comportant chacun n noeuds. L'ensemble des éléments (ou mailles) constitue un maillage du milieu étudié. Le découpage du milieu se fait en respectant des critères simples : pas de recouvrements des éléments ni de trous, et mise en commun des noeuds avec les éléments voisins. A chaque élément est attaché un ensemble m de fonctions d'interpolations ; l'approximation par éléments finis consiste à trouver les valeurs des fonctions inconnues recherchées aux n noeuds du maillage. Pour les problèmes 2D, le code utilise des éléments finis simples : des triangles à $n = 3$ noeuds, à 6 degrés de liberté et à déformation constante. Le problème mécanique discrétisé prend alors la forme suivante :

$$F_{int} + F_{ext} = M.\ddot{U} \quad (4.1)$$

où F_{int} et F_{ext} sont les vecteurs des forces intérieures (contraintes) et des forces extérieures (surfaiques, volumiques et de contact), M la matrice de masse et \ddot{U} le vecteur des accélérations des noeuds du maillage. Ces différents termes s'obtenant par l'assemblage des contributions de chaque élément constituant Ω .

4.2.2 Discrétisation temporelle

Un schéma aux différences finies est alors appliqué pour approcher le problème discret précédent (eq. 4.1). L'axe des temps est découpé en intervalles de longueur Δt (Fig. 4.2), ce qui permet d'évaluer les dérivées temporelles par des rapports aux différences finies. Dans ce code, les différences finies explicites sont utilisées ; les déplacements et accélérations sont déterminés aux extrémités des incréments de temps et les vitesses sont évaluées au milieu de chaque intervalle. L'accélération s'obtient à partir de l'équation 4.1 :

$$\ddot{U}^i = M^{-1} \cdot (F_{ext}^i + F_{int}^i) \quad (4.2)$$

les vitesses $\dot{U}^{i+1/2}$, calculées à l'instant $t_i + \frac{1}{2}\Delta t_{i+1}$ sont données par :

$$\dot{U}^{i+1/2} = \dot{U}^{i-1/2} + \frac{1}{2}(\Delta t_i + \Delta t_{i+1})\ddot{U}^i \quad (4.3)$$

et les déplacements au temps t_{i+1} par :

$$U^{i+1} = U^i + \Delta t_{i+1}\dot{U}^{i+1/2} \quad (4.4)$$

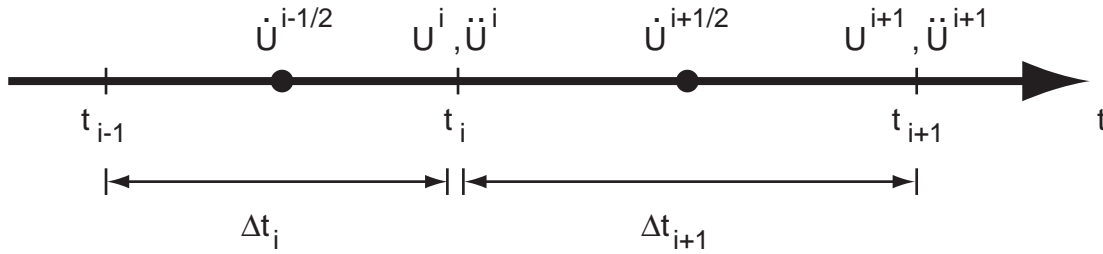


FIGURE 4.2: Discrétisation de l'axe des temps par différences finies explicites. (Hassani, 1994)

Ainsi, les valeurs des grandeurs calculées ne dépendent que des valeurs prises aux instants précédents. La méthode explicite présente comme avantage que seule la matrice de masse M est à inverser, le coût en temps de calcul de cette opération est fortement réduit en choisissant M diagonale. Par contre, la stabilité d'un tel schéma est conditionnée par la longueur du pas de temps. Ce dernier doit être suffisamment petit pour que les approximations soient suffisamment précises et il ne doit pas dépasser une valeur critique pour garantir la stabilité de l'algorithme. Cette valeur maximum du pas de temps doit être inférieure au temps de propagation de l'information entre deux noeuds du maillage :

$$\Delta t \leq \frac{2h}{V_p} \quad (4.5)$$

avec h la taille de la maille et $V_p = \sqrt{\lambda + 2\mu/\rho}$ la vitesse de propagation des ondes sonores (λ et μ les paramètres élastiques de Lamé et ρ la densité). Cette condition de stabilité du schéma en différences finies explicites appliquée à des modèles géologiques est problématique. La longueur du pas de temps atteint la milliseconde, ce qui n'est pas envisageable pour des applications sur une échelle de plusieurs dizaines d'années. Pour contourner ce problème, la méthode de la relaxation dynamique est utilisée afin de satisfaire aux conditions des différences finies explicites.

4.3 Le code de calcul ADELI

4.3.1 Modélisation des glissements gravitaires

Les méthodes en éléments finis sont souvent utilisées dans l'étude des mouvements gravitaires dans les Alpes suisses (Eberhardt *et al.*, 2004), italiennes (Forlati *et al.*, 2001) ou les Pyrénées espagnoles (Hürlimann *et al.*, 2006). Pour l'étude entreprise, nous avons utilisé le code en éléments finis ADELI (Hassani, 1994; Hassani *et al.*, 1997; Chéry *et al.*, 2001). Bien que ce code soit initialement développé pour la modélisation des déformations lentes de l'ensemble de la lithosphère, en particulier pour les zones de subduction (Hassani *et al.*

(1997); Chemenda *et al.* (2001); Bonnardot *et al.* (2008)). Il a également été utilisé pour la modélisation de systèmes extensifs (rifting en Islande, Berger *et al.* (2004)), les secteurs transformants (faille de San Andreas, Chéry *et al.* (2001)), les *fold-and-thrust* (chaîne Varisque, Vanbrabant *et al.* (1999)), les domaines en compressions (sud-est du Tibet, (He et Lu, 2007) ; transect Inde-Tibet, (Hetényi *et al.*, 2006)). Ses caractéristiques le rendent aussi utilisable pour la modélisation des mouvements gravitaires (Bachmann *et al.*, 2008; Tric *et al.*, 2010).

4.3.2 La méthode de relaxation dynamique

Le code ADELI est écrit pour résoudre des problèmes statiques ou quasi-statiques. La formulation discrète de ces situations est :

$$F_{int} + F_{ext} = 0 \quad (4.6)$$

La spécificité de la relaxation dynamique consiste à exprimer le membre de droite de l'équation 4.6 comme une somme de termes dont le résultat est nul. La méthode introduit un terme inertiel fictif $M\ddot{u}$ dans l'équation discrétisée de la dynamique. La matrice des masses M est construite pour remplir les conditions de stabilité des différences finies explicites (Eq. 4.5). La construction de M se fait par le calcul de densités fictives $\bar{\rho}$, selon l'équation 4.7 :

$$\bar{\rho} = \left(K + \frac{4}{3}G \right) \left(\frac{r\Delta t}{h} \right)^2 \quad (4.7)$$

où K et G sont respectivement les modules de compression et de cisaillement, Δt la longueur du pas de temps défini par l'utilisateur, h la plus petite taille du maillage et r un coefficient de sécurité supérieur à 1 (Hassani *et al.*, 1997). Ainsi, le choix de la taille du maillage et de la durée du pas de temps déterminées par l'utilisateur, respectent les critères de stabilité de la méthode de discrétisation utilisée, le critère étant validé en employant la densité fictive.

Pour maintenir une somme des forces appliquées au système nulle, et donc un équilibre quasi-statique vérifié, l'inertie fictive doit être compensée. L'introduction du terme $M\ddot{u}$ entraîne des oscillations de la solution, oscillations qui sont alors amorties au cours du temps par l'introduction d'un terme visqueux C . Le type d'amortissement choisi est proportionnel au résidu de l'équilibre des forces (Cundall et Board, 1988). Pour le $i^{\text{ème}}$ degré de liberté, il s'écrit :

$$C = -\alpha.sgn(\dot{u}^i) |(F_{int})^i + (F_{ext})^i| \quad (4.8)$$

où α est un coefficient de proportionnalité compris entre 0,5 et 0,8 (Chéry *et al.*, 2001), $sgn(\dot{u}^i)$ est le signe de la vitesse et $|(F_{int})^i + (F_{ext})^i|$ le résidu d'équilibre des forces. Ce schéma est auto-adaptatif,

l'amortissement diminuant au fur à mesure que le système s'équilibre.

Pour résoudre des problèmes statiques ou quasi-statiques, ADELI résout au final le système discret suivant :

$$F_{int} + F_{ext} = \underbrace{\overbrace{M\ddot{u}}^{\text{inertie fictive}} + \overbrace{C\dot{u}}^{\text{amortissement}}}_{\simeq 0} \quad (4.9)$$

Le chargement du système par l'application brutale des sollicitations extérieures est à l'origine d'une phase transitoire dominée par les effets inertiels. La durée et l'intensité de cette phase est à limiter au maximum pour deux raisons : (1) réduire le temps de convergence du code vers la solution quasi-statique et (2) empêcher l'apparition de plastification parasite pour des matériaux à comportement non-réversible. La détermination de l'état de contrainte existant dans le milieu avant d'entamer le calcul permet de concentrer sur la première itération la majorité des effets dynamiques.

4.3.3 Critères de détection de l'instabilité d'une maille

Le critère que nous utilisons pour détecter une instabilité du code utilise l'évolution de l'amplitude des forces d'inertie développées pendant le calcul. L'amplitude est obtenue par le rapport entre la norme des forces d'inertie et la somme des normes des autres forces mises en jeu dans le système :

$$\varepsilon = \frac{\|F_{ext} + F_{int} + F_{contact}\|}{\|F_{ext}\| + \|F_{int}\| + \|F_{contact}\|} \quad (4.10)$$

ADELI calcule à chaque itération deux amplitudes de l'inertie : ε_t calculé à partir du tenseur des contraintes totales et ε_d calculé à partir du tenseur des contraintes déviatoires. ε_d permet de retrancher l'effet de l'augmentation de la contrainte moyenne avec la profondeur.

Une diminution de l'inertie au cours du calcul sera caractéristique d'une solution numérique convergente. Si l'inertie devient nulle au cours du calcul, alors le modèle a convergé et est à l'équilibre statique. Si l'inertie diminue au cours du calcul mais reste positive à la fin du calcul, alors ce dernier est quasi-statique et est en train d'atteindre l'état statique.

En revanche, une augmentation de l'inertie au cours du calcul indique un milieu de plus en plus dynamique. Une brusque augmentation de l'inertie indique qu'une maille est trop étirée suite à la localisation de la déformation. L'augmentation de l'inertie allant jusqu'à l'arrêt du code, le calcul devient impossible, le programme essayant de stabiliser une situation où l'inertie ne fait que croître. La localisation de la déformation est alors particulièrement intense, la maille concernée est fortement déformée rendant impossible la lecture des résultats.

4.3.4 Lois de comportements mécaniques disponibles dans ADELI

Le code ADELI initialement développé pour la modélisation de la lithosphère propose une gamme de lois de comportements mécaniques variés : comportement élastique (linéaire isotrope), élastoplastique (Von Mises et Drucker-Prager), viscoplastique (Maxwell et non-linéaire) et viscoélastoplastique.

- Le comportement élastique est utilisé pour des rhéologies dont les déformations sont réversibles.
- Les lois élastoplastiques servent à décrire des matériaux à seuil pour lesquels les déformations sont irréversibles une fois la contrainte seuil dépassée, en dessous de ce seuil, les déformations sont réversibles ou nulles.
- Les déformations d'un matériau viscoplastique sont fonction de la vitesse de déformation imposée, ce type de comportement peut être considéré comme la capacité du matériau à amortir la déformation.
- Le comportement viscoélastoplastique est une combinaison entre loi viscoplastique et élastoplastique.

Dans la mesure où l'objet étudié est dans la partie supérieure de la lithosphère à comportement cassant et compte tenu des différents essais mécaniques réalisés, une loi de comportement à seuil de type élastoplastique est la plus adaptée pour décrire les lithologies de la falaise. De plus, la majorité des roches analysées présentent un faible adoucissement, une fois la contrainte seuil atteinte. Par la suite, les lois mécaniques élastoplastiques sont décrites telles qu'elles sont employées dans ADELI. Le comportement élastoplastique est décomposé en deux parties : l'élasticité puis la plasticité (Fig. 4.3).

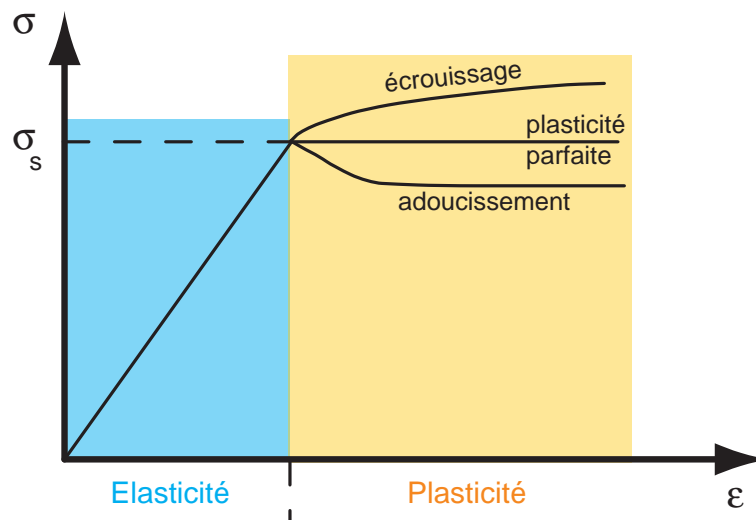


FIGURE 4.3: Illustration des comportements élastoplastiques typiques. Sur une représentation de la contrainte (σ) en fonction de la déformation (ϵ), la partie élastique se caractérise par un segment de droite jusqu'à la contrainte seuil (σ_s). Au delà, trois comportements différents sont possibles : l'écrouissage soit une augmentation de la résistance du matériau, l'adoucissement soit une diminution de la résistance du matériau et la plasticité parfaite soit une résistance constante du matériau.

4.3.4.1 Élasticité

C'est un comportement mécanique instantané et réversible : le matériau se déforme sous l'application d'une contrainte, son arrêt entraîne un retour instantané à la forme initiale du matériau. Une relation simple et linéaire relie la déformation à la contrainte :

$$\sigma = C \times \varepsilon \quad (4.11)$$

avec σ le tenseur des contraintes, ε le tenseur des déformations et C le tenseur de rigidité élastique caractéristique du matériau. Dans le cas d'un matériau homogène et isotrope, on obtient la loi de Hooke :

$$\sigma = 2\mu\varepsilon + \lambda tr(\varepsilon)I \quad (4.12)$$

μ et λ sont les coefficients de Lamé, $tr(\varepsilon)$ la somme des déformations principales (ε_{kk}) et I la matrice identité. En exprimant la déformation en fonction de la contrainte, l'équation 4.12 devient :

$$\varepsilon = \frac{1+\nu}{E}\sigma - \frac{\nu}{E}tr(\sigma)I \quad (4.13)$$

où ν est le coefficient de Poisson (rapport de la déformation transversale à la déformation longitudinale) et E le module de Young (rapport de la contrainte à la déformation longitudinale).

Le code ADELI ne requiert que deux paramètres pour la description du comportement élastique à savoir E et ν .

4.3.4.2 Plasticité

Lorsque la contrainte appliquée dépasse le seuil de plasticité, les déformations deviennent plastiques, c'est à dire irréversibles, permanentes et donc indépendantes du temps. Ce comportement à seuil est défini par le critère de plasticité (également appelé surface de charge) qui délimite, dans l'espace des contraintes, un domaine à l'intérieur duquel les déformations sont élastiques. Le critère de plasticité (F) est défini par la valeur du seuil (σ_s) et par le niveau de contrainte (σ_{eff}) :

$$F(\sigma) = \sigma_{eff} - \sigma_s \leq 0 \quad (4.14)$$

Une fois que le seuil de plasticité est atteint, les déformations plastiques sont calculées à partir du potentiel plastique G . La plasticité est dite associée si $G \equiv F$ et non associée si $G \neq F$.

Deux critères de plasticité sont proposés dans ADELI :

– **Critères de Von Mises :**

Le critère suppose que les déformations plastiques sont le résultat de glissements intracrystallins sous l'effet des contraintes tangentielles. Pour ce critère la plasticité est associée; il est défini par :

$$F(\sigma, \kappa) \equiv G(\sigma, \kappa) = \sigma_{eff}(J_2') - \sigma_s(\kappa) \quad (4.15)$$

où $J_2'(\sigma)$ est le second invariant du tenseur des contraintes et κ une variable d'écroissage.

$$\sigma_{eff} = J_2'(\sigma) = \sqrt{\frac{3}{2} \|dev(\sigma)\|} \quad (4.16)$$

$$\sigma_s(\kappa) = \sigma_s^0 + \begin{cases} H\kappa, & \text{pour } \kappa < \kappa_c \\ 0, & \text{pour } \kappa \geq \kappa_c \end{cases}$$

Ce critère nécessite trois paramètres pour le définir, σ_s^0 le seuil de plasticité, le module H pour l'amplitude de l'écroissage/adoucissement et la valeur de la déformation plastique κ_c à partir de laquelle la plasticité n'évolue plus. Dans l'espace des contraintes, ce critère est représenté par un cylindre centré sur la trisectrice (Fig. 4.4), le rayon du cercle représente le seuil de plasticité, il augmente ou diminue selon l'écroissage ou l'adoucissement du matériau. Ce critère assume que la résistance du matériau est constante peu importe la contrainte appliquée. Ce type de comportement n'est pas retenu pour cette étude, les essais réalisés sur les différentes lithologies montrent une augmentation de la résistance avec la contrainte (cf. §3.3). Il lui est préféré le critère de Drucker-Prager où la résistance du matériau est proportionnelle à la contrainte.

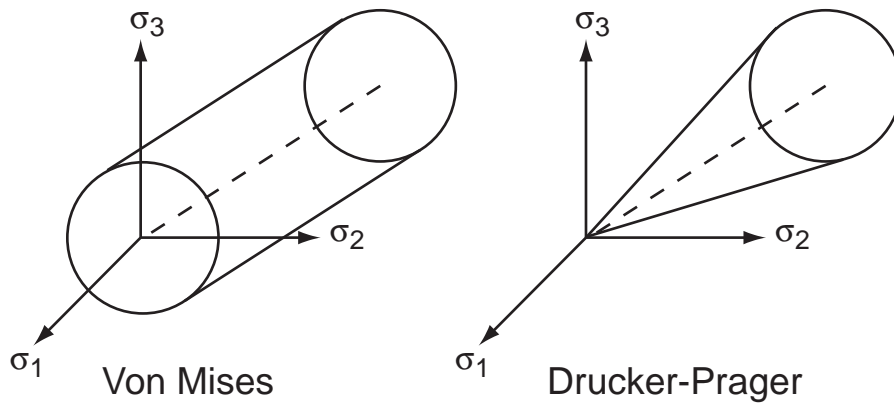


FIGURE 4.4: Représentation dans l'espace des contraintes des surfaces de charge des critères de plasticité de Von Mises et de Drucker-Prager. La trisectrice (ligne en pointillés) correspond à un état de contrainte isotrope.

– Critère de Drucker-Prager

Le critère de plasticité utilise la friction interne du matériau. En ce sens, il se rapproche du critère de Mohr-Coulomb. Il diffère du critère de Von Mises par l'utilisation de la pression moyenne dans la formulation de la surface de charge :

$$F(\sigma, \kappa) = J_2'(\sigma) + \alpha(\kappa)J_1(\sigma) - \alpha(\kappa)P_0(\kappa) \quad (4.17)$$

$$\text{avec} \left\{ \begin{array}{l} J_2'(\sigma) = \sqrt{\frac{3}{2} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]} \\ J_1(\sigma) = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \\ \alpha(\kappa) = \frac{6 \sin \varphi(\kappa)}{3 - \sin \varphi(\kappa)} \\ P_0(\kappa) = \frac{c}{\tan \varphi(\kappa)} \end{array} \right.$$

où J_2' est le second invariant du tenseur des contraintes σ , J_1 est la pression moyenne, φ est l'angle de frottement interne du matériau et c la cohésion du matériau.

L'écroûissage est exprimé par la variation de l'angle de frottement entre une valeur initiale φ_i et finale φ_f atteinte lorsque la déformation plastique cumulée atteint la valeur critique κ_c par :

$$\sin \varphi(\kappa) = \sin \varphi_i + 2(\sin \varphi_r - \sin \varphi_i) \frac{\sqrt{\kappa_c \kappa}}{\kappa_c + \kappa} \quad (4.18)$$

Le potentiel plastique est calculé à partir de :

$$G(\sigma, \kappa) = J_2'(\sigma) + \alpha_p J_1(\sigma) \quad (4.19)$$

avec $\alpha_p = \frac{6 \sin \psi}{3 - \sin \psi}$ et ψ l'angle de dilatance. Pour $\psi = \varphi$, la plasticité est associée et l'écoulement plastique est alors normal à la surface de charge.

Au final le comportement plastique du critère de Drucker-Prager demande de 3 paramètres (c, φ, ψ) à 5 paramètres ($c, \psi, \kappa_c, \varphi_i, \varphi_f$) si l'on prend en compte de l'écroûissage ou de l'adoucissement. Sa représentation dans l'espace des contraintes est un cône centré sur la trisectrice, le seuil de plasticité augmente avec la contrainte moyenne (Fig. 4.4). Ce critère reproduit bien le comportement superficiel de la lithosphère où l'endommagement est plus facile en surface qu'en profondeur.

4.3.5 Choix de critères pour le secteur d'étude

Pour la modélisation des instabilités côtières, une loi de type élastoplastique utilisant le critère de Drucker-Prager a été retenue pour reproduire le comportement mécanique des lithologies constituant la falaise. Il s'est

avéré être le plus adapté compte tenu des résultats des essais mécaniques. Les différentes lithologies testées montrent une augmentation de la résistance des roches avec le confinement imposé, comportement que le critère de Drucker-Prager est à même de reproduire. Il a été choisi de ne pas prendre en compte d'écrouissage, les essais mécaniques mettant en évidence, pour la majorité des roches testées, un faible adoucissement au delà du pic de résistance.

Au final, 4 paramètres sont nécessaires pour calibrer la loi élastoplastique, un module d'Young E et un coefficient de Poisson ν pour la partie élastique, un angle de frottement interne constant $\varphi = \varphi_i = \varphi_f$ et une valeur de la cohésion c . Sur ces 4 paramètres, 3 proviennent des essais mécaniques présentés au chapitre 3 (Tab. 3.21); ν n'ayant pas été mesuré, il a été choisi constant et identique pour chacune des lithologies. Pour des roches, ν varie peu. Une valeur de 0,25 est représentative à l'échelle de la lithosphère (Turcotte et Schubert, 1982; Berger, 2004). Le coefficient apparaît plus variable pour des roches en surface; proche de 0,2 sur des gneiss (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2001) et entre 0,28 à 0,33 pour différents types de sols sableux (Hicher et Shao, 2002). Une valeur de $\nu = 0,3$ a été finalement retenue dans les différentes modélisations. Enfin un cinquième paramètre est requis à savoir la densité de la roche, cette dernière déterminant la contrainte lithostatique intervenant dans le calcul du tenseur σ .

4.4 Modélisation de l'instabilité de falaises littorales multi-couches

4.4.1 Les conditions aux limites

Les modèles sont soumis au champ de pesanteur terrestre, la valeur de l'accélération de la pesanteur est fixée à $g = 10 \text{ m.s}^{-2}$. Sur chaque bordure du modèle, les déplacements sont conditionnés par des vitesses imposées (Fig. 4.5). Une condition de type "*free slip*" autorise, sur l'interface considérée, les mouvements tangentiels (v) et interdit les déplacements normaux (u). Cette condition est appliquée aux frontières gauche et droite où les mouvements verticaux sont libres. A la base du modèle, aucun déplacement n'est autorisé en imposant les vitesses normales et tangentielles à la frontière comme nulles. La surface topographique est la seule surface libre du modèle.

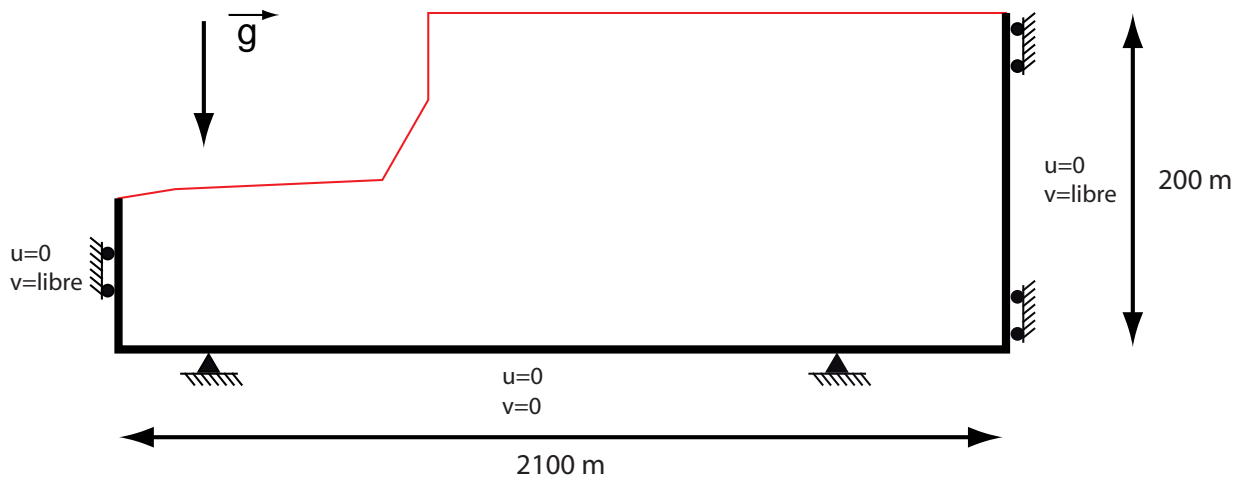


FIGURE 4.5: Conditions aux limites des modèles numériques. La surface topographique (en rouge) est une surface libre. Sur les frontières gauche et droite, des conditions de type “*free slip*” sont appliquées autorisant les mouvements verticaux. La base du modèle est fixe, avec des déplacements verticaux et latéraux interdits.

Les conditions latérales de type “*free slip*” utilisées dans cette étude sont courantes pour les simulations en 2-D (e.g. Merrien-Soukatchoff *et al.* (2001); Bachmann *et al.* (2008)). La condition à la base est plus variée dans la littérature avec deux types principaux : le bord fixe (Eberhardt *et al.*, 2004; Hermanns *et al.*, 2006; Hürlimann *et al.*, 2006) et le *free slip* (Forlati *et al.*, 2001; Cappa *et al.*, 2004; Gunzburger *et al.*, 2005; Chemenda *et al.*, 2009). Le bord fixe suppose un couplage fort à la base du modèle, qui se justifie lorsque la lithologie est cohésive et qu’elle reste la même en profondeur au delà de la zone modélisée. La condition de type *free slip* implique un découplage à la base du modèle justifié principalement par un changement de comportement mécanique. Elle revient à définir une condition de glissement à la base du modèle, autrement dit à imposer un niveau de décollement. Pour notre étude, le soubassement de falaise est constitué d’une alternance régulière d’argiles/calcaires de l’Oxfordien au Kimméridgien. L’ensemble est faiblement cohésif, car les niveaux d’argiles s’épaississent dans l’Oxfordien. Cette continuité lithologique justifie l’utilisation d’une condition de bord fixe tout comme la faible résistance de la roche peut également justifier une condition *free slip* à la base du modèle, qui se traduit par un niveau de décollement imposé.

Chacune des conditions limites a été testée sur une configuration géométrique proche (Fig. 4.6 et 4.7). Les caractéristiques mécaniques sont les mêmes, la géométrie diffère par l’épaisseur totale du modèle sous le front de falaise. Le modèle avec la condition *free slip* est le moins épais avec le fond à -30 m, le modèle avec bord fixe est prolongé jusqu’à -100 m. Le résultat est significativement différent, puisqu’avec le bord fixe le modèle converge alors qu’avec le bord libre (*free slip*) le modèle diverge ($t_n=100$ j).

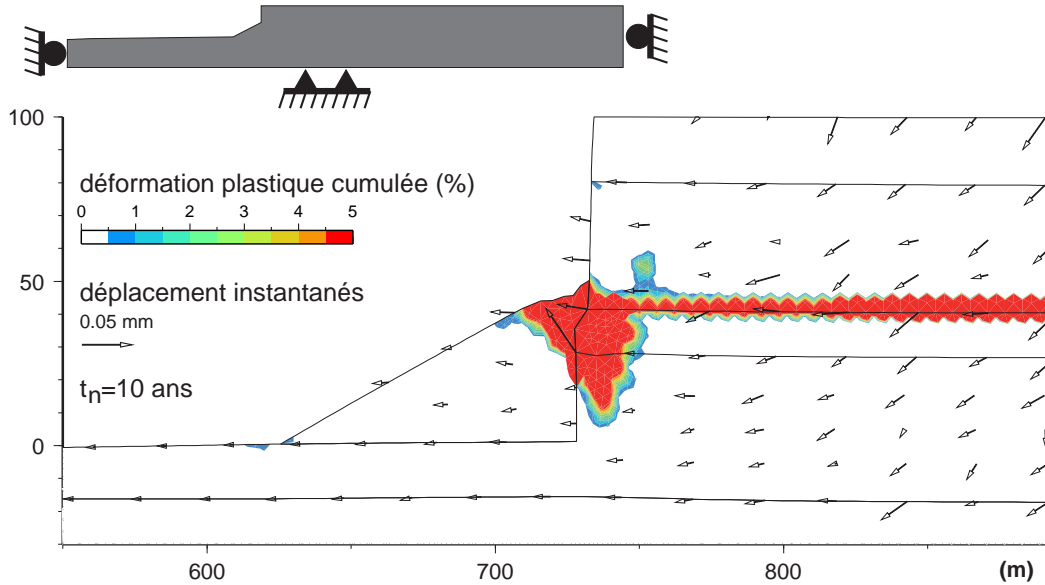


FIGURE 4.6: Sensibilité du modèle numérique à un changement de la condition limite à la base. Simulation avec une condition fixe à la base ($u=0$ et $v=0$). Simulation convergente représentée à $t_n=10$ ans. (Exemple de la simulation à Cauville).

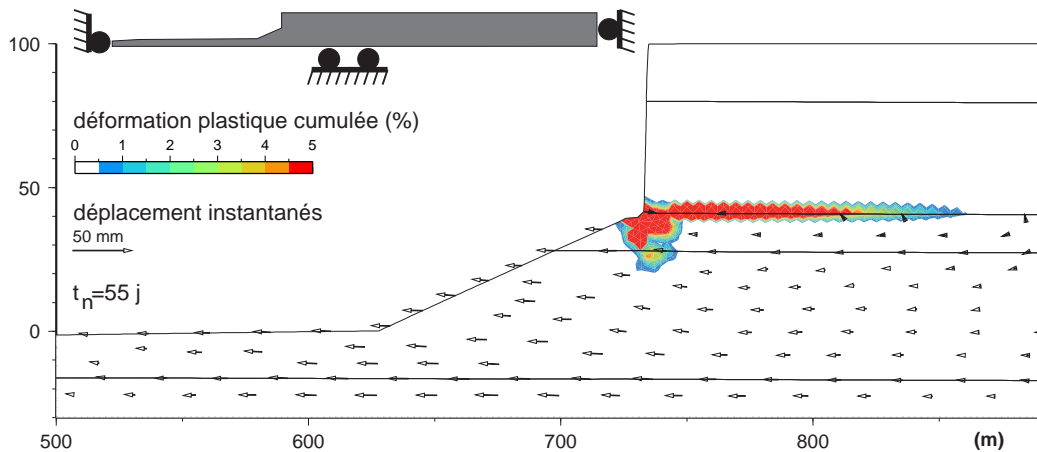


FIGURE 4.7: Sensibilité du modèle numérique à un changement de la condition limite à la base. Simulation avec une condition *free slip* à la base ($u=0$ et $v=\text{libre}$). Simulation divergente après 100 jours et présentée à $t_n= 55$ j. (Exemple de la simulation à Cauville).

Le *free slip* favorise l'instabilité de la falaise, le phénomène est d'autant plus amplifié que le fond du modèle est proche de la falaise. Considérer le contact Oxfordien/Kimméridgien comme une surface de décollement a de fortes répercussions sur la stabilité de la falaise, ce qui souligne l'importance de cette interface. Du fait de l'absence d'activité identifiée en pied de falaise, l'hypothèse du *free slip* n'a pas été retenue. Il lui a été

préférait la condition de bord fixe permettant de ne s'intéresser qu'aux déformations et mouvements dans la falaise.

4.4.2 Géométries des couches

Le problème de stabilité des falaises côtières est modélisé en 2-D, la géométrie retenue correspondant à une coupe perpendiculaire au trait de côte (Fig. 4.8). Le profil topographique provient d'un transect réalisé au niveau de l'aérodrome d'Octeville, la coupe étant positionnée au sud des profils de tomographie électrique (cf. chapitre 1, Fig. 1.21). Le profil fait 2100 m de long, il commence en mer à la cote -10 m et se termine à terre à la cote +88 m atteignant un maximum à +100 m en sommet de falaise; le fond du modèle est arbitrairement positionné à -100 m pour se prémunir de l'apparition d'effets de bords indésirables. De plus, les déplacements calculés à la base du modèle sont de très faible intensité au cours des simulations. Il a donc été supposé que la profondeur du modèle était suffisante.

Par la suite (Fig. 4.12, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.20c, 4.23, 4.24, 4.25), les images extraites des simulations correspondent à un zoom, centré sur la falaise, sans exagération verticale. L'extrait fait 400 m de large pour une hauteur de 100 m.

Dans la simulation des mouvements gravitaires, l'approche classique consiste à utiliser une topographie connue correspondant à une situation stable, antérieure à l'apparition des déformations. La simulation permet alors de reproduire le processus aboutissant à la déstabilisation. Pour cette étude, le profil topographique clairement associé à une situation "stable" n'est pas connu. Néanmoins, nous avons considéré qu'un profil de falaise verticale, constitué uniquement de craies s'approche de la situation gravitaire la plus stable, telle qu'observée au nord du Cap d'Antifer. Les données utilisées correspondent à la topographie des cartes de l'IGN. Le positionnement des différentes couches a été obtenu grâce à la synthèse de divers forages issus de la Banque de données du Sous Sol du B.R.G.M. (cf. § 1.4).

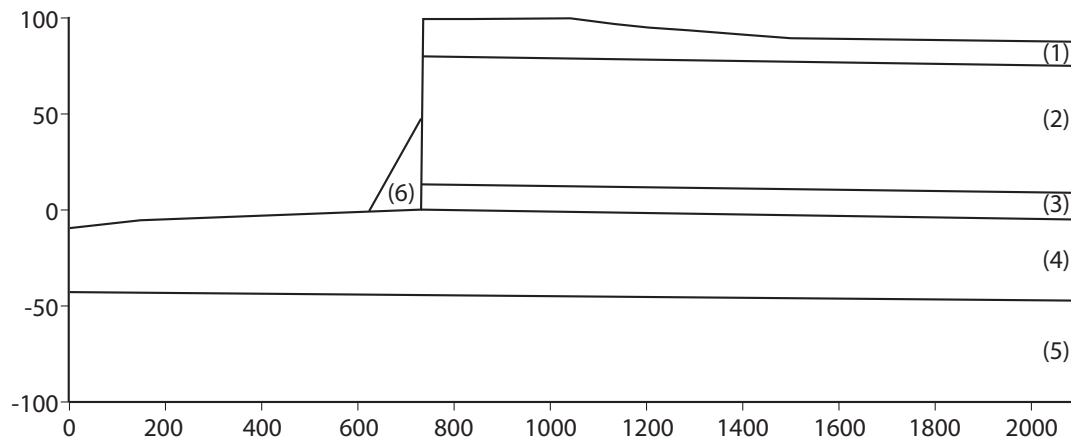


FIGURE 4.8: Géométrie utilisée dans les simulations numériques. Les blocs 1 à 6 correspondent aux différents ensembles lithologiques utilisés. Cette configuration (altitude des blocs 1 à 5) est analogue à celle du terminal d'Antifer.

Un modèle se compose de 6 blocs qui correspondent à une simplification des lithologies en place; cinq blocs sont utilisés pour reproduire la colonne lithologique, le 6^{ème} étant affecté au dépôt de pied (Fig. 4.8). La simplification de la colonne lithologique s'appuie sur deux critères : similitude entre les lithologies (ex : argiles/marnes) et importance de la formation dans le mécanisme de glissement. Le modèle lithologique simplifié est le suivant (Fig. 4.9) :

- (1) argile à silex,
- (2) craie à silex (regroupement de la craie de Rouen et de la craie glauconieuse),
- (3) argiles du Gault (regroupement des marnes de la Gaize et des argiles du Gault),
- (4) sables ferrugineux (regroupement des sables Aptien et du conglomérat Albien),
- (5) argiles du kimméridgien (alternance argiles/calcaires du Kimméridgien et de l'Oxfordien).
- (6) dépôt de pied : sables ferrugineux ou argiles du Gault suivant la localisation.

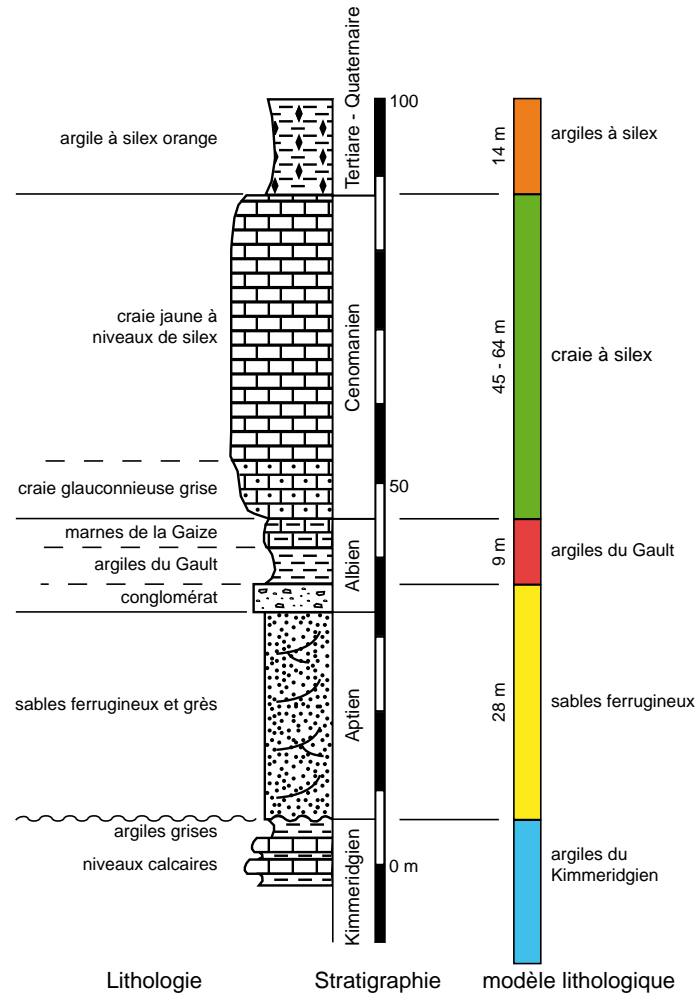


FIGURE 4.9: Modèle lithologique simplifié utilisé dans la simulation des instabilités gravitaires des falaises.

Le modèle lithologique adopté pour cette étude privilégie une version peu résistante de la falaise. L'assimilation d'une alternance argile/calcaire à son terme argileux implique une sous estimation dans la modélisation de la résistance mécanique présentée par le niveau. En contrepartie, c'est dans ces niveaux argileux que des surfaces de glissements sont le plus à même de se former, il nous apparaît plus judicieux de favoriser les argiles plutôt que les niveaux calcaires, quitte à aboutir à un modèle plus déformable que dans la réalité.

4.4.3 Validation des paramètres numériques

Le choix de la taille des mailles et de la longueur du pas de temps se fait afin de répondre à deux conditions : la durée de la simulation et la précision des résultats. Un équilibre doit être trouvé entre ces deux conditions. Un modèle précis nécessite une petite maille et un pas de temps court ce qui se traduit par un nombre important d'itérations et donc une durée de simulation conséquente. A l'opposé, un modèle grossier

demandera peu de temps de calcul mais la fiabilité des résultats s'en trouvera affectée.

En effet, le choix du pas de temps et du maillage interviennent directement dans le calcul de l'inertie fictive (eq. 4.7) et sont susceptibles d'aboutir à une plastification parasite et ce malgré la procédure de contrainte initiale du milieu. De plus, la longueur du pas de temps et la taille de la maille ne sont pas indépendants, il convient donc de travailler sur le couple de valeur afin d'optimiser le temps de calcul en fonction de la précision des résultats recherchés.

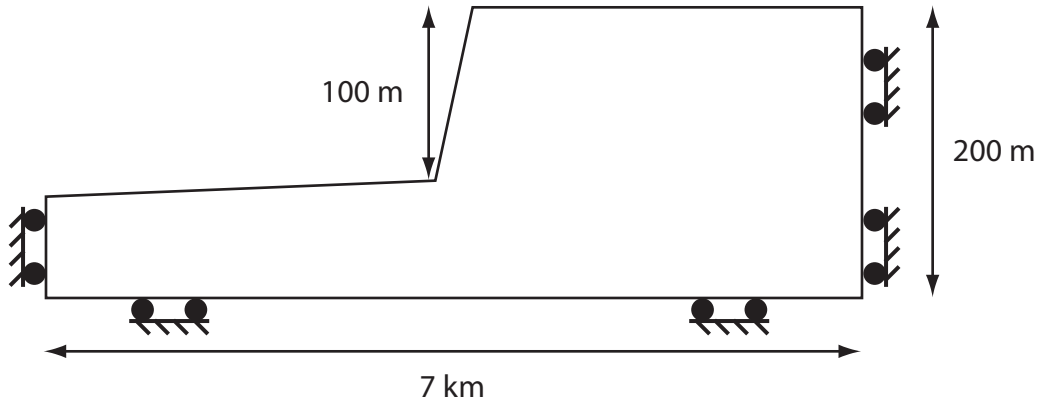


FIGURE 4.10: Géométrie de la falaise utilisée pour la validation des paramètres numériques

Une étude de sensibilité a été réalisée sur un modèle simple de falaise constituée d'une seule lithologie (craie à silex) (Fig. 4.10). Comme le souligne l'équation 4.7, le fait de diminuer la taille de la maille du modèle a tendance à réduire sa stabilité; le calcul commençant avec une inertie plus grande, le nombre d'itérations requises pour atteindre la convergence augmente. En revanche, la réduction de la longueur du pas de temps diminue l'inertie initiale du modèle et favorise donc la convergence de la solution numérique.

Nombre de pas de temps (-)	Nombre d'éléments (-)	État	Temps pour la convergence (%)
200 000	5 000	Convergence	0,83
	8 000		0,80
	10 000		0,95
	12 000		0,97
	20 000		1,20
	40 000		1,77
100 000	10 000	Convergence	2,05
150 000			1,31
200 000			0,95

TABLE 4.1: Influence du nombre de pas de temps et du nombre d'éléments sur le nombre d'itérations requises pour atteindre un état convergé. Le temps pour atteindre cette convergence est exprimé en pourcentage, c'est le rapport entre le nombre d'itérations multiplié par la longueur du pas de temps et divisé par le temps total de la simulation (100 ans).

Cette étape de vérification de la solution numérique est primordiale et doit être effectuée pour chaque modification majeure de la géométrie du modèle afin de s'assurer que la solution n'est pas un cas particulier directement lié au choix du pas de temps et de la taille de la maille. Plus spécifiquement, les modèles numériques aboutissant sur une solution divergente, synonyme de déstabilisation de maille, ont été vérifiés afin de s'assurer que la divergence se produit pour différents maillage et pas de temps. Les divergences observées résultent donc du problème mécanique qui nous intéresse et non d'un problème relevant de la méthode numérique.

Pour s'assurer d'une bonne résolution géométrique dans les blocs les plus fins le nombre de mailles est fixé à 80 000 pour des géométries longues de 2 100 m avec une épaisseur totale de 200 m. Ces caractéristiques sont utilisées pour tous les modèles présentés dans la suite de cette étude. Le maillage est uniforme entre les différents blocs constituant le modèle; la résolution spatiale n'est pas augmentée dans les blocs les plus fins afin de ne pas créer de contraste de taille au niveau des interfaces entre blocs (Fig. 4.11). Ainsi la maille fait en moyenne 3 m de côté, la reprise du maillage de part et d'autre des interfaces entre blocs double la maille, le côté faisant alors 6 m.

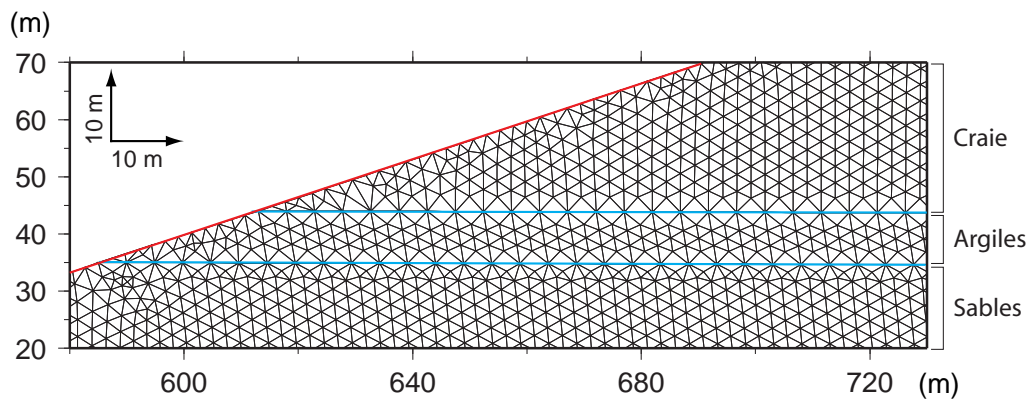


FIGURE 4.11: Exemple de maillage obtenu sur une géométrie typique. Le zoom présente le maillage à proximité de la surface topographique (surface libre en rouge). La maille double en taille de part et d'autre des interfaces entre blocs (traits bleus) passant de 3 à 6 m.

Le nombre de pas de temps est fixé à 150 000 avec une durée totale de 100 ans (3.10^9 s) soit une longueur de pas de temps de 5 heures et demie ($\Delta t = 2.10^4$ s). La notion de temps dans les simulations est toute relative du fait de l'indépendance temporelle des paramètres employés. Les vitesses imposées aux frontières sont constantes et nulles, le champ de gravité est constant, la loi mécanique est dépendante de l'intensité des contraintes mais aucunement de la durée d'application des contraintes. Au final, les simulations ne sont

pas dimensionnées d'un point de vue temporel. Ainsi toutes références impliquant le temps (notamment les vitesses instantanées et le temps (nombre d'itérations) pour atteindre la convergence/divergence) ne sont que des informations relatives et ne doivent en aucun cas être considérées comme caractéristiques du phénomène naturel modélisé.

4.4.4 Paramètres mécaniques utilisés

lithologie	E (MPa)	c' (kPa)	φ' (°)	ρ_{sec} (kg/m ³)
argile à silex	9,23	89	18	1 524
craie du Cénomanién	2 600	1 890	35	1 680
argiles du Gault	9,6	54	26	1 330
sables Aptien	28,8	80	34	1 550
argiles du kimméridgien	13,1	39	23	1 645

TABLE 4.2: Valeurs des caractéristiques mécaniques décrivant chacune des lithologies dans les simulations numériques.

Les caractéristiques mécaniques utilisées pour chaque lithologie sont résumées dans le tableau 4.2. Le coefficient de Poisson est le même pour chaque couche, il vaut 0,3. Lorsqu'ils sont spécifiés, les paramètres mécaniques se substituent aux valeurs présentes dans ce tableau.

4.5 Résultats

La déformation affectant les différents modèles est analysée au travers de l'observation de deux paramètres :

- l'intensité et la localisation de la déformation plastique cumulée au cours de la simulation et
- le champ des déplacements instantanés, calculé à l'itération précédant la sortie graphique.

4.5.1 Mécanisme de glissement de la falaise

Au travers des différents modèles testés, un schéma général de déformation de la falaise côtière est mis en évidence. Ce dernier est illustré en prenant comme exemple une configuration similaire à celle rencontrée dans les falaises d'Octeville, où les argiles du Kimméridgien sont à la base de la falaise et affleurent sur le platier (Fig. 4.12). L'échelle temporelle correspond au temps de calcul numérique, qui s'obtient par la multiplication du nombre d'itérations par la durée du pas de temps, $t_n = n_{itérations} \times \Delta t$. Pour rappel, il n'a aucun lien avec le temps réel.

Partant d'un modèle précontraint, la déformation s'initie au sommet du dépôt de pied et le long du contact entre les argiles du Gault et la craie cénomaniennne. Les déplacements se concentrent initialement à l'avant de la falaise dans le dépôt de pied et en profondeur dans les argiles du Kimméridgien (Fig. 4.12, $t_n=12$ j). Les déformations se propagent alors selon deux directions : vers la terre en suivant le contact argile du Gault/craie et vers le bas, le long de l'interface entre la falaise et le dépôt de pied. Les déplacements sont majoritairement horizontaux et n'affectent que les couches situées sous les argiles du Gault (sables Aptien et argiles du Kimméridgien), la partie supérieure de la falaise ne bougeant pas. L'extrusion de l'ensemble de la falaise inférieure conduit à déformer le platier en avant du dépôt de pied. L'intensité des mouvements tend à diminuer au cours de la simulation avec des déplacements instantanés moins importants au bout de 36 j. Le modèle continue cependant de se déformer avec l'apparition d'une zone de plastification dense en arrière de la falaise affectant tout le niveau d'argiles du Gault, elle s'étend à la fois vers la terre et dans la partie supérieure des sables Aptien.

Pour cette configuration de falaise, les fortes déformations plastiques localisées au niveau des argiles du Gault aboutissent à une instabilité numérique du code, entraînant l'arrêt du calcul au bout de 62 jours. Cette divergence numérique ne peut pas être interprétée comme un effondrement complet de la falaise compte tenu de l'absence de déformations et de déplacements dans la falaise supérieure. Deux causes sont possibles, une déstabilisation au niveau du Gault, soit au sein de la formation, soit au front de falaise au contact avec le dépôt de pied. L'autre possibilité est une déstabilisation du dépôt de pied, ce dernier s'ébouyant soit vers la mer soit dans l'espace apparu entre la falaise et le dépôt. Dans cette simulation, le déplacement total du dépôt de pied, depuis le début de la simulation, atteint 7 m.

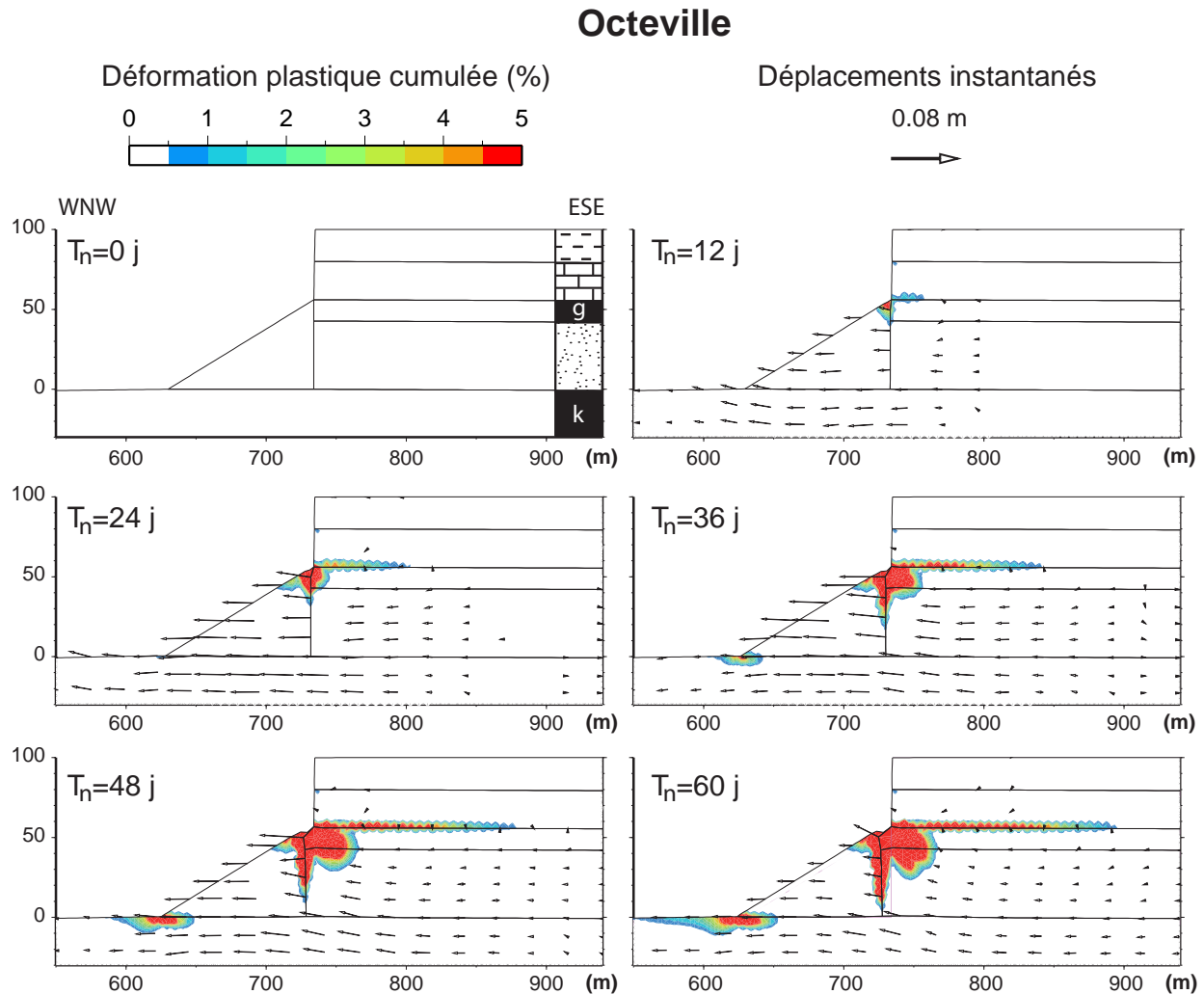


FIGURE 4.12: Initiation et propagation des déformations affectant les falaises côtières. Les paramètres mécaniques utilisés correspondent à un massif sec. Les caractéristiques du Gault sont affectées au dépôt de pied. Le temps exprimé en jours correspond à un temps numérique. Sur la dernière sortie graphique ($t_n=60$ j) le profil initial de la falaise est superposé afin de mieux visualiser la déformation totale de la falaise. La configuration d'Octeville est utilisée (Fig. 4.8 d); une déstabilisation numérique apparaît entraînant l'arrêt du calcul au bout de 62 jours.

Plusieurs points importants ressortent de cette simulation. Le premier est que la falaise côtière, modélisée en appliquant des paramètres mécaniques correspondant à un massif sec, se déforme naturellement sous son propre poids. La déformation ne concerne que les couches inférieures de la falaise (argiles du Kimméridgien, sables aptiens et argiles albiennes du Gault) ainsi que son dépôt de pied. Le second est que la partie supérieure de la falaise constituée de craie ne présente aucune déformation; le Gault constitue un niveau de découplage mécanique séparant basse et haute falaise. Le troisième est le mouvement horizontal en direction de la mer de la basse falaise, traduisant un glissement purement translationnel.

Cependant, l'absence de déformation plastique dans le niveau de craie peut provenir de la divergence précoce du code de calcul. La simulation pourrait être considérée comme l'initialisation du processus de déstabilisation de la falaise, le calcul s'arrêtant avant que des déformations n'apparaissent dans la craie. Cette interrogation est directement reliée aux limitations de la méthode en éléments finis. Pour tenter d'y apporter une réponse, plusieurs techniques ont été mises en oeuvre afin d'avoir une simulation la plus longue possible, malheureusement sans grand succès. La déstabilisation précoce du Gault est inéluctable entraînant l'arrêt du code sans avoir plus d'informations sur la déformation de la craie cénomaniennne.

4.5.2 Variation latérale de la déformation en rapport avec la position des niveaux d'argiles

Cinq configurations de la falaise sont utilisées, elles la reproduisent à l'affleurement aux sites suivants (Fig. 4.13) : le Cap d'Antifer (Fig. 4.14), le Port d'Antifer (Fig. 4.15), Cauville (Fig. 4.16), Octeville (Fig. 4.17) et Sainte-Adresse (Fig. 4.18).

Ces configurations présentent une épaisseur différente pour les couches de craie et d'argiles du Kimméridgien. Le pendage NNE des lithologies entraîne une augmentation de l'épaisseur du niveau de craie en allant du sud vers le nord. Le Kimméridgien comble le fond du modèle et son épaisseur diminue en progressant du sud au nord, la base étant à une profondeur fixe. Dans tous les cas, l'épaisseur du Kimméridgien dans les modèles est supérieure à l'épaisseur *in-situ*. Le Kimméridgien repose sur les couches de l'Oxfordien, elles-mêmes composées d'argiles (telles que visibles à l'affleurement au sud de l'estuaire de la Seine). Cette assimilation est donc acceptable, dans le cas de cette modélisation.

La simulation du Cap d'Antifer est un cas d'étude légèrement en dehors de la zone d'étude. Sur cette configuration, la falaise est verticale sans cône de débris au pied ; la falaise est entièrement faite de craie ainsi que le platier qui permet de visualiser une situation stable sans niveaux préférentiels de déformation. Les simulations du port d'Antifer, de Cauville et d'Octeville sont des coupes sériées parallèles entres-elles, orientées N115° (WNW-ESE). Elles se distinguent les unes des autres par l'altitude des niveaux d'argiles et de sables. Au port d'Antifer, les argiles du Gault sont positionnées à la base de la falaise, le platier étant alors constitué des sables Aptien. A Cauville, les argiles du Gault sont pratiquement à mi-hauteur dans la falaise, le platier et la base de la falaise étant constitués par l'Aptien. La configuration d'Octeville est celle présentée au paragraphe précédent, le Gault est au milieu de la falaise, affleurant au sommet du dépôt de pied, la base de la falaise est constituée des sables Aptien alors que le platier est constitué des argiles du Kimméridgien. Pour ces coupes sériées, le dépôt de pied est modélisé par les caractéristiques du Gault.

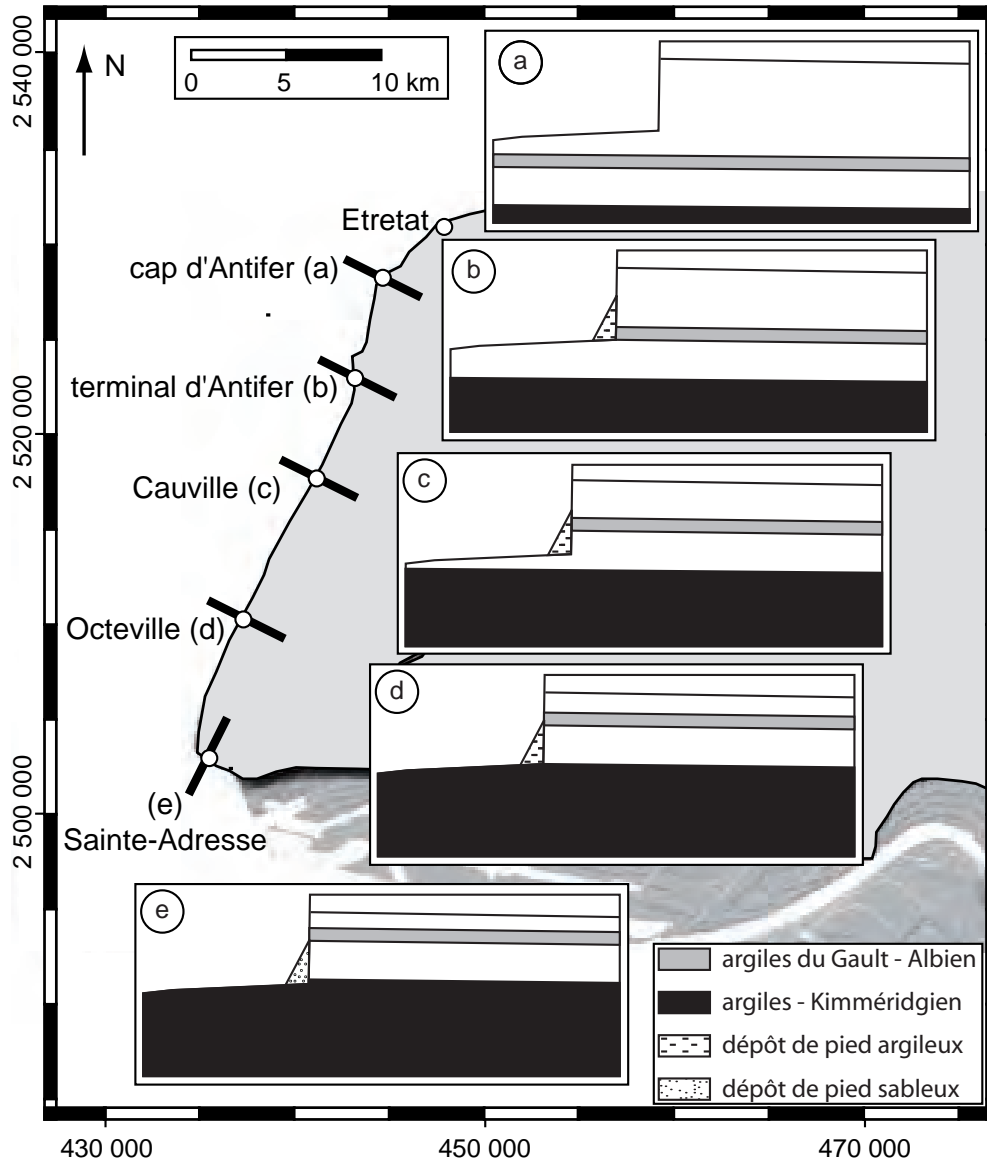


FIGURE 4.13: Positionnement géographique des 5 configurations testées dans les simulations numériques.

Enfin la simulation de Sainte-Adresse, située au sud de la zone d'étude, est orientée $N25^\circ$ (SSW-NNE) ; une configuration perpendiculaire à celle des coupes sériées. Le platier et la base de la falaise sont constitués des argiles du Kimméridgien, les sables aptiens sont moins épais, passant de 43 à 28 m. Sur ce modèle, les caractéristiques mécaniques attribuées au dépôt de pied sont celles des sables aptiens, du fait d'une plus grande teneur en sables sur ce secteur.

Ces cinq simulations sont conduites en conditions sèches, en employant les paramètres mécaniques du tableau 4.2.

Sur ces simulations, les configurations situées au nord du secteur d'étude (Cap d'Antifer, Port d'Antifer et

Cauville) ont montré que la falaise, malgré l'apparition de déformations plastiques, reste stable sur la durée modélisée. En revanche les simulations plus au sud (Octeville et Sainte-Adresse) montrent des déformations plus importantes entraînant la divergence du code.

– Cap d'Antifer

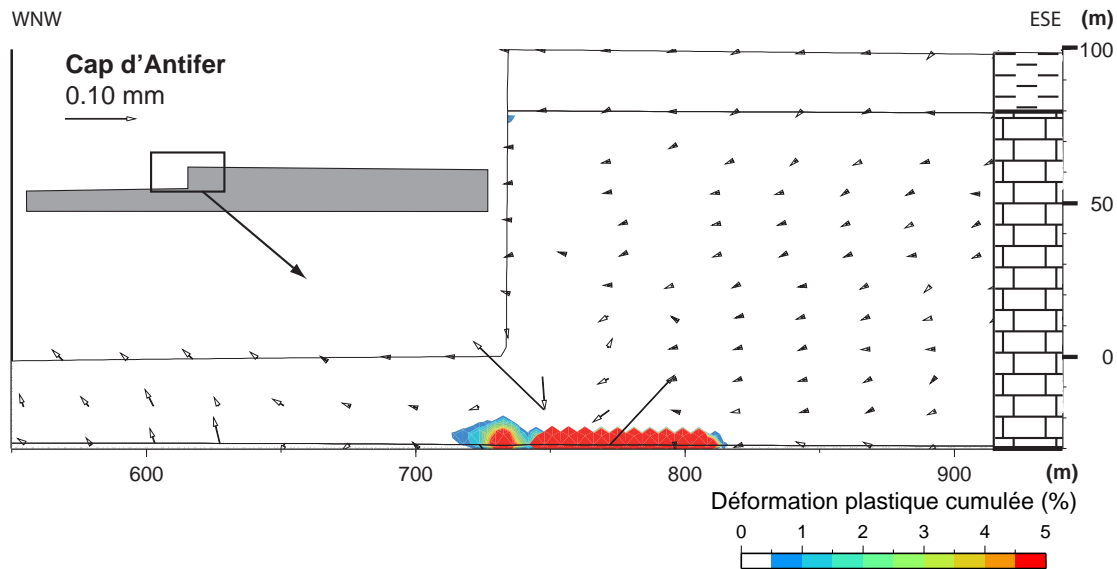


FIGURE 4.14: Zoom sur la partie de falaise côtière pour la configuration au Cap d'Antifer. La sortie graphique est obtenue à $t_n=10$ ans. Les déplacements instantanés sont très faibles, le vecteur échelle représente un déplacement de 0,1 mm.

Cette simulation permet de définir le comportement de la falaise en dehors de l'influence des niveaux potentiels de glissements que représentent les argiles albiennes et kimméridgiennes. La coupe est positionnée 10 km au nord de la zone d'étude, au Cap d'Antifer. La falaise et le platier sont composés de craie, les argiles du Kimméridgien sont profondément enfouies dans le modèle, le sommet de la formation étant à -30 m (Fig. 4.14). Le modèle correspond à la portion du littoral constitué de falaise de craie verticale sans dépôt permanent au pied de falaise. Sur la durée de la simulation, le modèle atteint un équilibre statique traduisant une stabilité de la falaise. Les déformations sont concentrées au contact entre le Gault et la craie ; elles se placent à l'aplomb de la falaise et s'étendent sur 100 m vers l'intérieur des terres. Au moment de la sortie graphique ($t_n=10$ ans), les déplacements instantanés sont pratiquement nuls au niveau de la falaise, les mouvements les plus importants sont positionnés 100 m à l'avant de la falaise, sur le platier indiquant un léger soulèvement. Le champ de déplacement traduit un très faible mouvement horizontal vers la mer de la falaise, le déplacement cumulé atteignant 40 cm par rapport à la position initiale. Les déformations restent dans le domaine élastique à l'exception bien évidemment de la zone plastifiée, au toit du Gault.

– Port d'Antifer

Sur cette configuration, la plus au nord de la zone d'étude, les argiles du Gault sont positionnées à la base de la falaise ; le platier étant constitué par les sables aptiens (Fig. 4.15).

Le dépôt de pied, positionné en avant de la falaise, est caractérisé par les propriétés mécaniques du Gault. Il remonte à mi-hauteur de la falaise et atteint 100m de large à sa base. Sur ce modèle, on observe une extrusion de la partie inférieure de la falaise, tout particulièrement de la couche d'argile du Gault. Sur le graphique, par rapport à la configuration initiale, l'extrusion maximale atteint 3,4m. La valeur du déplacement diminuant rapidement jusqu'à devenir nulle une fois dans la couche de craie. Le mouvement du Gault aboutit à la formation de trois zones de plasticité : la première au contact avec la craie cénomaniennne, la plastification s'étend sur 150m dans les terres avec le maximum de plasticité 50m en arrière du front de falaise. La seconde zone de plasticité se trouve au contact entre le front de falaise et le dépôt de pied. La troisième zone de plasticité se trouve dans le dépôt de pied affectant la partie supérieure du prisme. Cette bande de plasticité de 10m de largeur fait un angle de 45° par rapport à l'horizontale et se trouve dans le prolongement des argiles.

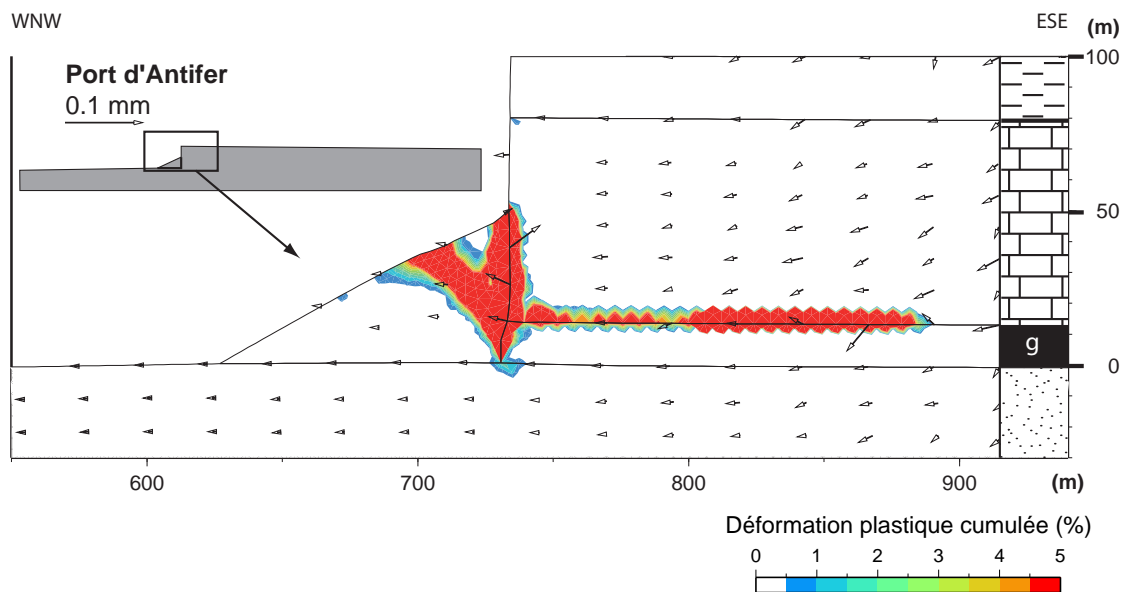


FIGURE 4.15: Intensité de la déformation plastique et déplacements instantanés représentés sur la configuration du port d'Antifer. La sortie graphique est réalisée à $t_n=10$ ans ; la simulation atteint un état convergé sur la durée totale de la modélisation. La figure est un extrait du modèle complet, centré sur la falaise sans exagération verticale.

Par superposition de la géométrie initiale à la géométrie à $t_n=10$ ans, il apparaît que le prisme, situé sous la bande de plasticité affectant le dépôt, se déplace horizontalement avec une amplitude égale à celle du Gault alors qu'au dessus de cette bande, un affaissement du prisme est observé. Cette bande

correspond donc à une zone diffuse de plastification, pouvant conduire à de la fracturation, induite par le déplacement en profondeur des argiles albiennes. Le soulèvement du platier atteint un maximum de 1,5 m sous le dépôt de pied. Comme pour le modèle du Cap d'Antifer, le front de falaise se déplace légèrement vers la mer, le mouvement cumulé étant dans le même ordre de grandeur (inférieur à 1 m, ~ 40 cm). Ce modèle atteint un état d'équilibre pendant la durée de la modélisation.

– Cauville

Le sommet de la craie reste à +80 m, la base passant de +13 à +40 m (Fig. 4.16). La base du Kimméridgien étant fixée à -100 m, la couche passe de 52 m d'épaisseur dans la configuration du port d'Antifer à 80 m dans la configuration de Cauville.

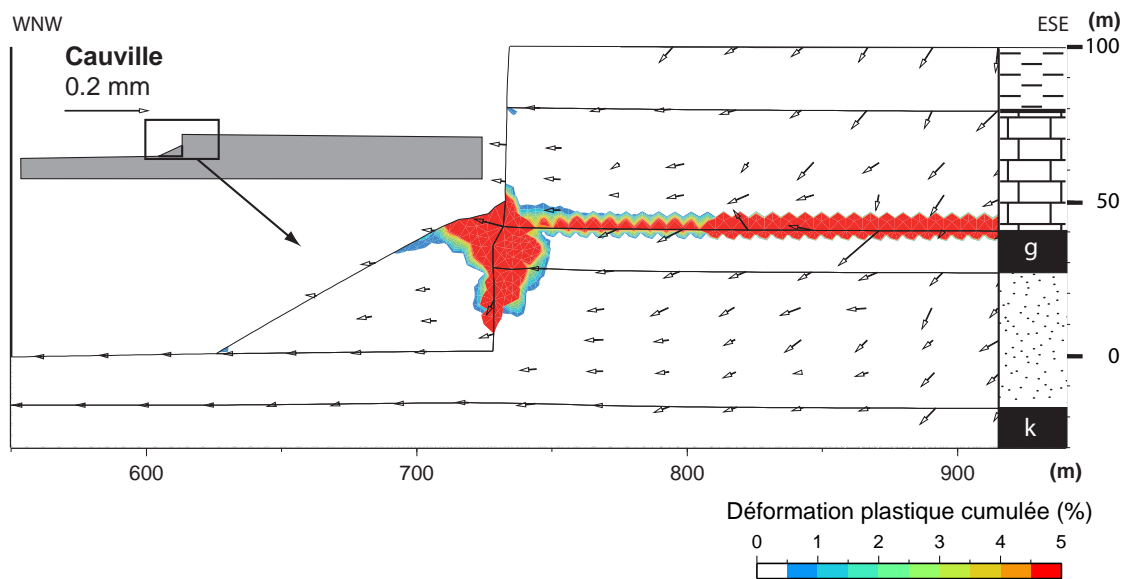


FIGURE 4.16: Déformation plastique et déplacements instantanés sur la configuration de Cauville. La sortie graphique est réalisée à $t_n=10$ ans. La falaise atteint un état statique sur la durée de la simulation.

La déformation de la falaise reprend les caractéristiques exposées dans la configuration précédente, la principale modification étant l'ordre de grandeur des déplacements modélisés. L'extrusion de la partie inférieure de la falaise s'étend du pied de falaise jusqu'au sommet du Gault, elle n'affecte qu'une partie des sables aptiens. Le déplacement total cumulé, mesuré à la base du contact entre le dépôt et le front de falaise, atteint 5 m. Le mouvement est oblique, orienté vers la mer avec une composante vers le haut. La composante horizontale du déplacement atteint 4,3 m avec un soulèvement de 1,5 m. La plastification se retrouve aux contacts front de falaise/dépôt de pied et craie/argiles du Gault. La propagation vers la terre le long de cette interface étant plus importante, atteignant 200 m. Le champ des déplacements instantanés est sensiblement différent de la configuration du port d'Antifer. D'une part, les déplacements

sont en moyenne deux à trois fois plus importants, d'autre part l'orientation des vecteurs indique une composante verticale orientée vers le bas importante en arrière de la falaise alors que le front de falaise et le platier se déplacent strictement horizontalement.

Cette simulation converge sur la durée de la modélisation traduisant un état statique de la falaise. Le vecteur échelle des déplacements instantanés est deux fois plus grand que dans les configurations du Cap d'Antifer et du Port d'Antifer traduisant des déplacements de plus grande ampleur.

– Octeville

L'évolution de la configuration d'Octeville a été décrite au paragraphe 4.5.1. La description de ce modèle sera donc succincte et focalisée sur les points énumérés dans les précédentes simulations (localisation de la plastification des roches, intensité et orientation du champ de déplacement instantané et déplacement cumulé). Dans cette configuration, l'épaisseur de la craie est réduite à une vingtaine de mètres. Les argiles du Kimméridgien affleurant sur le platier, la base de la falaise étant constituée par les sables aptiens (Fig. 4.17).

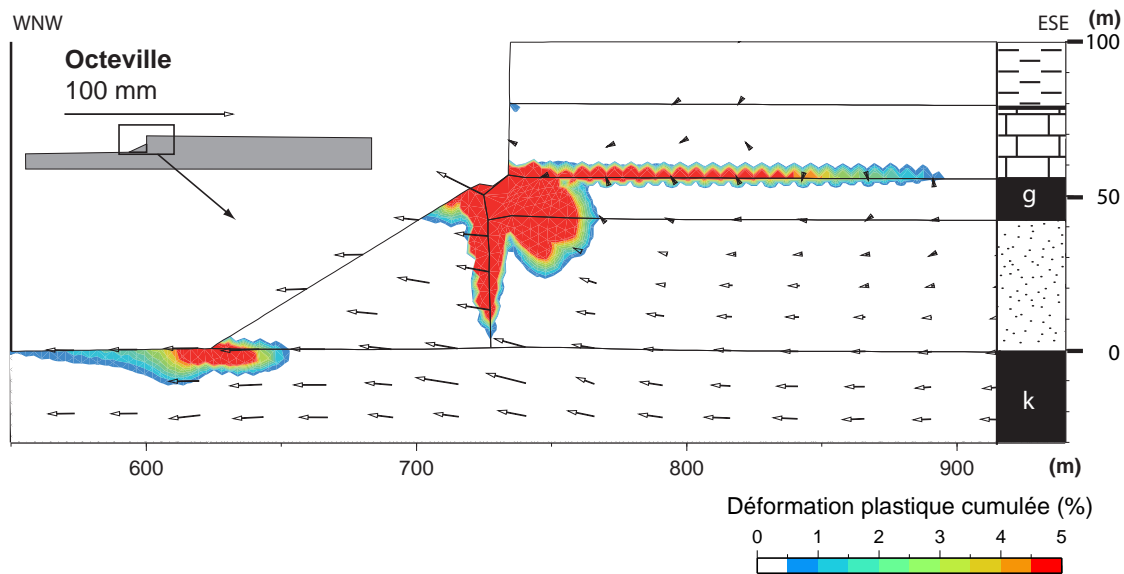


FIGURE 4.17: Sortie graphique à $t_n=60$ jours de la configuration d'Octeville. Ce modèle diverge rapidement, traduisant une instabilité de la falaise.

Le premier point à relever est que cette simulation diverge contrairement aux précédentes configurations; l'instabilité apparaissant après un temps $t_n=62$ jours. De ce fait, la portée de la comparaison de cette simulation avec les modèles de Cauville, du port et du Cap d'Antifer s'en trouve restreinte. La sortie graphique étant plus précoce, la l'inertie du modèle est plus importante (cf. §4.3.3), ce qui se traduit par des déplacements instantanés plus forts. Le vecteur échelle des déplacements instantanés

est adapté en conséquence, il est 100 fois plus important que pour les configurations du Cap et du Port d'Antifer et 50 fois plus grand pour la configuration de Cauville. De la même façon les déplacements cumulés sont obtenus sur une durée plus courte. La simulation étant divergente la comparaison avec les précédents modèles est difficile.

Le champ de déplacements indique un mouvement horizontal en arrière de la falaise, une légère composante verticale apparaît à l'approche du front et affecte le modèle sur une centaine de mètres, les mouvements redevenant horizontaux en avant du dépôt de pied. Les déplacements dans le niveau de craie sont très faibles, ils n'apparaissent pas du fait de l'échelle de représentation. Contrairement aux simulations précédentes, le dépôt de pied ne présente pas de soulèvement, seul le déplacement horizontal est significatif. L'amplitude du déplacement cumulé atteint 7 m, le mouvement est homogène affectant tout le dépôt de pied. Du fait de l'élévation du niveau de Gault, l'ensemble du contact front de falaise/dépôt de pied se déforme uniformément.

Deux zones de plastification apparaissent :

- une première à l'avant du dépôt de pied, de faible intensité. Elle correspond certainement à une zone de compression suite au déplacement du dépôt.
- Une seconde de forte intensité et diffuse dans le Gault et les sables Aptien. Le long du contact Gault/craie, l'interface est plastifiée sur 150 m en arrière de la falaise, avec une diminution de l'intensité en progressant vers la terre.

L'instabilité apparaît dans les argiles du Gault, au front de la falaise. L'arrêt de la simulation n'est pas lié à une déstabilisation de toute la falaise mais seulement une partie. Des fragments de Gault se détachant pour venir alimenter le dépôt de pied.

– Sainte-Adresse

La configuration de Sainte-Adresse comparée aux quatre précédentes comporte plus de particularités. Tout d'abord le dépôt de pied n'est plus représenté par les caractéristiques des argiles du Gault mais par celles des sables aptiens du fait d'une meilleure concordance avec la réalité géologique. Ensuite le dépôt de pied est moins épais (50 m) et plus long (150 m) pour tenir compte de la morphologie observée sur ce site. Les épaisseurs des différentes formations sont calées à partir des différents forages et des données stratigraphiques du secteur (Juignet, 1974; Sinelle, 1989). La principale modification étant la diminution de l'épaisseur de l'Aptien à 28 m et l'augmentation du niveau de craie à 36 m. Le platier et la base de la falaise sont constitués par les argiles du Kimméridgien; la falaise inférieure étant complétée par les sables et les argiles du Gault.

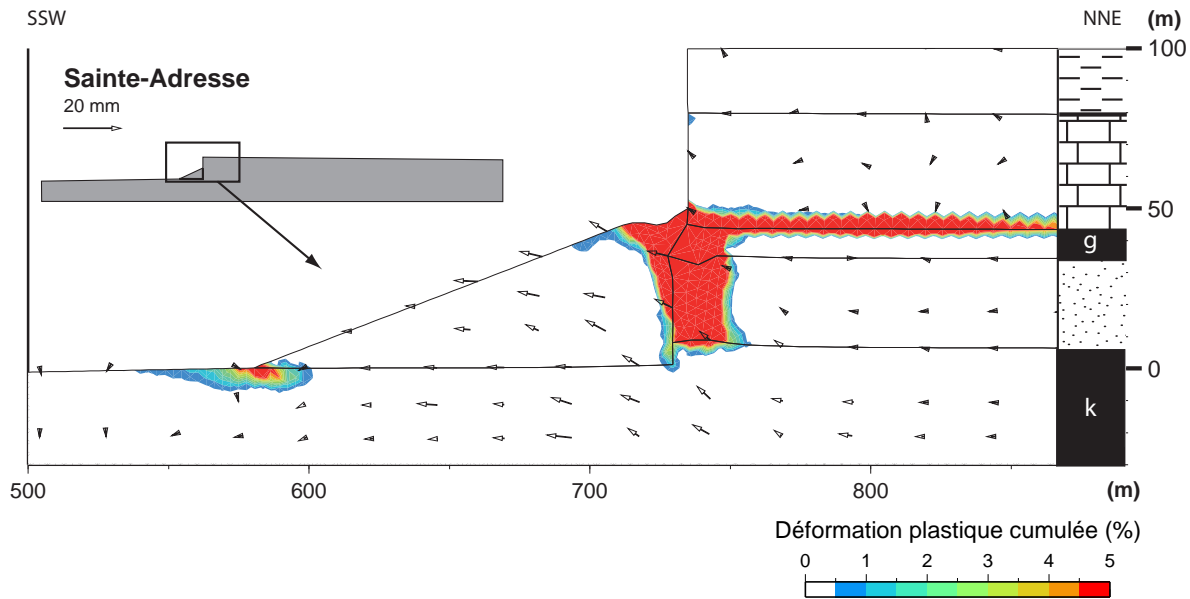


FIGURE 4.18: Résultat de la simulation numérique sur la configuration de Sainte-Adresse. La sortie graphique est réalisée à $t_n=90$ jours, dans une simulation divergeant à $t_n=98$ jours.

Cette simulation s'arrête au bout de 98 jours, soit une instabilité plus tardive que sur la configuration d'Octeville. L'échelle des déplacements est 5 fois plus petite qu'à Octeville traduisant des déplacements instantanés plus faibles. Ils soulignent un mouvement non homogène avec les niveaux de la basse falaise (Kimméridgien, Aptien et Albien) se déplaçant horizontalement contrairement à la haute falaise caractérisée par des mouvements faibles et désordonnés. Les mouvements les plus forts se situent au niveau du dépôt de pied, le déplacement cumulé atteignant 6 m au moment de la sortie graphique à $t_n=90$ j (Fig. 4.18). Le déplacement du dépôt de pied est uniforme, la plastification n'apparaissant qu'au front du dépôt et au contact avec le front de la falaise. Le long de l'interface entre le Gault et la craie la plastification se propage sur 150 m dans les terres. Une forte plastification apparaît dans la basse falaise, affectant le Gault et les sables sur toutes leurs épaisseurs et sur une largeur de 20 m. La topographie du dépôt de pied est modifiée avec la formation d'une dépression au sommet du dépôt.

Là encore, la divergence du modèle est associée à une déstabilisation, localisée en front de falaise dans le Gault. La haute falaise de craie reste en place.

La comparaison de ces cinq configurations entre-elles souligne une augmentation des déformations et de la plastification des modèles en progressant vers le Sud. Les niveaux d'argiles du Gault sont positionnés de plus en plus haut dans la falaise favorisant les mouvements d'extrusion des lithologies positionnées sous le Gault (Tab. 4.3). Comparées aux falaises verticales de craie ne présentant pas de dépôt de pied (Cap d'Antifer), les configurations de falaise avec argiles affleurantes et avec un dépôt de pied (port d'Antifer, Cauville) se

déforment plus rapidement, avec une vitesse moyenne de déformation supérieure d'un ordre de grandeur. La vitesse de déformation est maximale au sud de la zone d'étude (Octeville, Sainte-Adresse), l'intensité étant supérieure de trois ordres de grandeur par rapport au nord. Dans toutes les configurations, le niveau d'argile du Gault apparaît comme un niveau de découplage mécanique localisant la déformation plastique à son sommet et partitionnant les déplacements définissant de fait une basse falaise mobile en extension et une haute falaise plutôt statique.

Enfin une modification de l'intensité et de la vitesse de déformation de la falaise est relevée le long du trait de côte. La variation d'altitude des argiles du Gault entraîne une accélération des glissements en progressant du nord vers le sud. Les déstabilisations se produisent plus rapidement lorsque les argiles sont positionnées en hauteur dans la falaise.

Configuration	Cap d'Antifer	Port d'Antifer	Cauville	Octeville	Sainte-Adresse
Altitude du sommet du Gault (m)	-8	+ 13	+ 40	+43	+44
Vitesse numérique moyenne de déformation (m/an)	0.004	0.034	0.05	42.6	24.3

TABLE 4.3: Vitesses moyennes de déformation de la falaise inférieure déduites des différentes positions du pied de falaise au cours des simulations. Ces vitesses sont purement relatives, les modèles n'étant pas calibrés d'un point de vue temporel. La vitesse numérique moyenne s'obtient en divisant le déplacement cumulé de la basse falaise par la durée numérique écoulée au moment de la mesure. Cette méthode permet alors de comparer le même paramètre sur des configurations convergentes et divergentes.

Le premier point à noter est qu'aucune des simulations n'a montré de déstabilisation de l'ensemble du front de falaise. Seules les configurations au sud de la zone d'étude mettent en évidence une déstabilisation précoce et localisée, apparaissant dans le niveau de Gault en front de falaise et ne concernant que la portion masquée par le dépôt de pied. Le poids propre de la falaise et l'emploi de lithologies sèches apparaissent comme insuffisants pour aboutir à un glissement ou un effondrement de l'ensemble du haut de la falaise. Le poids propre de la falaise sèche induit une plastification localisée mais aboutit à un état d'équilibre et au mieux à une déstabilisation locale d'argiles du Gault.

Les limites du code ne permettent pas d'envisager d'autres agents dans la modélisation du comportement de cette falaise. Sur les modèles divergents, une poursuite du calcul serait intéressante afin de caractériser si le modèle se stabilise ou s'il continue de se déformer et si la craie est affectée. En l'état, les modèles divergés ne sont qu'une image de l'initiation de la déformation de la falaise. Le dépôt de pied stabilisant la falaise par sa masse. La simulation pourrait être envisagée avec un niveau marin moyen imposé en pied de falaise, pour simuler l'érosion progressive du dépôt de pied, ce dernier se déplaçant lentement vers la mer. En effet, l'état

d'équilibre simulé n'existe peut être pas dans la nature du fait de la réduction de l'effet stabilisant du dépôt par l'érosion marine.

4.5.3 Limitations de la méthode

L'utilisation des méthodes en éléments finis dans les études de mouvements gravitaires donne de bons résultats notamment sur la reconstitution d'un glissement (*e.g.* Forlati *et al.* (2001); Eberhardt *et al.* (2004); Hürlimann *et al.* (2006)). Cependant, bien que la méthode soit robuste elle est également limitée.

Fractures, chute de blocs et éléments finis

L'objet étudié est représenté par un ensemble de mailles accolées entre-elles constituant le maillage. Ce maillage n'est rien de plus qu'un bloc continu constitué de mailles pouvant se déformer. La notion de continuité est problématique car elle implique que le domaine d'étude est indivisible, autrement dit qu'il n'est pas autorisé de rompre le maillage. Ainsi, il est impossible qu'une fracture soit générée dans un modèle en éléments finis. Cette incapacité à produire une discontinuité géométrique ne veut pas dire que la fracture ne sera pas identifiable, mais simplement qu'elle n'en aura pas toutes les caractéristiques. Une fracture liée à la déformation de la roche va apparaître sous la forme d'une bande de plasticité dans un code en éléments finis (Fig. 4.19).

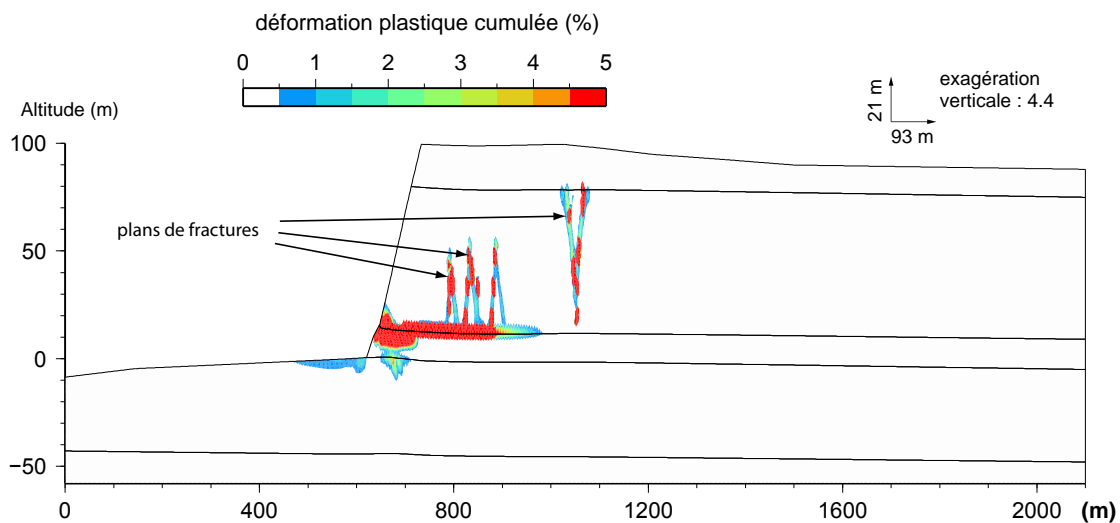


FIGURE 4.19: Exemples de plans de fractures dans un modèle en éléments finis. La fracturation prend place dans un niveau de craie.

La seconde limite du code est dans le prolongement du problème de continuité du maillage et est liée à l'évolution de la fracture. La propagation d'une fracture n'est pas problématique, cela se limitera à la

propagation d'une bande de plasticité. En revanche l'apparition d'un déplacement le long du plan de fracture peut aboutir à une instabilité du code. La rupture du maillage étant interdite, les déplacements le long du plan seront reportés comme des incréments de déformation. Une instabilité du code va émerger lorsque la déformation se localisera sur une maille en particulier et étirera cette dernière de plus en plus jusqu'à ce que la solution numérique ne soit plus validée.

Pour cette même raison, il est impossible de représenter une chute de blocs dans un modèle en éléments finis. Le bloc devant chuter ne faisant qu'étirer les mailles l'entourant jusqu'à générer une instabilité du code. De plus, ADELI est conçu pour modéliser des phénomènes statiques à quasi-statiques. Par définition, la chute de blocs est un phénomène dynamique, les équations implantées n'étant pas celles requises pour décrire un phénomène dynamique.

Pour contrer les inconvénients de l'unicité du maillage, l'introduction de failles a été tentée, notamment aux interfaces entre les différents blocs. La procédure considère que les blocs sont initialement indépendants et que le contact entre deux blocs est régi par une loi de Coulomb faisant appel à un coefficient de friction afin de caractériser le couplage entre les deux frontières. Malheureusement, cette technique n'a pas produit les effets escomptés et n'a pas permis de stabiliser, ni de repousser l'apparition d'une instabilité dans les modèles où la déformation se localisait au niveau des interfaces entre blocs.

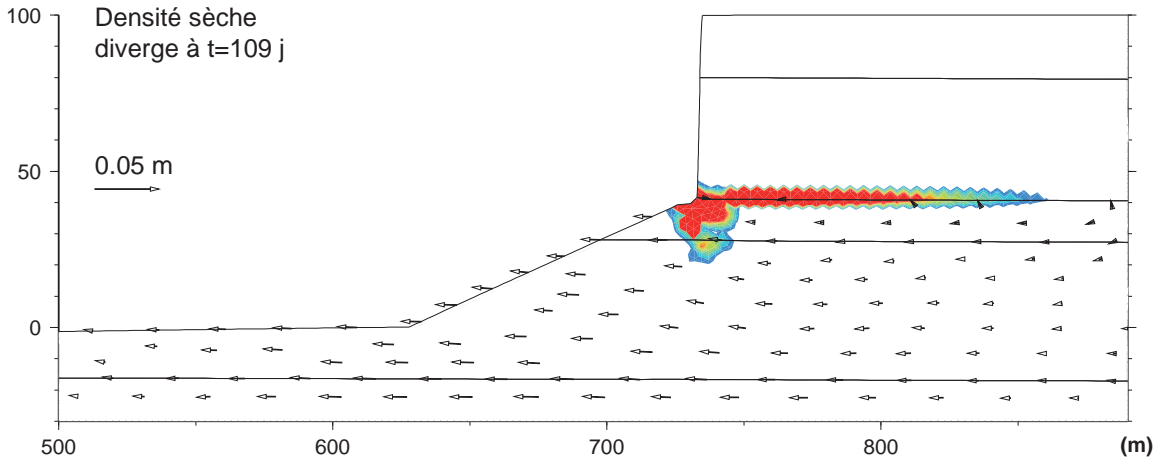
Contraintes effectives et prise en compte des pressions hydrauliques

Le code ADELI fonctionne en contrainte totale. Pour une simulation de falaise sèche, on considère le poids volumique sec γ_d pour le calcul de la densité des roches. Pour une falaise saturée, on considère le poids volumique dégaugé $\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w$, avec γ_{sat} le poids volumique saturé et γ_w le poids volumique de l'eau.

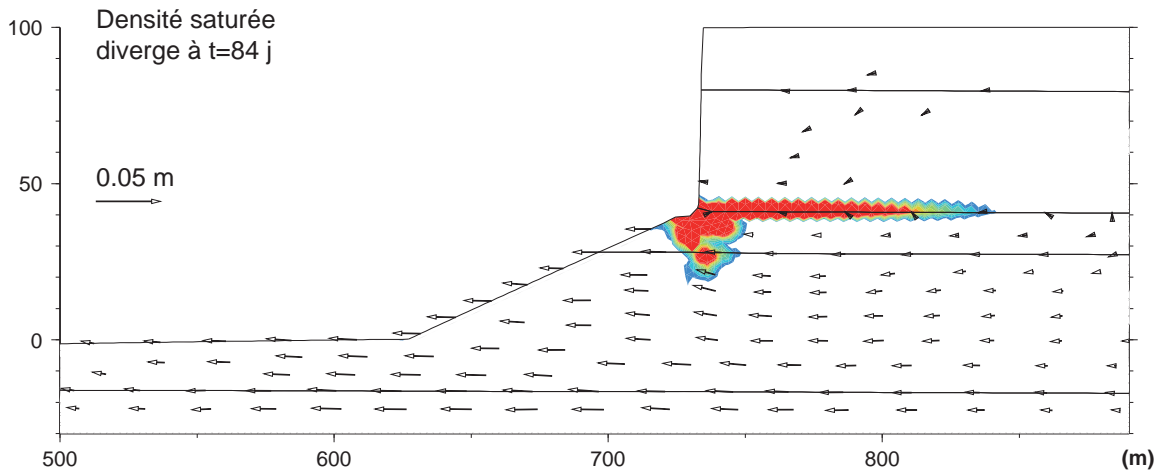
La prise en compte des pressions hydrauliques dans les modélisations passerait par une diminution de la résistance du matériau. Une telle démarche a été utilisée par Chéry *et al.* (2001) en réduisant l'angle de frottement employé.

Une variation des conditions hydrauliques au sein de la falaise a été partiellement modélisée (Fig. 4.20 a et b). Le passage d'une falaise sèche à une falaise complètement saturée a été reproduit en remplaçant la densité sèche des lithologies par leurs densités saturées, ce qui conduit à une augmentation des densités. Cette variation de la teneur en eau du modèle est accompagnée d'un changement du module élastique du niveau de craie (Tab. 4.20c). Comme évoqué au dessus, la non prise en compte de la pression interstitielle dans le calcul rend le résultat partiel.

Cette modification entraîne peu de variations dans la déformation de la falaise, l'augmentation de la densité induit un accroissement de la contrainte verticale qui se traduit dans les simulations par de plus forts déplacements instantanés.



(a) Modèle de Cauville utilisant les densités sèches pour chaque lithologies



(b) Modèle de Cauville utilisant les densités saturées en eau pour chaque lithologies.

Lithologie	sec		saturé	
	$\rho (kg/m^3)$	$E_{moy} (kPa)$	$\rho (kg/m^3)$	$E_{moy} (kPa)$
Argile à silex	1 524	9 230	1 938	9 230
craie du Cénomanién	1 544	2 600	2 033	1 300
argile du Gault	1 330	9 570	1 866	9 570
sable de l'Aptien	1 550	28 780	1 908	28 780
argile du Kimméridgien	1 645	13 100	2 043	13 100

(c) Valeurs de la densité et du module de Young de la craie utilisées dans les simulations numériques selon que les lithologies sont sèches ou saturées en eau.

FIGURE 4.20: Tests de sensibilité mécanique du modèle numérique. Deux facteurs sont testés, (1) un changement de densité entre lithologies sèches et saturées en eau associé à (2) une variation de la rigidité de la craie via la valeur du module d'Young. Particularité de ce modèle, une condition "free slip" s'applique à la base du modèle.

4.5.4 Influence du profil de falaise

Plusieurs géométries du front de falaise ont été successivement testées (Fig. 4.21). Les premières ébauches de modèles ont considéré une falaise avec une pente moyennée partant du sommet de falaise et allant jusqu'à l'extrémité du dépôt de pied. La pente moyenne ainsi obtenue est de 40° . Sur cette base, la pente a été augmentée pour aboutir à une falaise sub-verticale inclinée à 80° . Le profil est alors travaillé pour mieux correspondre aux observations. Deux pentes sont introduites, la haute falaise avec une pente de 89° et la basse falaise à 30° . Les deux extrémités du trait délimitant la basse falaise correspondent à l'extension du dépôt de pied et à un point à mi-hauteur de la falaise. Dans un premier temps, le dépôt est rattaché à la falaise, les lithologies se prolongent dans celui-ci lui conférant une stratification. Seuls, les critères géométriques le distinguent de la falaise. Le profil final reprend la géométrie de surface précédente et individualise le dépôt. Le dépôt est un bloc à part entière avec ses propres caractéristiques mécaniques. Le profil de falaise se compose donc d'une falaise verticale stratifiée à plusieurs lithologies et, en avant de celle-ci, d'un dépôt de pied triangulaire individualisé.

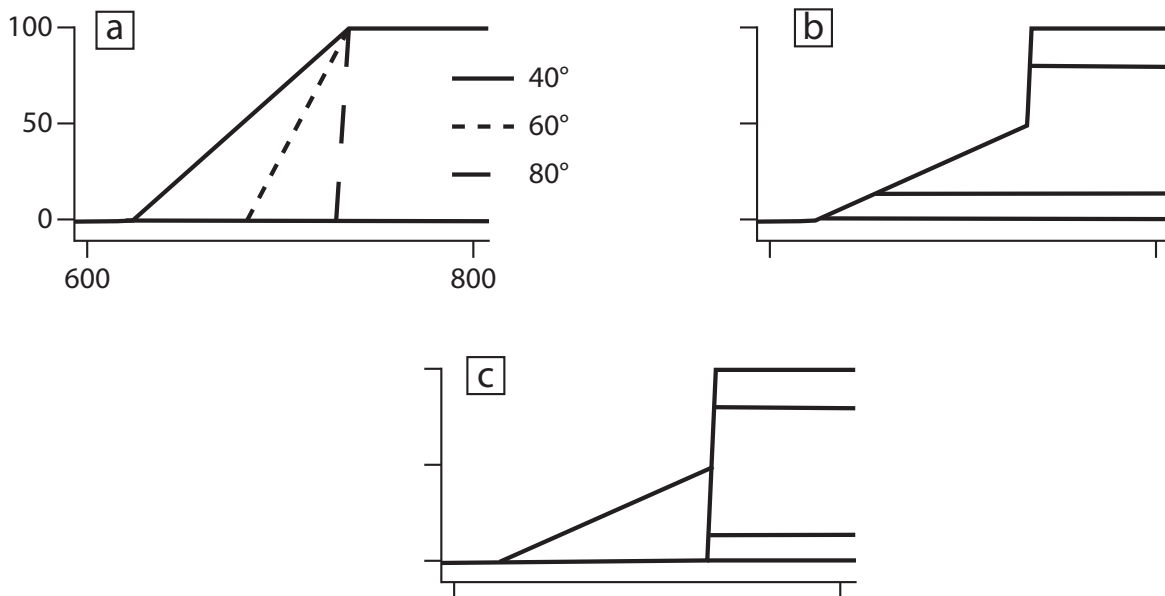


FIGURE 4.21: Géométries des différents fronts de falaise testés. (a) profils préliminaires à pente unique entre le pied du dépôt et le sommet de la falaise. Plusieurs pentes sont utilisées, entre 40° et 80° . (b) profil de falaise à deux pentes. La haute falaise est verticale, et la basse falaise est inclinée. Les lithologies sont continues dans le dépôt de pied. (c) profil de falaise à deux pentes. le dépôt de pied est séparé de la falaise et a ses caractéristiques mécaniques propres.

Sur les modèles préliminaires (a), la variation de pente entraîne une modification de l'extension des zones plastifiées dans les couches sous la falaise. Plus la pente est forte, et plus le domaine plastifié est localisé du fait du renforcement de l'effet de coin de la falaise (Fig. 4.22).

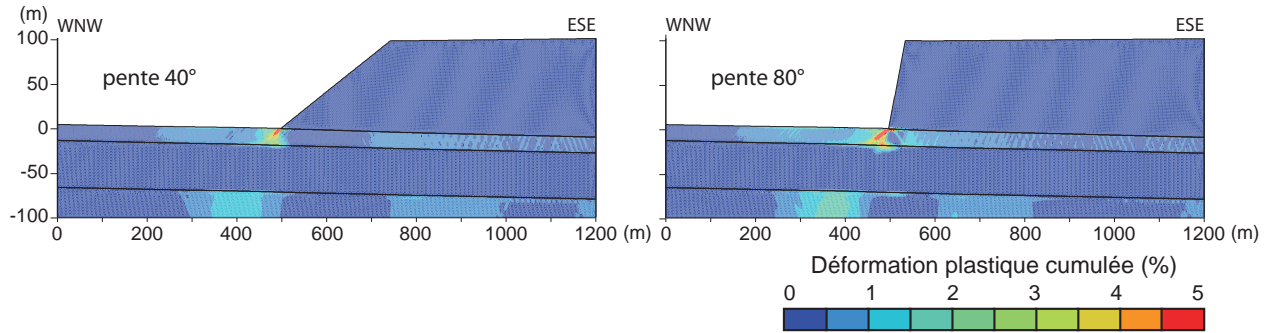


FIGURE 4.22: Variation de pente sur un modèle à pente moyenné. Les deux modèles convergent et sont présentés à $t_n = 100$ ans. Le même jeu de paramètres mécaniques est utilisé sur les deux simulations.

L'individualisation du dépôt de pied entre les profils (b) et (c) met en évidence une localisation des déformations le long du contact entre le dépôt et la basse falaise. Cette localisation étant liée à l'accroissement de la taille des mailles le long de l'interface (Fig. 4.23).

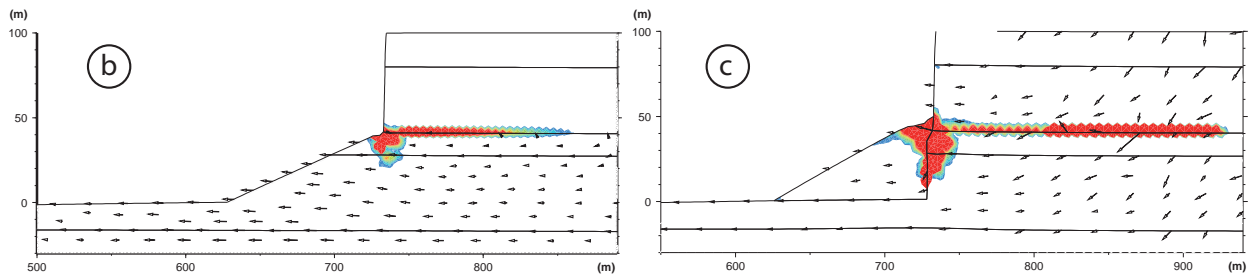


FIGURE 4.23: Individualisation du dépôt de pied et plastification associée.

Sur le profil final (c), le bloc du dépôt est mécaniquement et géométriquement individualisé, le contact du bloc avec la falaise et le platier est traité comme une faille, le choix d'un coefficient de friction (α) entre les deux parois exprimant le couplage entre chacune des frontières. Deux situations ont été évaluées, absence de friction ($\alpha = 0$) et friction maximum ($\alpha = 1$). Les simulations ne montrant pas d'impact notable sur les résultats selon le frottement considéré.

Le profil de falaise présenté dans les sections 4.5.1 et 4.5.2 fait partie d'une réflexion menée sur la géométrie de la falaise et ses conséquences sur sa déformation. En effet, on observe le long du trait de côte des variations dans la hauteur du dépôt de pied, avec dans la majorité des cas un dépôt arrivant à mi-falaise. De plus, ce test de sensibilité a été l'occasion d'une réflexion : premièrement sur la mise en place du dépôt de pied et deuxièmement, pour tester l'hypothèse d'une falaise verticale et de voir la transition vers un profil de falaise avec dépôt (Fig. 4.24).

Trois géométries initiales de la falaise sont testées :

- un profil réel, avec la haute falaise verticale et une pente à 22° pour la basse falaise,
- un profil moyenné, caractérisé par une seule pente continue (40°) affectant toute la hauteur de la falaise,
- un profil sub-vertical, sans aucun dépôt de pied initial. La haute falaise est strictement verticale et la falaise inférieure a un pendage de 88°.

Seule la géométrie de la falaise distingue les trois simulations, l'altitude des lithologies est la même, les conditions aux limites sont identiques ainsi que les caractéristiques mécaniques. Enfin l'extension du dépôt de pied est la même entre le profil réel et le profil moyenné. Cependant ces paramètres sont spécifiques à ces modèles. En effet, cette analyse de sensibilité a été réalisée en préambule des modèles présentés auparavant. Les principales différences sont :

- la condition limite à la base est imposée avec une vitesse tangentielle libre (type “*free slip*”),
- des propriétés mécaniques différentes pour l'Aptien (densité plus élevée et angle de frottement des sables plus faible, voir Tab. 4.4),
- une représentation lithologique différente du dépôt de pied. Ici, le dépôt de pied n'est pas individualisé d'un point de vue mécanique, les lithologies y sont prolongées.

Le rôle stabilisateur du dépôt de pied apparaît nettement avec une instabilité retardée en fonction de l'épaisseur.

lithologie	E (MPa)	c' (kPa)	φ' (°)	ρ (kg/m ³)
argile à silex	9,78	89	18	1 949
craie du Cénomanién	1 808	1 900	35	2 033
argiles du Gault	9,57	54	26	1 866
sables de l'Aptien	28,78	80	27	1 908
argiles du Kimméridgien	9,78	39	23	2 043

TABLE 4.4: Paramètres mécaniques spécifiques aux simulations portant sur la géométrie du profil de falaise.

Comparaison profil réel (Fig. 4.24a) et profil moyen (Fig. 4.24b)

Dans le cas du profil moyen, l'augmentation de l'épaisseur du dépôt de pied renforce la butée de pied et retarde la déstabilisation du modèle passant de 66 j pour le profil réel à 91 j pour le profil moyen, atteignant le sommet de falaise. Elle est repoussée à 91 j pour un dépôt atteignant le sommet de falaise.

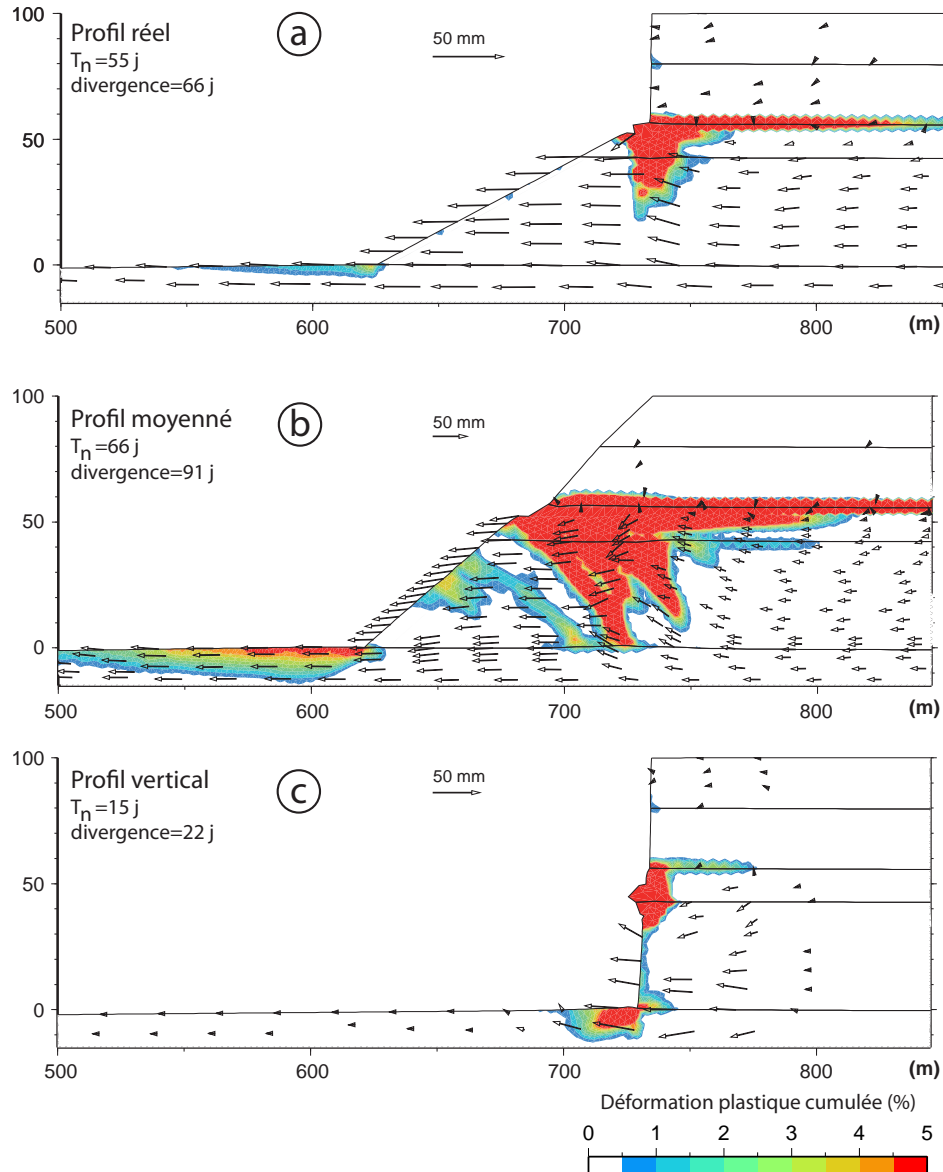


FIGURE 4.24: Influence du profil de falaise sur sa déformation. La géométrie et le positionnement des couches correspondent à la configuration d’Octeville. Chacun des modèles atteint un état divergé.

L’augmentation de l’épaisseur et de la pente de surface du dépôt de pied à plusieurs répercussions sur l’intensité et la localisation des secteurs plastifiés. Le premier effet s’observe à l’avant du dépôt, l’augmentation de son volume et donc de son poids, entraîne une extension et une intensification des plastifications (Fig. 4.24). Le second effet concerne la plastification du dépôt de pied. Contrairement au profil réel, où la plastification est concentrée dans une seule bande à l’aplomb de la falaise, une série de bandes de plastifications inclinées se développe pour le profil moyenné. Le pendage des structures est compris entre 30 et 40°. Le réseau peut être divisé en deux. Dans le réseau principal avec la plastification la plus forte, les bandes se propagent du Gault

jusqu'à la base des sables aptiens. De plus, ce réseau se développe rétrogressivement vers la terre. Le réseau secondaire est beaucoup plus faible en intensité, le cumul des déformations plastiques est compris entre 1 et 4 % et se cantonne dans la couche des sables aptiens. De plus, cette déformation secondaire apparaît dans un second temps, après la mise en place du réseau principal.

Sur le profil réel, l'initiation du réseau secondaire est visible à la surface du dépôt de pied. Enfin, la plastification des argiles du Gault est plus importante dans le profil moyenné, affectant la couche sur toute son épaisseur en avant du sommet de falaise et s'étendant sur 50 m dans les terres en arrière du sommet de falaise.

Du point de vue de l'amplitude des déplacements instantanés, les deux profils sont semblables. Un seul secteur du profil moyenné est différencié du profil réel. Il se situe dans les sables aptiens principalement, à l'aplomb du sommet de falaise (abscisse 740) et est caractérisé par une forte composante verticale dans le vecteur déplacement.

Comparaison profil réel (Fig. 4.24a) et profil vertical (Fig. 4.24c)

Pour une falaise verticale sans dépôt, les déstabilisations du Gault interrompent rapidement la simulation, au bout de 22 jours.

En l'absence du dépôt de pied, on observe une très forte déformation superficielle des argiles du Gault et du sommet des sables aptiens. Au pied de la falaise, la plastification est très peu étendue et liée à un effet de coin plutôt qu'à un effort compressif dû au report de la contrainte exercée par la falaise. Un faible endommagement de la surface des sables est également visible.

A la vue de ces simulations, il ressort qu'une falaise constituée de ces successions sédimentaires sans dépôt de pied n'ait qu'une situation transitoire, la falaise constituant naturellement un dépôt à sa base. La présence d'un dépôt de pied continu et permanent le long du secteur étudié s'explique donc par les apports naturels de matériel provenant de la falaise, l'érosion marine n'étant pas suffisante pour les évacuer. Concernant la composition du dépôt de pied, elle dépend des roches affleurant en front de falaise. Ainsi, au nord du trait de côte, le dépôt est principalement constitué d'argiles du Gault et de craie alors qu'au sud, les sables aptiens deviennent majoritaires dans la composition du dépôt de pied. D'autre part, bien que la composition de la falaise influe sur celle du dépôt, la résistance des roches intervient également. Comme le montrent les simulations, la plastification des argiles a une action prépondérante sur la stabilité/instabilité de la falaise.

Sur la base des simulations, les argiles du Gault sont majoritaires dans la composition du dépôt de pied, avec les sables aptiens en complément dans la partie sud du trait de côte. Cependant, en l'absence de données sur la composition du dépôt le long du trait de côte, ces constatations restent des hypothèses. L'observation, à partir de la plage, du dépôt de pied n'apporte qu'une fenêtre très restreinte qui ne permet pas d'infirmier

ou de confirmer ces suggestions. Il n'y a que sur le site de Sainte-Adresse que la composition du dépôt soit connue. Les différents forages réalisés et les coupes interprétatives produites indiquent que la composition du dépôt de pied est très hétérogène (Sinelle, 1989). Il s'y observe des secteurs principalement crayeux, des portions de Gault associées à la craie et les sables aptiens et des portions uniquement constituées des sables ferrugineux.

4.5.5 Composition du dépôt de pied

Sur la base des observations et conclusions faites au paragraphe précédent, le comportement de la falaise a été testé en fonction de la composition lithologique du dépôt. Cette série pose le problème de la caractérisation mécanique du dépôt de pied. Les différentes coupes interprétatives de ces secteurs côtiers en France et en Angleterre indiquent que le dépôt serait constitué de blocs basculés ayant la composition de la falaise. Cette composition variant le long du trait de côte, celle du dépôt varie également. Ce changement lithologique provoque-t-il une déformation spécifique de la falaise ?

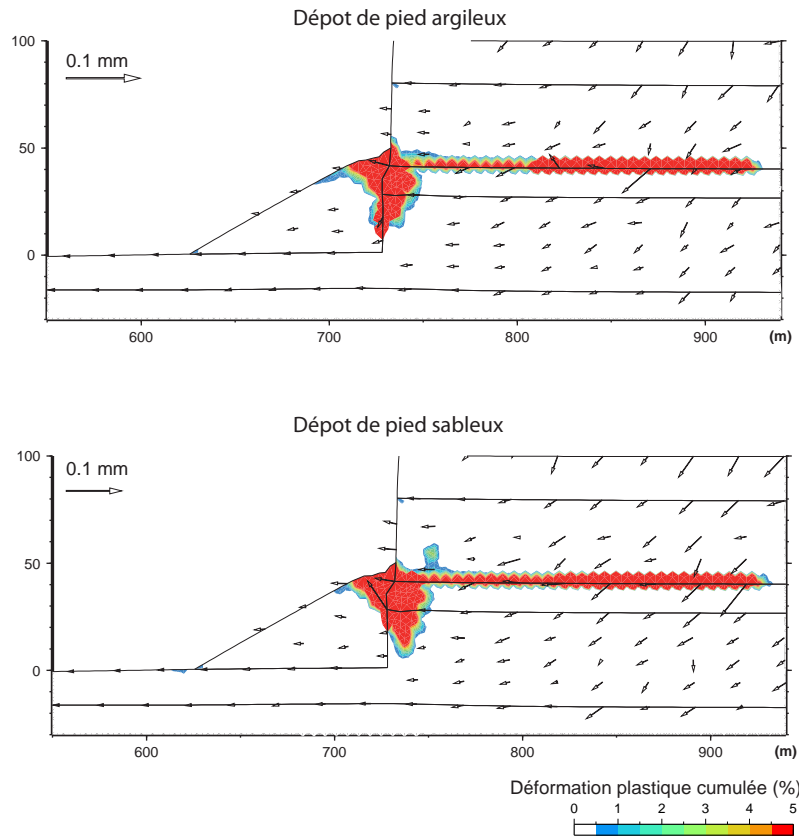
L'approche numérique considère le bloc comme homogène, ces propriétés mécaniques doivent donc refléter sa composition. A Sainte-Adresse, le dépôt est un mélange, dont les proportions sont inconnues, entre argiles, sables et craie. Les cohésions et angles de frottement de ces roches sont variés et une valeur moyenne, même pondérée en fonction de la composition du dépôt, serait peu représentative de son comportement mécanique macroscopique.

L'approche retenue consiste à considérer que le dépôt est composé par la lithologie majoritaire. Sur le modèle géométrique de Cauville, deux cas sont comparés, le dépôt est fait d'argiles albiennes ou de sables aptiens (Fig. 4.25). Il est constitué de blocs glissés, les lithologies sont faiblement remaniées sauf le long des surfaces de glissement. A l'échelle du dépôt, les roches présentent donc majoritairement leurs caractéristiques intactes plutôt que des caractéristiques mécaniques résiduelles.

La principale modification, suite au passage de l'argile vers le sable, est l'apparition d'une très faible plastification dans le niveau de craie, sous la forme d'une structure ascendante enracinée sur le contact entre la craie et le Gault (Fig. 4.25a). La plastification dans la craie n'est qu'une amorce, les deux simulations ayant toutes les deux convergé. On remarque également qu'avec un dépôt sableux, la plastification reste dans la falaise contrairement au dépôt argileux où elle se situe à l'interface front de falaise/dépôt. Enfin, les déplacements instantanés sont légèrement plus forts avec un dépôt sableux.

D'un point de vue mécanique, le dépôt sableux est plus dense et exerce donc une contrainte plus importante et stabilise plus fortement la basse falaise ; de plus le dépôt dans son ensemble est plus rigide et plus cohésif (Tab. 4.25b). Ces éléments expliquent la plastification confinée dans la basse falaise lorsque le dépôt est sableux, le dépôt étant moins déformable, la basse falaise ne peut se déformer que vers le haut là où le

confinement est le moins fort. Ce confinement impose des mouvements verticaux des argiles du Gault et des sables aptiens, ce qui expliquerait l'amorce plastique dans la craie.



(a) Déformation de la falaise en fonction de la composition lithologique du dépôt de pied. Les deux modèles proviennent de simulations convergentes et sont présentés à $t_n=10$ ans.

lithologie	E (MPa)	c' (kPa)	φ' (°)	ρ (kg/m ³)
argiles du Gault	9,57	54	26	1330
sables Aptien	28,78	80	27	1550

(b) Paramètres mécaniques du dépôt de pied

FIGURE 4.25: Effets de la lithologie du dépôt de pied sur la déformation de la falaise. Ces simulations illustrent les cas 1 et 2 où le dépôt est cohésif sur la configuration de Cauville.

4.5.6 Correspondance des vitesses numériques et mesures à Sainte-Adresse

Du fait de l'absence de correspondance temporelle entre temps numérique et temps réel, les simulations fournissent des schémas d'évolutions, plus que des prédictions sur l'évolution de la falaise. Les déplacements moyens cités aux paragraphes 4.5.2 ne sont pas directement transposables aux déplacements enregistrés dans la nature. Les vitesses moyennes de déformation sont enregistrées sur les inclinomètres à Sainte-Adresse, le

long du contact entre les argiles du Kimméridgien et les sables de l'Aptien. Le taux de déplacement moyen varie avec la position de la nappe phréatique, de 1 à 6 mm/an pendant les années sèches et jusqu'à 1 - 2 cm/an pendant les années humides (1985 et 1987). Dans le modèle numérique de Sainte-Adresse, si l'on fait une transposition en vitesse numérique (v_n), en utilisant le temps de calcul numérique t_n , la vitesse de déformation atteindrait 24,3 m/an. Elle est bien plus élevée que les vitesses réelles de déformations ($\sim 25\,000$ fois). La recherche d'un coefficient entre vitesses réelles et numériques n'est pas judicieuse car le dépôt apparaît élastique dans les modèles alors qu'il se plastifie (surfaces de glissement imbriquées) dans la réalité. Sans plus d'informations, la transposition des vitesses de modélisation n'est pas envisageable.

4.6 Discussion

Sur l'ensemble des modèles produits, une caractéristique majeure ressort, c'est l'absence de déformations plastiques dans le niveau de craie. La haute falaise se déforme et se déplace mais reste dans le domaine élastique. A l'opposé, la basse falaise concentre les déformations plastiques et plus particulièrement le niveau des argiles du Gault. Ce dernier ressort comme un niveau de découplage mécanique permettant à la basse falaise de se déplacer avec un mouvement translationnel ven direction de la mer. Le mouvement s'initie du front du dépôt et se propage vers les terres dans la falaise.

Ces résultats viennent appuyer un modèle de fonctionnement de la falaise contrôlé par les deux niveaux d'argiles. La basse falaise glissant le long du Kimméridgien et la haute falaise le long de l'Albien. Les glissements rotationnels de la basse falaise, évoqués dans des contextes similaires, ne sont pas reproduits par simulation. La contrainte gravitaire n'est pas suffisante pour générer ce modèle, le mouvement rotationnel serait donc lié aux processus marins qui ne sont pas modélisés ici. Au sein du glissement translationnel d'ensemble de la basse falaise, le glissement rotationnel, superficiel, affectant le dépôt de pied, ne serait qu'une remobilisation de ce secteur sous l'action érosive marine retirant la butée de pied. Comme la basse falaise évolue plus vite que la haute falaise, il se peut qu'une déstabilisation de la haute falaise soit déclenchée par les mouvements de la basse falaise.

Le mouvement de la falaise pourrait être fortement amplifié en supposant un troisième niveau de décollement positionné en profondeur, au contact Kimméridgien/Oxfordien. Mais l'existence de ce niveau n'est pas établie sur le secteur d'étude.

Cependant l'approche numérique utilisée présente des limites dans la modélisation des falaises côtières. L'incapacité à sectionner le maillage est la limitation principale de nos simulations. La déstabilisation rapide des argiles du Gault ou du sommet du dépôt de pied, arrête prématurément les calculs. La majorité des modèles présentés n'affiche alors que les mouvements préliminaires de la falaise. Le comportement postérieur à ces déstabilisations superficielles n'est pas connu, la falaise se stabilise-t-elle si la simulation se poursuit ?

Ou bien le glissement de la basse falaise se poursuit-il et entraîne-t-il un mouvement de la falaise supérieure ? Une modélisation en éléments distincts contournerait le problème du maillage et apporterait des réponses aux questions précédentes. Mais les éléments distincts ne paraissent pas très adaptés pour modéliser des lithologies argileuses et sableuses. Justifier l'existence de réseaux de fractures, croisés avec la stratification pour délimiter des blocs dans ces roches semble difficile.

Chapitre 5

Modélisation analogique de glissement gravitaire en présence de pression de fluide aux pores

Sommaire

5.1	Introduction	150
5.2	Principe de la modélisation analogique	150
5.2.1	Similitude géométrique	150
5.2.2	Similitude cinématique	151
5.2.3	Similitude dynamique (forces et résistances)	152
5.3	Dispositif expérimental	153
5.3.1	L'hypothèse de travail	156
5.4	Choix des matériaux analogues	157
5.4.1	Matériaux et dimensionnement associé	157
5.5	Modélisation avec un seul niveau de décollement (2D)	160
5.5.1	Construction du modèle et conduite de l'expérience	160
5.5.2	Limitations de la méthode	160
5.5.3	Modèle analogique 2D	161
5.6	Modélisation à deux niveaux de décollements	165
5.6.1	Modèle 1 : surpressions identiques sur les deux niveaux	167
5.6.2	Modèle 2 : surpressions renforcées sur le décollement supérieur	169
5.7	Modèle 3D avec un pendage du niveau de décollement	175
5.8	Discussion	180

5.1 Introduction

La modélisation analogique avec surpression de fluide aux pores a été entreprise pour tester en 3D l'influence de paramètres tels qu'une augmentation de la pression interstitielle au sein de la falaise, l'influence de la position et du nombre de niveaux d'argiles ou encore l'érosion marine et son rôle dans le mécanisme de déstabilisation. Les principaux avantages de la méthode résident dans la possibilité de (1) créer des failles pouvant accommoder de fortes déformations et d'importants déplacements, (2) considérer le problème en 3D et plus seulement en coupe, (3) produire une succession d'épisodes de déformations caractérisant l'évolution à long terme.

Trois configurations de la falaise sont reproduites : les deux premières correspondent à des sites ponctuels le long du trait de côte et la troisième à un tronçon d'environ 2 km de long. La première configuration concerne le nord du secteur d'étude, au Port d'Antifer, là où les argiles albiennes sont situées à la base de la falaise de craie. La seconde représente le secteur du Cap de la Hève et de Sainte-Adresse, au sud, là où les deux niveaux d'argiles sont présents, avec le Kimméridgien à la base de la falaise. Enfin la troisième configuration s'intéresse au passage des falaises à lithologies variables aux falaises à lithologies de craie. La portion côtière modélisée est centrée autour du port d'Antifer et reproduit l'enfouissement progressif des argiles de l'Albien sous le platier du fait du pendage régional.

5.2 Principe de la modélisation analogique

Le dimensionnement des modèles à échelle réduite en science de la terre a été introduit par Hubbert (1937). Ces travaux ont ensuite été repris et approfondis par *e.g.* Hubbert (1945, 1951); Ramberg (1981); Weijermars et Schmeling (1986); Davy et Cobbold (1991). Pour simuler un système géologique par un modèle à échelle réduite, Hubbert (1937) a défini trois principes : similitude géométrique, cinématique et dynamique. Pour que le prototype géologique reproduise, à petite échelle, l'évolution de son homologue naturel, le respect des trois critères de similitude est nécessaire.

5.2.1 Similitude géométrique

Le concept de similitude géométrique est illustré sur la figure 5.1. La distance L_r entre deux points dans le système géologique correspond à une distance L_m dans le modèle, le rapport

$$\frac{L_m}{L_r} = L^* = \text{constant}$$

défini l'échelle géométrique (L^*) qui est valable en tous points. Un prototype bien dimensionné doit être

uniformément réduit dans chacune des directions de l'espace, à la fois en surface et en profondeur.

La similitude géométrique se retrouve dans le rapport des aires (A) et des volumes (V), ces grandeurs étant dépendantes du rapport d'échelle.

$$\frac{A_m}{A_r} = \frac{L_m^2}{L_r^2} = L^*{}^2 \quad \text{et} \quad \frac{V_m}{V_r} = L^*{}^3$$

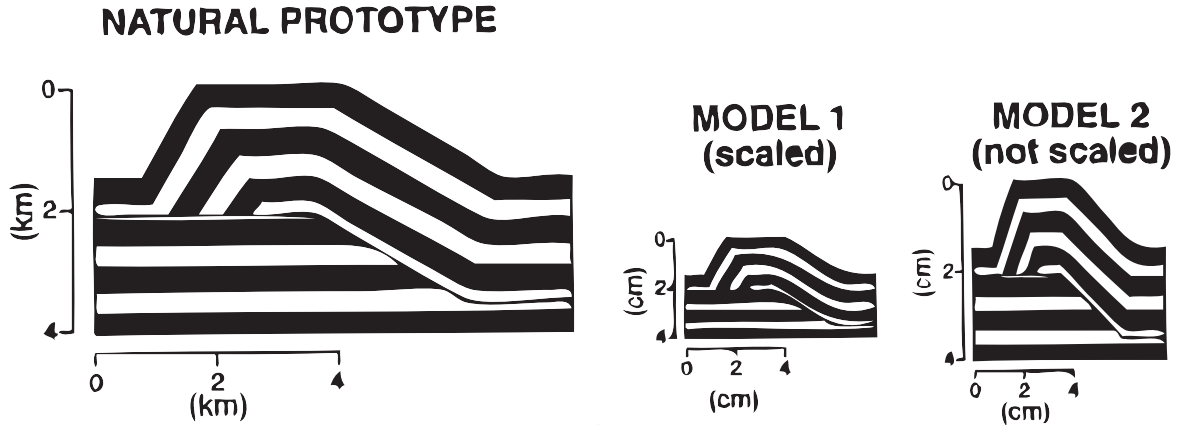


FIGURE 5.1: Exemple de mise à l'échelle géométrique. Le modèle 1 est correctement dimensionné, comparé au système géologique (*natural prototype*) toutes les dimensions sont réduites avec le même rapport. Le modèle 2 est en revanche mal dimensionné, la hauteur du modèle est moins réduite que la longueur du modèle (Eisenstadt *et al.*, 1997).

5.2.2 Similitude cinématique

Elle pose que le prototype et le modèle naturel doivent rester géométriquement similaires au cours de la déformation, sans distorsion de l'échelle des temps (Eisenstadt *et al.*, 1997).

Le critère de similitude cinématique apparaît dans l'expression du rapport des vitesses (v) ou des accélérations (a) ces quantités faisant intervenir l'échelle géométrique (L^*) et l'échelle des temps (T^*) :

$$\frac{v_m}{v_r} = \frac{L_m/t_m}{L_r/t_r} = L^* \times T^{*-1}, \quad \frac{a_m}{a_r} = L^* \times T^{*-2}$$

t est un temps caractéristique. Pour qu'un modèle et son équivalent naturel soient cinématiquement similaires, il suffit qu'ils soient dynamiquement similaires (Hubbert, 1937).

5.2.3 Similitude dynamique (forces et résistances)

La similitude dynamique s'obtient en réduisant d'un même facteur, les forces, pressions, résistances et contraintes s'exerçant dans le prototype par rapport à celles s'exerçant dans le modèle naturel. Idéalement toutes les forces et contraintes devraient être mises à l'échelle pour que la similitude cinématique du prototype soit respectée. En pratique, des limitations empêchent de prendre en compte toute la complexité de l'exemple naturel dans un modèle réduit comme, par exemple, les forces électrostatiques, forces d'inertie, ... cependant la contribution de tels forces est négligeable dans les processus de déformation géologique. Des prototypes fiables peuvent être établis en ne dimensionnant que les paramètres significatifs dans l'exemple naturel (Eisenstadt *et al.*, 1997). Pour un modèle géologique, l'intégration et la mise à l'échelle des contraintes tectoniques, gravitaires et de la résistance des roches est suffisante (Hubbert, 1945; Eisenstadt *et al.*, 1997; Mourgues et Cobbold, 2006). Les paramètres dont la contribution est mineure dans les déformations, peuvent être négligés.

L'expression du rapport des contraintes (σ^*) se fait en fonction des rapports de densité, gravité et longueur (eq. 5.2).

$$\sigma^* = \frac{\sigma_m}{\sigma_r} = \frac{(force/surface)_m}{(force/surface)_r} \quad (5.1)$$

$$= \frac{(mg/A)_m}{(mg/A)_r} = \frac{\left(\frac{\rho L^3 g}{L^2}\right)_m}{\left(\frac{\rho L^3 g}{L^2}\right)_r} = L^* \times \rho^* \times g^* \quad (5.2)$$

La résistance des roches fragiles est décrite par l'équation de Coulomb (eq. 5.3, (Byerlee, 1978)). Elle relie la contrainte cisailante (τ) à la cohésion de la roche (c), la contrainte normale (σ_n) et l'angle de frottement interne via le coefficient de friction interne ($\mu = \tan \varphi$)

$$\tau = \mu \sigma_n + c \quad (5.3)$$

Le maintien du rapport des contraintes revient alors à maintenir le rapport de la cohésion et du coefficient de friction interne. En posant $\mu_r = \mu_m$, c'est à dire que le coefficient de friction est le même dans la nature et dans le modèle, Davy et Cobbold (1991); Eisenstadt *et al.* (1997) et Mourgues et Cobbold (2006) montrent alors que la cohésion doit être réduite dans les mêmes proportions que les contraintes (eq. 5.4).

$$\sigma^* = \frac{c_m}{c_r} \quad (5.4)$$

La difficulté est alors de trouver des matériaux analogues ayant une gamme de propriétés pouvant satisfaire

les critères de dimensionnement.

L'équation 5.2 a alors donné lieu à deux approches en modélisation analogique. La première, consiste à travailler dans un champ de gravité artificiel (Ramberg, 1967; Dixon, 1974, 1975; Ramberg, 1981; Dixon et Summers, 1985), l'accélération de la gravité étant générée par la rotation d'une centrifugeuse. L'augmentation de la gravité, autorise l'utilisation de matériaux résistants (mélange d'hydrocarbures solides et liquides)(Chemenda *et al.*, 2005; Bachmann *et al.*, 2008) allant jusqu'aux roches non remaniées, elles-même (Stone et Merrien-Soukatchoff, 2007). La seconde approche s'est développée plus récemment, à partir des années 80, et consiste à travailler dans le champ de gravité normal. Cette méthode nécessite alors l'emploi de matériaux moins résistants qu'en milieu naturel. Pour reproduire des comportements fragiles ou ductiles, différents types d'analogues sont utilisés. Le sable (quartz, corindon, feldspath), fragments de verre, Pyrex et microbilles de verre sont utilisés pour reproduire un comportement fragile (Mourgues et Cobbold, 2006; Panien *et al.*, 2006; Espurt *et al.*, 2008; Graveleau et Dominguez, 2008). Pour un comportement ductile, les analogues utilisés peuvent être un polymère de silicone, du miel, du sirop de glucose (Weijermars et Schmelting, 1986; Vendeville, 2005; Tirel *et al.*, 2006; Espurt *et al.*, 2008). Ces expériences se font dans le champ de gravité normal, le rapport de gravité (g^*) vaut donc 1, l'accélération de la gravité étant la même entre prototype et modèle naturel. Les matériaux utilisés pour reproduire des comportements fragiles, tels que des sables, ont un rapport de densité proche de 1. L'équation 5.2 se simplifie alors et se résume à :

$$\sigma^* = \frac{\sigma_m}{\sigma_r} = L^* \quad (5.5)$$

Le rapport des contraintes se ramenant simplement à l'échelle du modèle réduit. La résistance des matériaux analogues devant alors être réduite selon l'échelle du modèle (eq. 5.4 et 5.5).

5.3 Dispositif expérimental

Le dispositif utilisé pour cette étude est une variante du dispositif de Mourgues et Cobbold (2006). Ce dispositif a initialement été conçu pour la modélisation de niveau de décollement en présence de surpressions de fluides (Mourgues, 2003). L'appareillage se décompose en trois blocs (Fig. 5.2A) : 1) la source d'air comprimé, générée au moyen d'une turbine, 2) un caisson d'homogénéisation, permettant la régulation et la répartition de l'air comprimé sur la table de déformation, 3) la table de déformation : c'est un assemblage constituée de cellules carrées de 5 cm de coté. Les cellules sont indépendantes les unes des autres permettant de choisir la forme de la surface du modèle soumise à une pression de fluide, la valeur de la pression pouvant être ajustée au sein de chaque cellule au travers de chaque injecteur. Des plaques de verre délimitent les bords

du modèle, la largeur maximum des modèles atteignant 60 cm pour une longueur maximum de 150 cm. Le prototype est constitué de plusieurs couches de sable sec ou humide et de microbilles de verre pour reproduire le comportement mécanique des couches sédimentaires fragiles constituant la falaise.

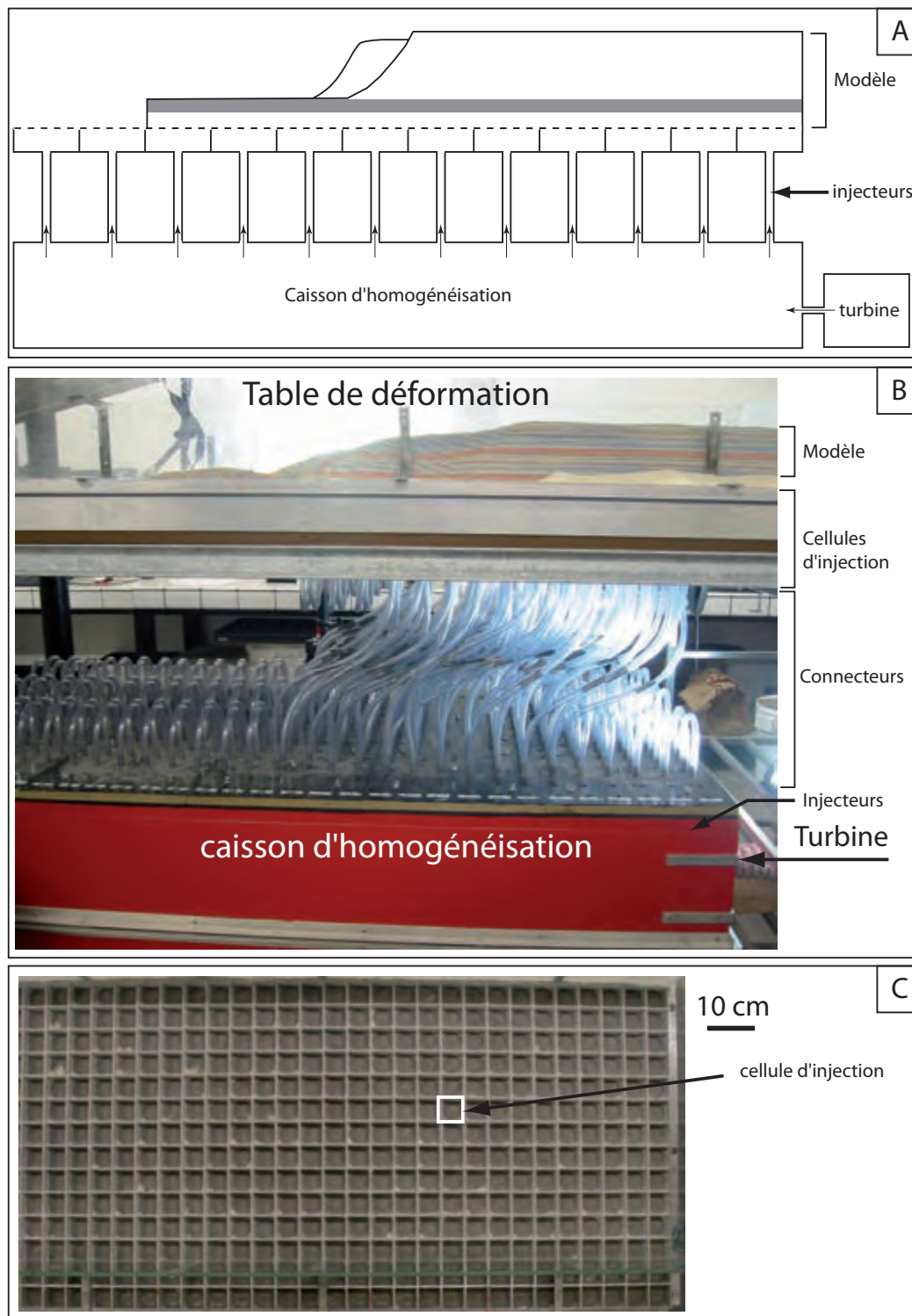


FIGURE 5.2: Dispositif expérimental. A : Schéma simplifié, B : vue de côté de l'appareillage, C : vue latérale de la table de déformation et des cellules d'injection de fluide interstitiel. Les couches de sable sont déposées sur la table de déformation.

5.3.1 L'hypothèse de travail

L'utilisation de ce dispositif dans le cadre de l'étude des falaises côtières est le suivant. La surpression interstitielle, générée par l'injection d'air comprimé, permet de réduire la résistance mécanique effective du modèle. Des niveaux de décollement sont créés en localisant les surpressions à la base des niveaux de faible perméabilité, analogues des argiles kiméridgiennes et albiennes. La localisation de la surpression permet de reproduire la faible résistance mécanique des argiles. L'hypothèse étant alors qu'une augmentation rapide du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la pression interstitielle dans la roche réduisant sa résistance mécanique. Exprimée dans un plan de Mohr-Coulomb (Fig. 5.3), l'augmentation de la pression interstitielle (Δu) entraîne une translation du cercle de Mohr vers la gauche, le rapprochant de la droite de rupture de la roche.

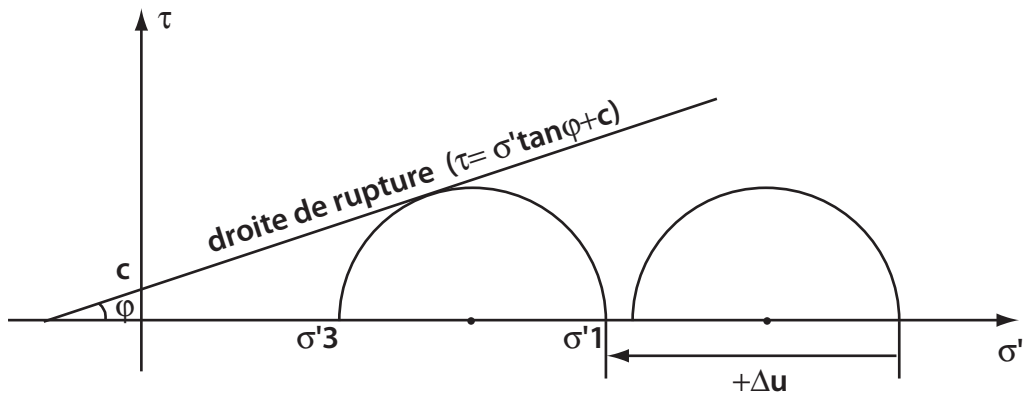


FIGURE 5.3: Représentation de la chute de résistance liée à la pression interstitielle dans un plan de Mohr-Coulomb

La pression de fluide, et donc le débit d'air comprimé à appliquer dans le modèle, sont dimensionnés au moyen d'un modèle 1D. En tout point du modèle, la pression est connue au moyen de la loi de Darcy (eq. 5.6) :

$$\frac{Q}{S} = \frac{K P_b}{\eta h} \quad (5.6)$$

où Q est le débit d'air comprimé au travers d'une surface S , K la perméabilité du milieu, η la viscosité de l'air et P_b/h le gradient de pression, avec P_b la pression à la base d'une couche d'épaisseur h . On exprime alors le coefficient de pression de fluide (λ) comme le rapport entre la pression de fluide et la pression lithostatique (eq. 5.7 et Fig. 5.4).

$$\lambda = \frac{P_{fluide}}{P_{litho}} = \frac{P_f(z) - P_f(0)}{\rho g z} \quad (5.7)$$

A partir de l'épaisseur et de la perméabilité de chacune des couches du modèle réduit, le débit d'air comprimé est déterminé de manière à atteindre une valeur de $\lambda = 1$ à la base des analogues des argiles.

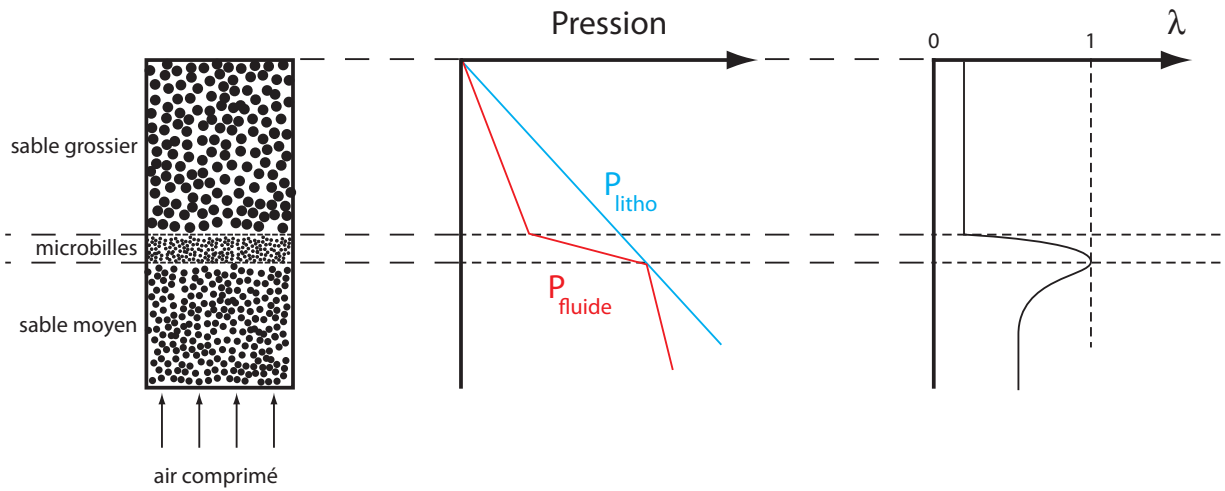


FIGURE 5.4: Principe de fonctionnement des modèles analogiques avec pression de fluide aux pores. Le fluide est de l'air comprimé, injecté à la base du modèle. La différence de granulométrie (et donc de perméabilité) entre les microbilles de verre et les sables moyen ou grossier fait que l'air comprimé est "piégé" à la base du niveau de microbilles. La pression de fluide (P_{fluide}) est augmentée progressivement jusqu'à qu'elle atteigne une valeur proche de la pression lithostatique. La contrainte effective dans les microbilles est alors proche de zéro (et λ le coefficient de pression de fluide est proche de 1), la résistance mécanique du niveau devenant très faible, il se comporte alors comme un niveau de glissement. Plus λ se rapproche de 1 et plus la contrainte effective est faible.

5.4 Choix des matériaux analogues

Les analogues utilisés dans les expériences sont des sables tamisés grossiers avec une perméabilité élevée (Sifracco BE01) et des microbilles de verre avec une faible perméabilité (Sovitec AG). Le sable grossier est l'analogue de la craie cénomaniennne et des sables aptiens. Les microbilles de verre sont l'analogue des argiles du Kimméridgien et de l'Albien. L'argile à silex n'a pas été retenue dans la modélisation.

Le rapport d'échelle utilisé dans les modèles réduits est $L^* = 4.10^{-4}$, une falaise de 100 m de haut sur le terrain est reproduite dans le modèle par une hauteur de 4 cm. Du fait des dimensions de la table de déformation, les prototypes géologiques couvrent une zone, faisant au maximum 1 500 m par 4 000 m.

5.4.1 Matériaux et dimensionnement associé

Les caractéristiques mécaniques des analogues sont exprimées dans le tableau 5.1.

Matériau	ρ (kg/m ³)	φ (°)	c (Pa)	granulométrie (μ m)	K (Darcy)
sable grossier sec	1 600 ^{a,b}	34 ^b	30 - 70 ^{c,d}	200 - 400 $D_{50} = 316$	100
sable grossier humide	1 616 ^{a,b}	34 ^b	230 - 1 100	200 - 400 $D_{50} = 316$	<100
microbilles	1 500 - 1 600 ^{a,b}	24 ^b	27 ^b	53 - 106	10 - 30

TABLE 5.1: Propriétés mécaniques des matériaux analogues. ^a(Schellart, 2000), ^b(Panien *et al.*, 2006), ^c(Mourgues, 2003), ^d(Lacoste *et al.*, 2009)

La localisation de la surpression s’obtient du fait du contraste de perméabilité entre les sables (100 Darcy) et les microbilles (10-30 D). Le calcul des rapports de densité et d’angle de frottement φ^* et ρ^* (Tab. 5.2) entre les roches et leurs analogues montre qu’ils sont proches de 1. Ainsi, l’équation 5.5 se simplifie en :

$$\sigma^* = c^* \sim L^*$$

Le dimensionnement dynamique du modèle indique que la mise à l’échelle des contraintes est assurée en réduisant la cohésion des analogues. Le rapport de cohésion doit alors égaler le rapport de similitude géométrique. Le tableau 5.2 montre que pour les argiles et les sables aptiens les analogues sont trop cohésifs, leurs rapports respectifs sont légèrement supérieurs à celui de l’échelle géométrique, la similitude dynamique n’est que légèrement faussée. En revanche pour la craie, l’analogue (sable sec) est trop peu cohésif, le rapport de cohésion étant inférieur d’un ordre de grandeur au rapport géométrique. Une procédure originale a alors été proposée pour augmenter la cohésion des sables en préservant les autres caractéristiques mécaniques. L’humidification du sable par vaporisation permet de créer une cohésion capillaire qui vient s’ajouter à la cohésion naturelle du matériau et augmenter la cohésion de l’analogue.

analogue / lithologie	L^*	c^*	φ^*	ρ^*
sable grossier sec/ craie du Cénomanién	4.10 ⁻⁴	1, 58.10 ⁻⁵ - 3, 7.10 ⁻⁵	0,97	1,03
microbilles / argiles du Gault		5.10 ⁻⁴	0,92	1,12 - 1,2
sable grossier sec/ sables Aptien		3, 75.10 ⁻⁴ - 8, 75.10 ⁻⁴	1	1,03
microbilles / argiles du kimméridgien		6, 9.10 ⁻⁴	1,04	0,91 - 0,97

TABLE 5.2: Rapport des grandeurs physiques entre les roches et leurs analogues

L’humidification du sable grossier, analogue de la craie, s’est faite en pulvérisant de l’eau au cours de la mise en place de la couche. Dans la mise en place de l’analogue de la craie, une alternance entre sable grossier sec et sable grossier humide a été réalisée tous les 5 mm d’épaisseur pour tenter de reproduire une cohésion globale adéquate. Après quelques essais, une teneur en eau de 1 % s’est avérée être adaptée. Au-delà de cette

valeur, la cohésion capillaire devient trop forte et conduit à une trop forte cohésion. L'analogue devient trop résistant et l'application d'une pression de fluide aboutit à une expulsion de la couche de microbilles sans qu'aucune déformation n'apparaisse dans l'analogue de la craie (Fig. 5.5).

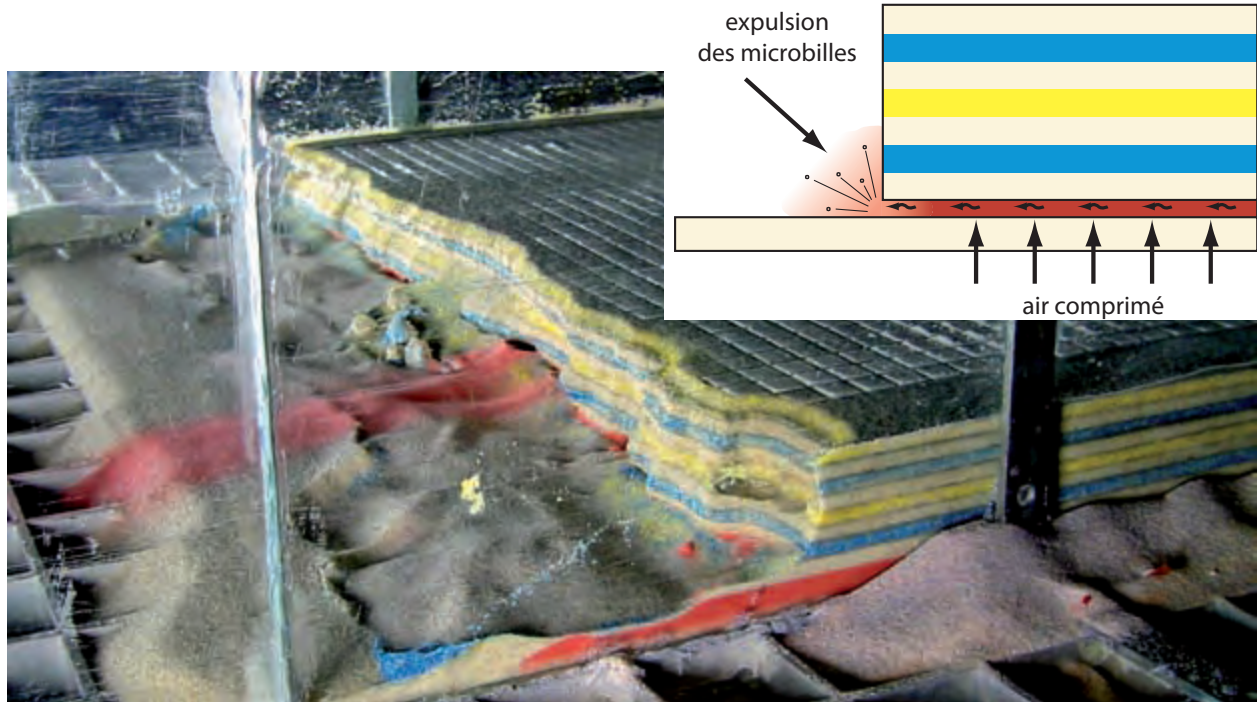


FIGURE 5.5: Modèle de falaise défectueux. Le sable grossier est trop humidifié (niveaux blancs, jaunes et bleus) le rendant trop cohésif. L'application d'une pression de fluide sur le niveau de microbilles (en rose) expulse la couche propulsant le matériau à l'avant du modèle.

Avec une teneur en eau de 1 %, la modification de densité est négligeable (Tab. 5.1). Le gain de cohésion par capillarité est estimé entre 200 et 1 100 Pa. La cohésion du sable grossier humide est alors estimée entre 230 et 1 100 Pa. Cette valeur n'est qu'une estimation basée sur un modèle d'agencement géométrique des grains en tenant compte du compactage et de la teneur en eau du sable (Fleureau *et al.*, 1993; Taibi *et al.*, 2005), elle n'a pas été mesurée. De plus l'humidification du sable diminue sa perméabilité à l'air, l'eau occupant une partie du volume des pores.

Sur cette fourchette de cohésion pour le sable grossier humide, le rapport de cohésion de la craie se rapproche du rapport requis pour les contraintes. Il est du même ordre que le rapport des dimensions (10^{-4}) et l'encadre correctement assurant ainsi une assez bonne similitude dynamique, en accord avec la théorie (Tab. 5.3).

analogue / lithologie	L^*	c^*	φ^*	ρ^*
sable grossier humide / craie du Cénomanién	4.10^{-4}	$1, 21.10^{-4} - 5, 8.10^{-4}$	0,97	1,04

TABLE 5.3: Rapport des grandeurs physiques entre le sable grossier humide et la craie

Sur des configurations identiques, à un ou deux niveaux de décollements dans la falaise, l'état sec et humide ont été testés pour l'analogie de la craie. Le prototype humide est le mieux dimensionné, il permet donc d'avoir une déformation s'approchant au mieux du modèle naturel. Le prototype sec sert de validation aux types de déformations observées.

5.5 Modélisation avec un seul niveau de décollement (2D)

5.5.1 Construction du modèle et conduite de l'expérience

Sur la table expérimentale de construction, les différents matériaux sont saupoudrés jusqu'à obtenir l'épaisseur requise pour la couche modélisée. Pour les niveaux épais (> 5 mm), on alterne des couches de 5 mm de couleurs différentes mais ayant les mêmes caractéristiques mécaniques. Des marqueurs colorés sont ainsi introduits dans le modèle, facilitant la visualisation des déformations.

Une fois le modèle construit, l'injection d'air comprimé se fait par cycles. La pression de l'air est augmentée progressivement jusqu'à entraîner un épisode de glissement, la turbine est alors stoppée, la morphologie du modèle est enregistrée par photo en vues de dessus et en vues latérale. Cette succession est répétée afin d'observer un enchaînement de plusieurs épisodes de glissements.

A la fin de l'expérience, la géométrie finale est figée en imbibant d'eau le modèle; une série de coupes, perpendiculaires au front de falaise (bord libre), est alors réalisée. L'enchaînement des prises de vue, associées aux coupes permet alors d'interpréter la cinématique de la déformation.

5.5.2 Limitations de la méthode

- Le comportement mécanique des matériaux analogues suit une loi de Mohr-Coulomb dont la résistance est indépendante du temps (cf. eq. 5.3). Par conséquent, les modèles ne sont pas dimensionnés d'un point de vue temporel.
- L'air comprimé est injecté par la base du modèle, les surpressions de fluides sont alors localisées à la base des niveaux de décollement. Dans la falaise, les aquifères potentiels sont situés au-dessus des niveaux imperméables d'argiles localisant ainsi les potentielles surpressions de fluides. Les analogues des argiles sont donc prises dans les déformations et font partie des lithologies déplacées. Cette contrainte

reste mineure du fait de l'épaisseur de la couche (2 à 7 mm dans le prototype). D'autre part, c'est le rôle du niveau comme guide des déformations qui est analysé et non la position exacte de la surface de glissement vis à vis du niveau.

- La friction du sable le long des parois en verre rajoute une résistance au modèle, modifiant localement l'état de contrainte. Cela entraîne une courbure des surfaces d'arrachement à l'approche des parois vitrées par effets de bord. Le gain de résistance pouvant alors changer le style de déformation. Pour contrer cet effet, deux techniques ont été utilisées : soit (1) une entaille à mi-hauteur du modèle le long des parois vitrées pour diminuer le frottement, soit (2) l'absence d'injection de fluide sur les bordures du modèle pour s'éloigner des parois et réduire les effets de bord.
- La formation de graben entraîne un amincissement du modèle suite aux glissements successifs. La diminution de la pression lithostatique s'accompagne d'une augmentation locale du coefficient de pression de fluide, et ainsi peut aboutir à la formation de volcans de sable susceptibles de détruire le modèle. La fluidisation du sable s'obtenant lorsque la pression de fluide dépasse la pression de la colonne sédimentaire. Pour contrer ce phénomène, les secteurs amincis sont progressivement comblés par du sable afin de maintenir une épaisseur constante de la couverture.
- La réduction de la butée de pied par érosion marine est reproduite et consiste à retirer une partie des matériaux glissés de la falaise. Cependant, cette érosion est épisodique et n'est réalisée que lorsque l'augmentation de la pression interstitielle n'est plus suffisante pour entraîner une déformation du modèle. L'érosion n'est pas réalisée après chaque épisode de glissement mais seulement pour réduire la butée de pied lorsque le modèle atteint un état stable.

5.5.3 Modèle analogique 2D

Ce modèle comporte un seul niveau de décollement potentiel situé à la base de la falaise. Il cherche à identifier comment une couche sédimentaire homogène se déforme lorsque le niveau de décollement est activé.

La géométrie du modèle est simple, elle consiste à étendre dans la troisième direction de l'espace le profil d'une coupe 2D. Le modèle initial fait 75 cm de long pour 60 cm de large (Fig. 5.6). Il est composé d'une couche de microbilles (niveau rouge) de 5 mm d'épaisseur surmontée par une couverture de sable grossier sec de 40 mm. L'ensemble du modèle repose sur une couche de "socle" de 20 mm faite de sable grossier sec.

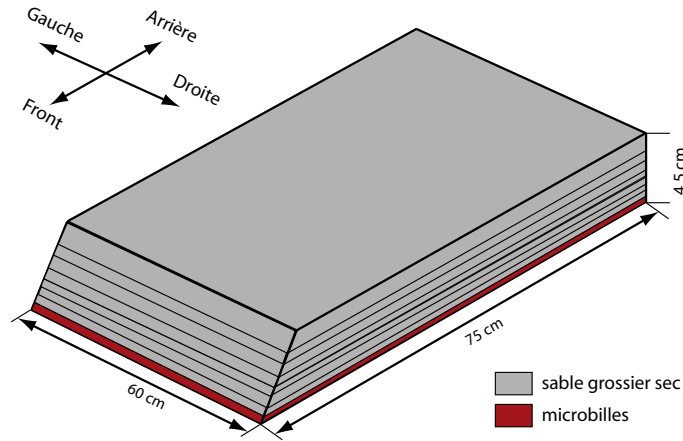


FIGURE 5.6: Géométrie et dimensions du modèle à un seul niveau de décollement.

Le socle permet de surélever le modèle des cellules de la table de construction, sans le modifier. Le dimensionnement de la surpression tient compte de l'épaisseur du socle. La table de construction est horizontale, et les couches sont également déposées à l'horizontale. La surface où l'air comprimé est injecté s'étend sur 50 cm en arrière du front initial de falaise et sur toute la largeur du modèle. Le front de falaise est taillé, avec un tracé initial linéaire. Le sable étant sec, la falaise adopte alors un profil avec une pente moyenne de 35-40°.

Ce modèle reproduit une configuration de falaise située au port d'Antifer, où les argiles du Gault affleurent sur la plage, à la base de la falaise de craie. Les microbilles sont l'analogue des argiles et le sable sec est l'analogue de la craie cénomanienne.

Le premier épisode d'augmentation de la pression interstitielle entraîne la formation d'un volcan de sable au milieu et en arrière du front de falaise. La forte friction le long des parois modifie le régime de contrainte et augmente la résistance du modèle, empêchant le glissement. La pression interstitielle est augmentée et dépasse la contrainte lithostatique formant le volcan de sable. Deux entailles sont réalisées le long des parois vitrées et la partie du modèle comprise entre le front de falaise et le volcan est rabotée (Fig. 5.7 B et C).

L'expérience est alors relancée en partant de ce nouveau profil (Fig. 5.7 D). Treize épisodes de glissements sont ainsi obtenus avant que le modèle ne se déforme plus avec l'augmentation de la pression de fluide. Les glissements sont rétrogressifs, se propageant vers l'arrière du modèle. Chaque glissement affecte le modèle sur toute sa largeur, l'épaisseur des blocs est d'environ 0,5 cm, soit des blocs équivalents de 10 m sur le terrain. Les déplacements sont bloqués lorsque le dépôt de pied atteint une longueur de 51 cm.

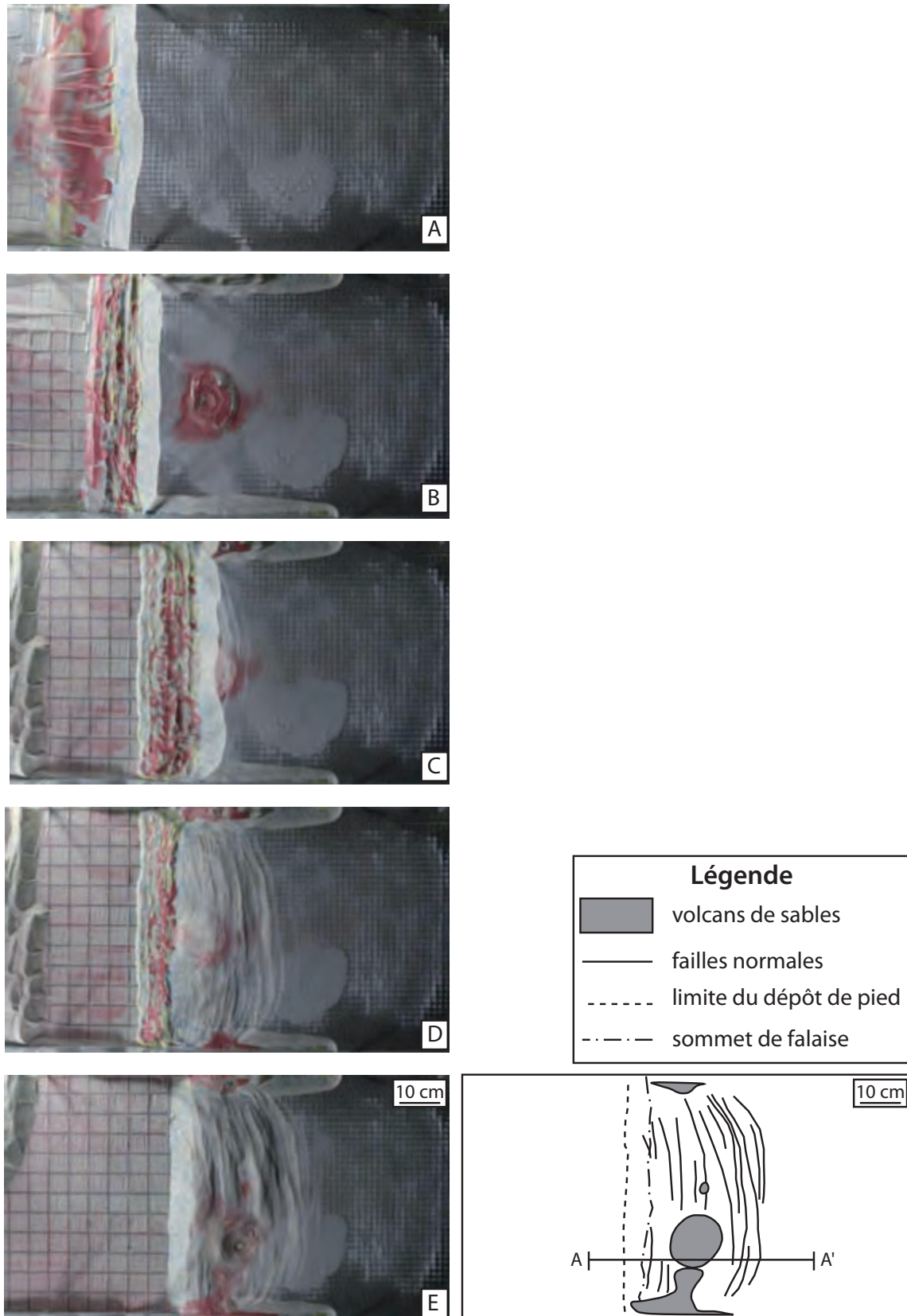


FIGURE 5.7: A gauche : Vues de dessus de la géométrie du modèle au cours de l'expérience. A droite : interprétation de la géométrie finale. (A) Morphologie initiale, (B) Formation d'un volcan de sable, et premier épisode d'érosion, (C) Succession de glissements effaçant le premier volcan de sable accompagné d'une seconde érosion du dépôt de pied, (D) Poursuite des épisodes de glissements, (E) Morphologie à la fin de l'expérience. A-A' : localisation de la coupe illustrée en figure 5.8.

Cela représente un dépôt de pied de 1,3 km, une valeur très largement supérieure aux dimensions du dépôt de pied mesurées le long du trait de côte (100-150 m). Le dépôt de pied n'étant pas soumis aux pressions de fluide, il se stabilise et s'épaissit jusqu'à empêcher le glissement de la falaise par augmentation de la butée de pied.

Le dépôt doit être érodé trois fois pour permettre au glissement de la falaise de reprendre, il ne fait alors plus que 39 cm de long (975 m). Quelques cycles supplémentaires sont réalisés augmentant la déformation et accentuant la profondeur des grabens apparaissant à l'arrière du modèle (Fig. 5.7 E). Pendant les trois épisodes d'érosion, une remobilisation s'observe au sein du dépôt de pied, le sommet de falaise n'est pas affecté, sa position est inchangée pendant ces érosions.

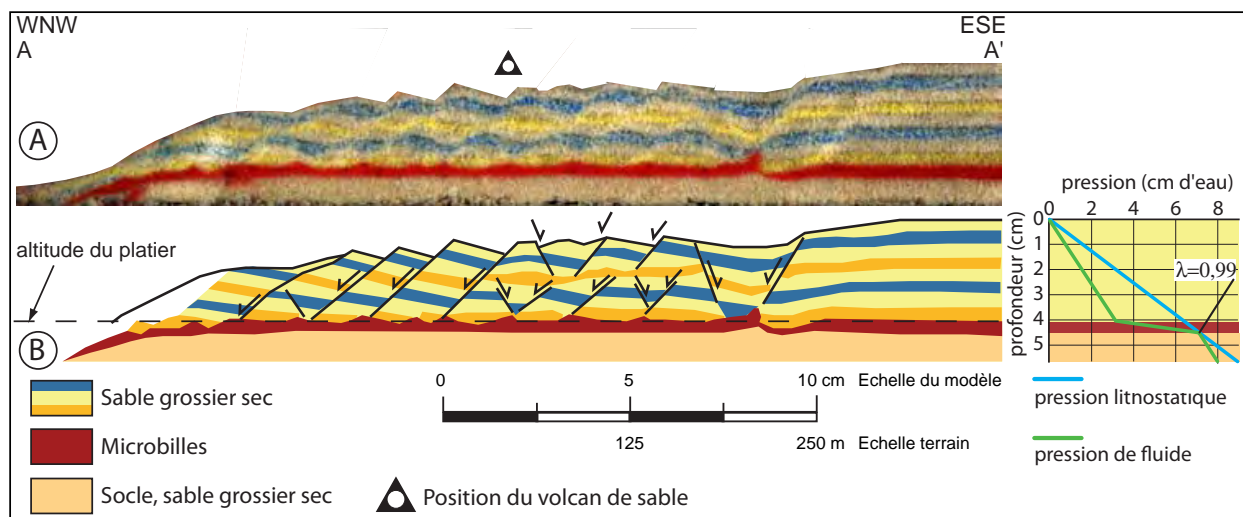


FIGURE 5.8: Déformation finale du modèle à un niveau de décollement, vue en coupe (A) et interprétée (B)

Pour une valeur du coefficient de pression de fluide (λ) de 1 à la base du niveau de microbilles, la résistance de la couverture de sable sec est réduite d'un tiers à sa base, au-dessus des microbilles (Fig. 5.8).

Ce premier modèle souligne le rôle des surpressions de fluides dans le déclenchement des glissements. En effet, une fois le modèle construit et la falaise taillée, elle reste stable. La déstabilisation est entraînée par l'application d'une pression de fluide et l'absence de butoir latéral, la falaise se comportant comme un bord libre.

L'observation en coupe de la déformation finale du modèle montre une série de failles normales à pendages vers la mer s'enracinant en profondeur sur le niveau de microbilles (Fig. 5.8). Les failles se propagent rétrogressivement vers l'arrière du modèle, délimitant des blocs basculés. Les blocs glissent sur le niveau de