

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 86 (1993)
Heft: 1

Artikel: Mechanisms of penecontemporaneous deformations : applications to Quaternary deltaic deposits in the Broye Valley (Switzerland)
Autor: Tissières, Pascal
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167239>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 30.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Mechanisms of penecontemporaneous deformations: Applications to Quaternary deltaic deposits in the Broye Valley (Switzerland)

By PASCAL TISSIÈRES¹⁾

ABSTRACT

During the last glaciation, the Broye Valley (Switzerland) was occupied by the Rhône glacier. With the retreat, a lake was left due to a glacial dam in the low Broye Valley. A series of deltas sedimented in this lake. The delta of Granges-près-Marnand shows in its top-sets several levels of penecontemporaneous deformation (ball-and-pillows, diapirs, pillars and irregular contortions). Twelve mechanisms of deformation have been analysed and their sedimentological implications have been discussed. Because of the low mechanical resistance of the silts, the investigated top-sets have probably been liquefied during a flood in the main channel of the delta.

RÉSUMÉ

Pendant la dernière glaciation, la vallée de la Broye (Suisse) était occupée par le glacier du Rhône. Lors de son retrait, un lac s'était formé suite à un barrage glaciaire dans la Basse Broye. Une série de deltas se déposa dans ce lac. Celui de Granges-près-Marnand montre des top-sets fortement affectés par des déformations pénécontemporaines (ball-and-pillows, diapirs, pillars et irregular contortions). Douze mécanismes de déformation sont ensuite décrits avec leur implications sédimentologiques. Les tops-sets se sont vraisemblablement liquéfiés sous l'effet d'une crue dans le chenal principal du delta, à cause de la faible résistance mécanique des limons.

1. Contexte géologique

Grâce à une étude menée sur l'ensemble du bassin de la Broye (VD), A. Parriaux (1979 et 1981) a retracé la genèse du delta de la Lembe près de Granges (fig. 1). Nous reprenons ici sa présentation, qui a gardé toute sa validité (Parriaux 1979, p. 421–422).

«During quaternary glaciations, the Broye valley was located in the innerpart of the country occupied by the Rhône glacier which divided into two tongues. The first one flew to Lyon and the other one northeastwards in the direction of Soleure.

The Broye valley was fed with ice by two transfluence cols in the edge of the Lemman, then it guided the ice flow creating important troughs separated by steps.

During the last retreat, periglacial lakes have surrounded the melting tongue deposition deltaic terraces actually perched on slopes.

The periglacial lake in which the Granges delta has been sedimented, extended over the sides and in front of the Broye glacier. In the north, it rested probably against the tongue of the Neuchâtel lake glacier which was flowing into the low Broye valley by transfluence over Estavayer depression.

The water level was determined by morphology and sediments of the delta at 505 meters.»

¹⁾ Laboratoire de Géologie de l'EPFL – CGB – 1015 Lausanne.

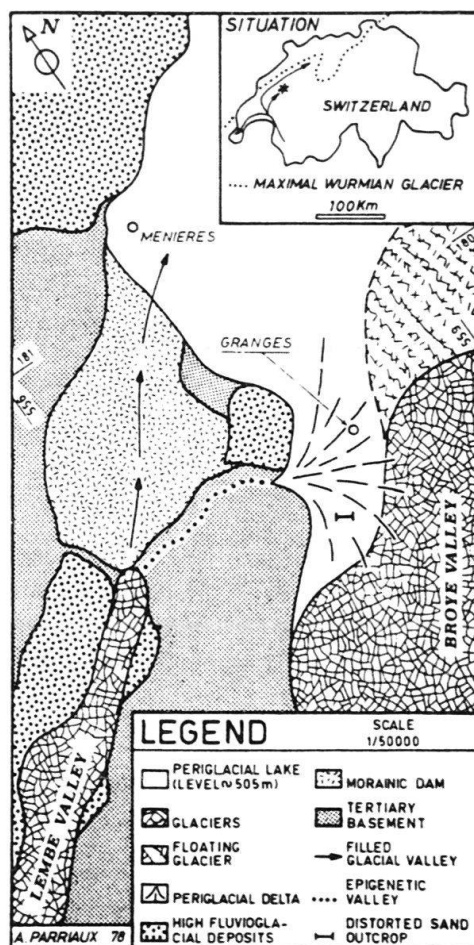


Figure 1: Paléogéographie locale du delta de Granges (Parriaux 1979).

Actuellement, le delta se présente dans la plaine de la Broye sous forme d'un grand cône visible de Vuarennas à Montrouble. Il est éventré par la Lembe. Long d'environ 2000 m, large de quelque 1000 m, son épaisseur maximale estimée à partir de données géoélectriques (Parriaux 1981) avoisine les 40 m. Ainsi, le volume de matériaux déposés par la vidange du lac de la Lembe atteint très approximativement les 80 mio de m³, dont le huitième seulement provient de l'érosion de l'écrou aquitainien. En admettant arbitrairement que la purge du lac ait duré 1000 ans, on obtient un taux de sédimentation moyen d'environ 25 mm par an et par m², ce qui est plausible.

1.1. Les top-sets

Les top-sets possèdent deux membres bien individualisés : le membre supérieur, épais d'environ 3 m, se distingue par ses strates sableuses et limoneuses; il est l'objet des déformations pénécotemporaines que nous analysons plus loin (fig. 2). La figure 3 donne la granulométrie et les caractéristiques mécaniques de ces sables et limons.

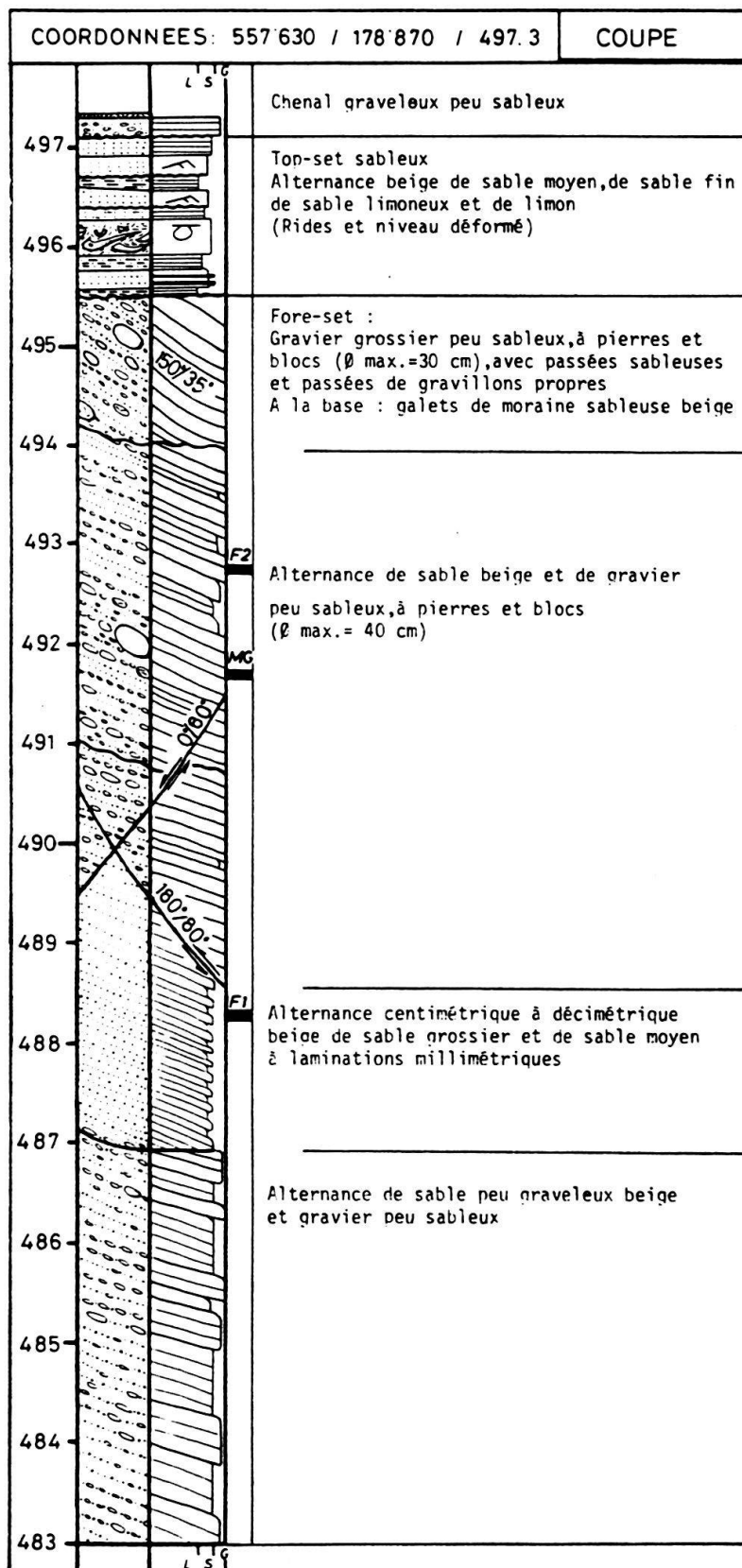
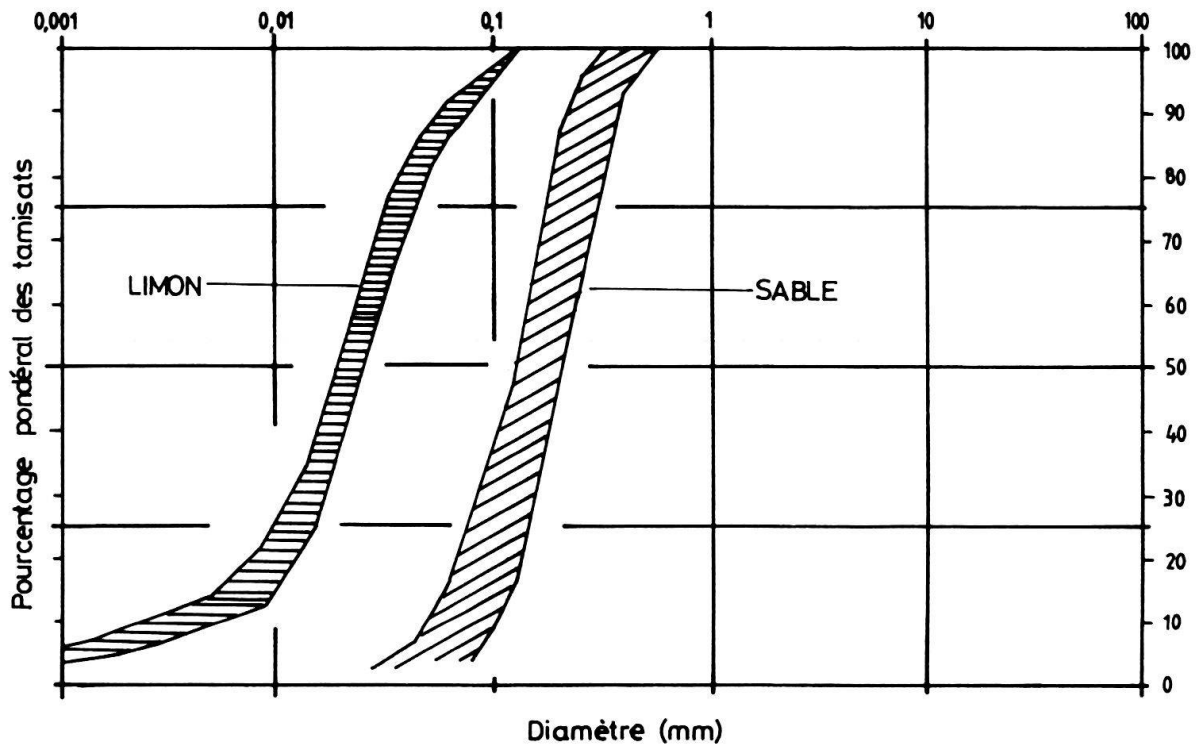


Figure 2: Profil géologique des top-sets et des fore-sets de Granges.



	<u>sable</u>	<u>limon</u>
poids volumique apparent saturé (kN/m ³)	19,5	19,8
poids volumique des particules solides (kN/m ³)	26,2	26,4
indice de vide in situ	0,7	0,65
limite de liquidité (%)		22
indice de plasticité (%)		10
angle de frottement interne effectif (°)	> 30	> 30
cohésion	0	0
perméabilité verticale in situ (m/s)	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-8}$

Figure 3: Granulométrie et caractéristiques mécaniques des top-sets de Granges.

1.2. Les fore-sets

Sous la couverture des top-sets, nous trouvons les imposants fore-sets du delta (fig. 2). Composés essentiellement de sables et de graviers, ils plongent vers la vallée de la Broye avec des pentes comprises entre 10° et 35°.

D'importantes failles normales subverticales traversent les fore-sets et disparaissent dans les top-sets graveleux. Nous les attribuons à la tectonique glaciaire.

Les bottom-sets n'ont pas été touchés par les forages à la tarière, ainsi les fore-sets dépassent 25 m d'épaisseur.

2. Déformation des top-sets de Granges

Avant d'entrer dans le détail, essayons de dégager les caractéristiques générales des déformations.

De prime abord, le spectateur est frappé par l'aspect chaotique et désorganisé des structures (fig. 4). Un dynamisme y transparaît.

En dépit de l'apparence désordonnée des déformations, celles-ci possèdent dans leur ensemble une vergence à peu près verticale. Les couches de limon n'ont pas toujours conservé leur épaisseur initiale: des migrations horizontales se constatent.

Afin de donner un nom reconnu par la littérature à ces structures, nous avons cherché à reconnaître les critères de classification des déformations. Il est difficile d'y trouver une classification purement descriptive bien adaptée à notre cas (voir Allen 1997, p. 20, Brenchley & Newall 1977, p. 82, McKee & al. 1962, p. 152, Selley & al. 1963, p. 228)

Compte tenu de ces exemples et des usages actuellement en vigueur, nous retiendrons les termes du tableau 1 définissant des types de déformations bien distincts.

Cette classification ne possède aucune connotation génétique. Elle décrit la forme des déformations, quelles que soient leur taille ou la granulométrie des sédiments impliqués. Les slumps ne peuvent pas être traités dans ce cadre. Nous n'avons pas cherché à trouver des traductions françaises aux expressions anglaises, consacrées par la littérature et les usages. Une liste des synonymes pour chaque type été reportée dans Tissières 1990, p. 143–147.



Figure 4: Déformation des top-sets sous le chenal graveleux à Granges (photo A. Parriaux).

	tassement	convolutions	irregular contortions	pocket	ball-and-pillow	dish	pillar	diapir	faille, chevauchement	principale classe granulométrique affectée
1	turbulence									sable
2	rupture sous charge ponctuelle			scour						argile, limon
3	cryoturbation									limon
4	dégazage									argile, limon
5	bioturbation									sable
6	rupture par cisaillement induisant un glissement de terrain									argile, limon
7	gonflement des argiles									argile
8	fluage									argile, NaCl, etc.
9	liquéfaction par surcharge appliquée rapidement									sable fin, limon
10	liquéfaction sous chocs sismiques									sable, limon
11	liquéfaction sous l'effet de la houle									sable, limon
12	liquéfaction sous l'effet d'une crue									sable, limon

Légende: ● : déformations de plus de 0,3 m
 ■ : déformations de toutes tailles
 ● : déformations de moins de 0,3 m

Tableau 1: Liste des mécanismes de déformation et des états déformés.

Parmi les types identifiés dans le tableau 1, nous reconnaissons à Granges :

- des balls-and-pillows
- des diapirs
- des irregular contortions
- des pillars et
- des pockets.

3. Mécanismes de déformations

Par une étude bibliographique assez large, nous avons cherché s'il existe une relation biunivoque entre un type donné de déformation et un cas de charge. Tissières 1990, p. 229–242 présente un inventaire de ces déformations observées dans la nature. Il couvre aussi l'éventail des mécanismes responsables de déformations.

Une large place dans la littérature est dévolue aux structures liées aux turbidites (convolutions, ball-and-pillow, pocket), car ce sont précisément ces dépôts qui ont fait l'objet des études sédimentologiques les plus approfondies.

Sur la base de ces études bibliographiques, nous avons établi une liste de mécanismes reliés aux déformations-type (tableau 1). Cette liste est épurée: elle ne contient plus que les mécanismes les plus vraisemblables. Nous avons par exemple écarté ceux qui supposent un comportement rhéologique inadapté à des sédiments (Artyushkov 1963) et ceux qui admettent une très faible perméabilité des sables (Rust 1977).

Chaque mécanisme va être revu en détail: nous tenterons de dégager les forces en présence dans chaque cas, les conditions de leur application et le type de rupture.

3.1. Turbulence

Matériau: Tout sédiment

Milieu: Chenal de rivière, de delta, de bord de plateforme continentale, etc.

Etat déformé: Erosion du lit comprenant:

- obstacle scour mark: affouillement autour d'un obstacle (blocs, piles de pont, etc.)
- flute mark: affouillement longitudinal
- transverse scour: affouillement transversal
- cut and fill: creusement d'un chenal et son remplissage.

Description

L'affouillement dénote un excès de turbulence de l'eau. Par cisaillement et par succion, les particules sont arrachées au lit et entraînées (Zippe & Graf 1983). Dans la sous-couche laminaire, le transport a lieu surtout par glissement et roulement («bed load»), tandis qu'au-dessus, les sédiments forment une suspension («suspended load»).

Une carapace de protection est laissée par la dernière crue («armoring»). A l'étiage, ce dépôt empêche l'érosion du lit. Lors d'une nouvelle crue, l'augmentation de la vitesse d'écoulement va permettre l'érosion de cette couche. Le lit peut alors subir un intense affouillement.

On constate que seule la partie sommitale du lit se liquéfie juste avant son érosion: les grains perdent leurs contacts entre eux.

En conclusion, la turbulence ne peut pas provoquer un profond remaniement d'un dépôt, car son action cisailante s'exerce sur la couche superficielle du lit.

La turbulence a souvent été invoquée pour la genèse des convolutions des turbidites. Ces déformations chapeautent le niveau sablo-limoneux de rides (membre C de la série de Bouma). En plan, les convolutions se présentent sous forme de dômes et de pillars irréguliers et couchés.

Les convolutions des turbidites proviennent vraisemblablement d'un glissement des laminations limoneuses qui ne sont pas encore consolidées sur leur substratum sableux.

3.2. Rupture sous charge ponctuelle

Matériau: Graviers, sables, limons et argiles

Milieu: Tout milieu soumis à des charges ponctuelles (chute de pyroclastes, drop-stones, dépôts de blocs de glace, remplissage rapide de flute): delta, lac, etc. Tout dépôt soumis à la poussée d'un glacier.

Etat déformé:

- Tassement
- Ball-and-pillow, pocket
- Failles, chevauchement

Description

Suivant le degré de densité relative du sol, on distingue trois sortes de rupture (Vesic 1973):

- le poinçonnement (grande déformation du sol, rupture progressive sans soulèvement du sol)
- le cisaillement localisé (stade intermédiaire)
- le cisaillement généralisé (déformation faible et rupture brutale avec bourrelet à la surface).

Comme les sédiments déposés sont d'ordinaire lâches, la rupture par poinçonnement intervient le plus fréquemment.

En milieu saturé, et lors d'une application rapide de la surcharge, le sol se comporte initialement de manière non drainée: toute la surcharge est transmise à l'eau. La résistance du sol en est ainsi bien réduite.

On comprend alors aisément la genèse de load casted flutes ou ripples décrite dans la littérature (Dzulynski & Walton 1965, p. 148).

3.3. Cryoturbation

Matériau: Sol de perméabilité assez faible ($10^{-8} < k < 10^{-5}$ m/s): les limons sont les plus sensibles au gel

Milieu: Tout milieu soumis au gel; d'ordinaire, le milieu est saturé en eau (environnement périglaciaire)

Etat déformé: *En milieu non saturé, lors du gel:*

- gonflement des sols suite à la formation des lentilles de glace
- tassement mineur dans le sol sous les lentilles

- fracturation des roches
- contraction du sol (formation des sols tétraogaux).

En milieu non saturé, lors du dégel:

baisse de la résistance au cisaillement du sol:

- poinçonnement de la surcharge (ball-and-pillow, irregular contortions, pocket)
- mouvement de terrain: solifluxion (= glissement superficiel).

De nombreux cycles gel-dégel permettent le développement:

- des sols polygonaux (remontée des blocs à la surface)
- des sols striés sur les pentes

En milieu saturé et gelé

- glacier rocheux (éboulis dont la base gelée flue).

Description

Terrain non saturé

Le changement de phase de l'eau en glace modifie les équilibres de l'eau et de la vapeur dans le sol. Lors du gel, on constate les phénomènes suivants:

Squelette minéral: les particules les plus fines sont entraînées vers le haut (expérience de Corte, fide Dysli 1983, p. 7).

Eau et vapeur: les molécules d'eau migrent vers la zone gelée. Une lentille de glace dépourvue de particules minérales se constitue ainsi, emballée dans un film d'eau. Ce processus induit une réaction en chaîne: la baisse de la teneur en eau sous la lentille de glace provoque une succion capillaire; de nouvelles molécules d'eau sont aspirées vers la zone gelée (Dysli 1983, p. 8). Cette sous-pression amène un léger tassement du squelette.

Lors du dégel, une grande quantité d'eau se trouve accumulée à l'emplacement de la lentille de glace. Comme le terrain est peu perméable, cette eau va s'écouler très lentement sous l'effet du poids des couches supérieures. Il existe alors dans le sol un coussin d'eau qui n'offre aucune résistance au cisaillement (fig. 5). Le poinçonnement des couches

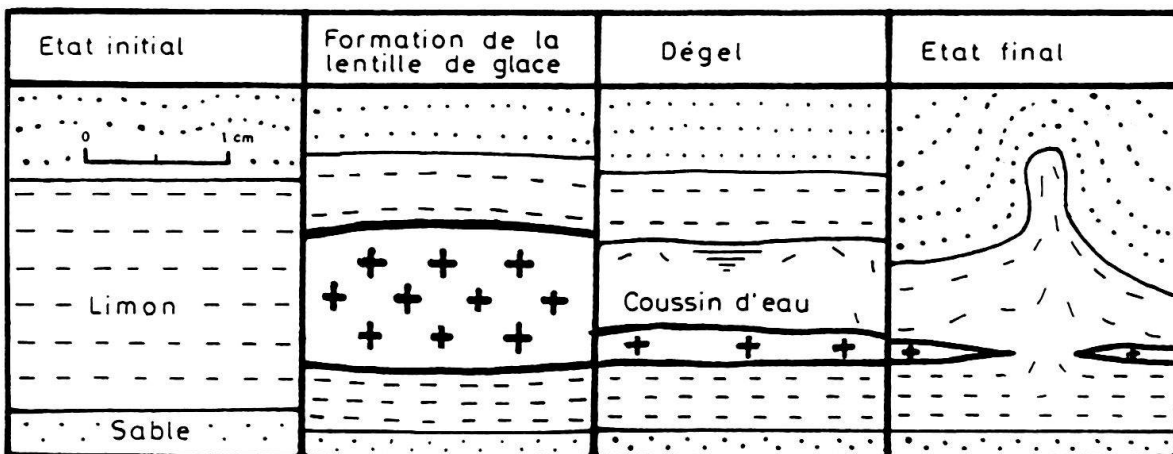


Figure 5: Cryoturbation dans les limons non saturés.

supérieures – avec ou sans nouvelle surcharge – devient possible. La cryoturbation est donc un cas particulier de déformations par poinçonnement.

Terrain saturé

Comme la phase gazeuse n'existe pas, le gel se distribue de manière homogène, sans accumulation sous forme de lentille. Le sol se dilate. Il retrouve son état initial lors du dégel.

3.4. Dégazage des sédiments

- Matériau:* Tout dépôt fin contenant de la matière organique
Milieu: Milieu réducteur à teneur en eau élevée, marécages, etc.
Etat déformé: Pillar de petite taille sur les premiers centimètres de sédiments fraîchement déposés et volcanoes à la surface

Description

La matière organique déposée au fond d'un lac ou d'un marécage se dégrade grâce à une succession complexe de processus biologiques. Tout d'abord, on observe la disparition de l'oxygène, due à l'activité respiratoire des bactéries aérobies. Le milieu devient anaérobie. Nous citons ici Aragno 1985 p. 43:

«Certains organismes obligatoirement aérobies (c'est-à-dire ayant un besoin absolu d'oxygène pour vivre) vont disparaître, ou tout au moins ne se développent plus. D'autres, les anaérobies facultatifs, changent leur mode de vie: de la respiration aérobie, ils passent à certaines fermentations, engendrant des quantités importantes d'acides organiques et d'alcools, de gaz carbonique et d'hydrogène moléculaire. On observe alors une phase de production gazeuse, avec un mélange d'hydrogène et de gaz carbonique. Simultanément, on note la disparition (s'il y en avait) des nitrates, que certaines bactéries sont capables d'utiliser pour respirer en remplacement de l'oxygène (phénomène de dénitrification). A la suite de cette phase, la production de gaz ralentit considérablement. L'hydrogène disparaît progressivement, remplacé par le méthane. La proportion de ce dernier gaz croît jusqu'à atteindre environ 60%. Le pH s'élève, suivi par une augmentation importante de la production gazeuse. Simultanément, on observe une réduction des ions sulfatés avec apparition d'hydrogène sulfuré qui forme, en présence d'ions ferreux, un précipité noir de sulfure de fer. On arrive alors dans une phase de production intense d'un mélange à peu près stable de "biogaz" (60% CH₄ et 40% CO₂), qui s'accompagne d'un abaissement de la teneur en matière organique. Finalement, suite à l'épuisement du substrat, la production du biogaz diminue à son tour, tandis que sa composition varie peu»

Le milieu glaciaire de Granges était trop inhospitalier pour une telle activité bactériologique.

3.5 Bioturbation

- Matériau:* Sols fins possédant à l'origine de la matière organique.
Milieu: Tout milieu saturé ou non où la vie est possible (taux de sédimentation lent, température adéquate, etc.).
Etat déformé: – «Bore hole»
 – «Traces fossiles»: traces de séjour, de locomotion, de nutrition, de rejets alimentaires des organismes
 – Destruction des structures sédimentaires

Description

Les organismes qui choisissent d'ordinaire des milieux abrités vivent de la matière organique contenue dans le sol. Leurs activités se manifestent par des «traces fossiles» à la surface des dépôts (fig. 4). A l'intérieur, la structure initiale du sol peut être complètement oblitérée (Goldring 1979).

3.6. Rupture par cisaillement induisant un glissement

Matériau: Dépôt possédant une faible résistance au cisaillement (argiles, limons, sables lâches)

Milieu: Tout milieu avec une pente, même très faible

Etat déformé:

- Plis (anticlinaux et synclinaux), convolutions
- Failles
- Irregular contortions
- Olistholithes (blocs glissés)
- Slump (glissement sous-marin comprenant des plis)
- Turbidite (cf. chapitre 3.1)

Description

Un dépôt est instable si la résistance au cisaillement du sol est inférieure aux forces motrices. Celles-ci sont déterminées par la pente et la géométrie du dépôt (fig. 6).

Différents facteurs peuvent augmenter les forces motrices et entraîner la rupture: par exemple, l'arrivée d'un nouveau dépôt (augmentation du poids, cf. «quick clay»), son émergence ou son immersion (force de percolation parallèle à la pente).

Des vibrations en revanche affectent directement la résistance au cisaillement qui peut chuter (cf. chapitres 3.10 à 3.12).

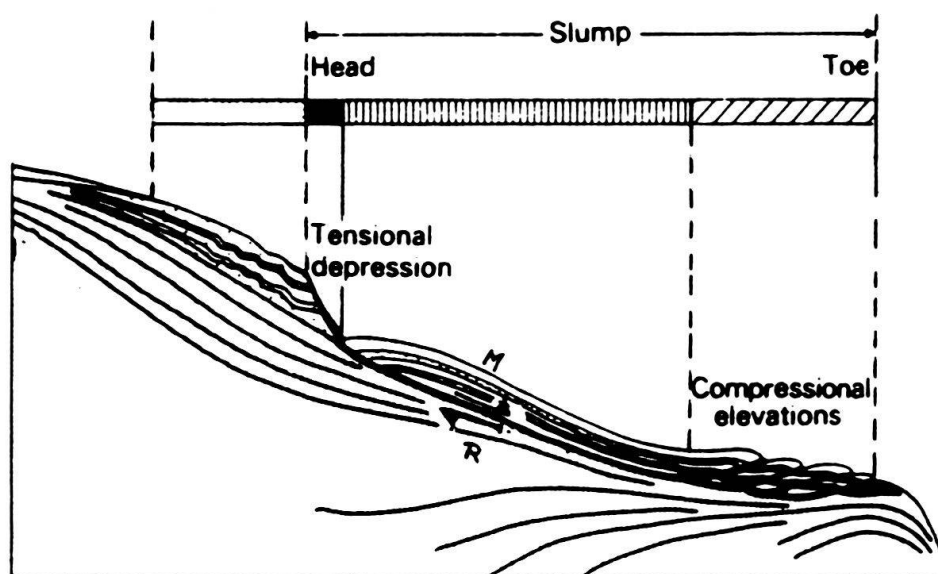


Figure 6: Coupe à travers un slump (d'après Lewis 1971; fide Rupke 1978, p. 375). R: résistance au cisaillement du sol; M: force motrice.

La rupture se développe en fait à partir du point le plus faible d'une pente («rupture progressive»). Ce point n'est pas forcément situé au bas de la pente. La rupture progresse jusqu'à la surface en cherchant toujours les zones de plus faible résistance. Il arrive que le plan de rupture s'arrête sur un horizon particulièrement résistant, qui empêche ainsi le glissement (état absorbant d'une chaîne de Markov, Oboni & al. 1984).

3.7. Gonflement des argiles

Matériau: Groupe des smectites et des vermiculites et interstratifiés comportant des smectites et des vermiculites

Milieu: Milieu non saturé ou fortement confiné par la pression géostatique.

Etat déformé: – Bombement (par exemple lors d'excavations en souterrain où les contraintes naturelles sont modifiées).
– Diapir (saturation d'un milieu non saturé).

Description

On distingue les smectites dioctaédriques (montmorillonite, beidellite, nontronite et vulkhonskoite) et les smectites trioctaédriques (saponite, hectorite, stevensite, sauconite et leMBERGITE).

Les vermiculites ($Mg_3(SiO_3Al)O_{10}(OH)_2 Mg_{0,5}(H_2O)_{4,0}$) présentent des caractéristiques minéralogiques analogues aux smectites. Elles se distinguent par des charges électriques de feuillets plus élevées (Brindley & Brown 1980, p. 98 et p. 199 sq.).

Nous décrivons le comportement de la montmorillonite qui est l'argile gonflante la plus connue.

Les montmorillonites $(Al, Fe, Mg, \dots)_2(Si_4O_{10})^-(OH)_2^-(Ca, Na, \dots)_x m H_2O$ sont des phyllosilicates où chaque feuillet est composé de deux arrangements d'atomes (O^{2-} , Si^{4+} et Al^{3+}) en tétraèdres et d'un arrangement (O^{2-} , $(OH)^-$, Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , etc.) en octaèdre. Deux octaèdres sur trois sont en moyenne occupés, c'est pourquoi on parle de smectite dioctaédrique. Bien que la charge électrique d'un feuillet soit statistiquement en équilibre, les substitutions isomorphes et les vides créent localement des potentiels négatifs qui vont être compensés par l'arrivée de cations et d'eau entre les feuillets et les plaquettes (théorie de la double couche électrique). Les feuillets sont maintenus ensemble uniquement par des forces de Van-der-Waals qui sont relativement plus petites que les forces ioniques. Ainsi, les montmorillonites se débitent très facilement en plaquettes de toute dimension, et l'on obtient pour ces minéraux une surface spécifique allant jusqu'à $1000 m^2/g$.

Lorsque l'eau libre est saturée en cations – par exemple l'eau de mer – les doubles couches des feuillets et des plaquettes tendent à disparaître, on assiste alors au phénomène de la floculation, car les feuillets ne se repoussent plus.

Des cations (Na^+ , Mg^{++} , K^+ , Ca^{++} , Li^+ , Si^{++} , Cs^+ , Ba^{++} , NH_4^+ , etc.) et de l'eau pénètrent entre les feuillets et les plaquettes lorsque les conditions physico-chimiques changent, soit lors:

- d'une réduction de la pression du sol ou de la roche (par exemple par un forage ou le creusement d'un tunnel),
- d'une diminution de la concentration cationique de l'eau libre du terrain.

Une différence de concentration donne naissance à la force osmotique, la limite de la double couche se comporte alors comme une membrane semi-perméable au travers de laquelle s'effectuent les échanges de cations. Cette double couche est plus visqueuse que l'eau libre: elle influence ainsi directement les caractéristiques géotechniques du sol (perméabilité, limites d'Atterberg, etc.).

Si les déformations mesurées en laboratoire sur des marnes tertiaires non saturées de la Suisse sont peu importantes – quelques pourcents – elles peuvent atteindre 40% dans un sol remanié et compacté contenant 90% de montmorillonite (Kabbaj 1981). Le gonflement dépend bien sûr des conditions initiales de l'essai et du type d'appareillage. Madsen 1976 présente dans sa thèse une méthode de calcul du gonflement lors de l'hydratation. Cette méthode est reprise dans Madsen & Mueller-Vonmoos 1985.

3.8. Fluage

Matériau: Argile, NaCl, gypse, anhydrite, glace
Milieu: Milieu saturé
Etat déformé: – Dôme
 – Glissement.

Description

Sous l'effet de différences de contraintes appliquées à un milieu, celui-ci se déforme lentement («fluage déviatorique» de Vulliet 1986 et «convection gravitationnelle» de Ramberg 1968). Ces différences ont leur origine dans la géométrie des dépôts comme leur pente ou des irrégularités d'interface.

Le milieu est défini par:

- sa densité
- sa viscosité dynamique (μ) et
- des constantes reliant les vitesses de déformations aux contraintes.

On peut difficilement parler de rupture dans un tel milieu. Il se réorganise au sein d'une masse visqueuse comportant des discontinuités (plans de glissement, failles, etc.).

Ce mode de déformation ne s'applique que s'il existe une relation entre les contraintes et les vitesses de déformation. Ces vitesses sont négligeables en présence d'un milieu granulaire (limon, sable, gravier).

3.9. Liquéfaction par surcharge appliquée rapidement

Matériau: Sables, limons et argiles lâches (vases)
Milieu: Tout milieu à taux de sédimentation élevé (chenal, delta, plage, estuaire)
Etat déformé: Structures de consolidation
 – sand dyke, pillar et diapir
 – dish structure
 – volcano à la surface
 – mud lump.

Description

Lorsque des sédiments se déposent rapidement – par exemple à la fin d'une crue, dans un chenal – l'eau contenue dans le substratum supporte d'abord toute la surcharge. Cette haute pression interstitielle affaiblit la résistance au cisaillement du sol τ , suivant la célèbre loi de Terzaghi

$$\tau = c' + (\sigma - u) \operatorname{tg}\phi'$$

- où
- τ = résistance au cisaillement
 - c' = cohésion effective
 - σ = contrainte normale totale
 - u = pression interstitielle
 - ϕ' = angle de frottement interne effectif

Cette surpression peut entraîner la rupture du sol seulement si :

- le sol ne possède aucune cohésion;
- sa perméabilité est faible, empêchant une rapide dissipation de la surpression d'eau (limons, sables).

Les sédiments les plus vulnérables appartiennent donc à la classe des limons et des sables.

Nous allons distinguer deux cas :

- le dépôt de sédiments grossiers sur un lit fin;
- le dépôt de sédiments fins.

Dépôts de sédiments grossiers sur un lit fin

Avant le dépôt de sédiments grossiers, une partie de la couverture lâche du lit fin d'un chenal est érodée par turbulence. Puis, le dépôt se constitue d'ordinaire rapidement, en provoquant une surpression interstitielle au sein du lit. Cette surpression induit un écoulement d'eau ascendant qui a tendance à soulever les grains (forces de percolation). Des analyses de ces forces, on tire les résultats suivants :

- Si le lit et la surcharge ne sont pas homogènes (présence de structures sédimentaires), les gradients hydrauliques régnant dans la couche de support sont suffisamment grands pour entraîner les plus petits grains par des cheminements préférentiels (pillars). Ces pillars peuvent transpercer la couche de la surcharge pour s'étaler à la surface autour d'un cratère (volcanoe).
- Lorsque la surcharge n'est pas uniforme, la consolidation verticale est accompagnée d'une circulation d'eau horizontale. Les filets de courant se concentrent dans les zones de moindre contrainte. Des diapirs peuvent aussi s'y former.
- Lorsque les diapirs se créent, ceux-ci contribuent à décompresser la couche en cours de consolidation : les surpressions d'eau diminuent rapidement grâce aux conduits que l'on peut comparer à des drains verticaux. Ainsi, la consolidation est accélérée.

Dépôt de sédiments fins

En fin de crues, une avalanche de sédiments peut s'accumuler sur un lit fin. On assiste alors à la formation spontanée de pillars dès que l'apport de sédiments dépasse, par exemple, 11 cm en 10 minutes avec les limons de Granges.

Ces structures sont habituelles dans les niveaux D des turbidites.

Cette génération spontanée est bien connue dans les vases argileuses et a été reconstituée en laboratoire par les essais de Dangeard et al. 1964.

En conclusion, les figures sédimentaires de consolidation s'expliquent par les hauts gradients régnant lors de la mise en place d'une surcharge. Ces gradients permettent l'entraînement des particules dans des pillars. Ces structures sédimentaires accélèrent le processus de consolidation, car les surpressions interstitielles décroissent plus rapidement.

3.10 Liquéfaction sous l'effet d'un séisme d'origine tectonique

- Matériau:* Sables et limons saturés
Milieu: Tout dépôt proche d'un épiceutre sismique
Etat déformé: – Tassement
 – Failles, glissements, slumps
 – Ball-and-pillows et pocket
 – Irregular contortions
 – Dish, pillar et diapir.

Description

Lorsqu'une onde parcourt le sol, les particules sont soumises à des efforts de compression, de traction et de cisaillement. Ces forces font perdre petit à petit le contact entre les grains, les contraintes effectives diminuent jusqu'au moment où le sol est dans un état liquéfié (tableau 2).

Suivant son degré de compacité, deux comportements du sol sont possibles. Si le sol est dense, de petites déformations vont apparaître qui permettent de recréer le contact entre les grains. Le sol se dilate et le processus de liquéfaction s'arrête (Casagrande 1976, fide Seed 1976).

En revanche, lorsque le sol est lâche, il se tasse sous l'effet des ébranlements. Lorsque les surpressions interstitielles ne peuvent pas se résorber, le sol subit de grandes déformations.

Les sables et les limons lâches sont particulièrement sensibles à la liquéfaction, car leur perméabilité est trop faible pour que les surpressions interstitielles puissent se dissiper rapidement. De plus, l'absence de cohésion ne leur ménage aucune réserve de résistance au cisaillement quand l'angle de frottement interne chute.

3.11. Liquéfaction sous l'effet de la houle

- Matériau:* Sables et limons saturés
Milieu: Lac, mer
Etat déformé: – Ball-and-pillow, pocket
 – Irregular contortion
 – Dish, pillar, diapir
 – Glissements, slump

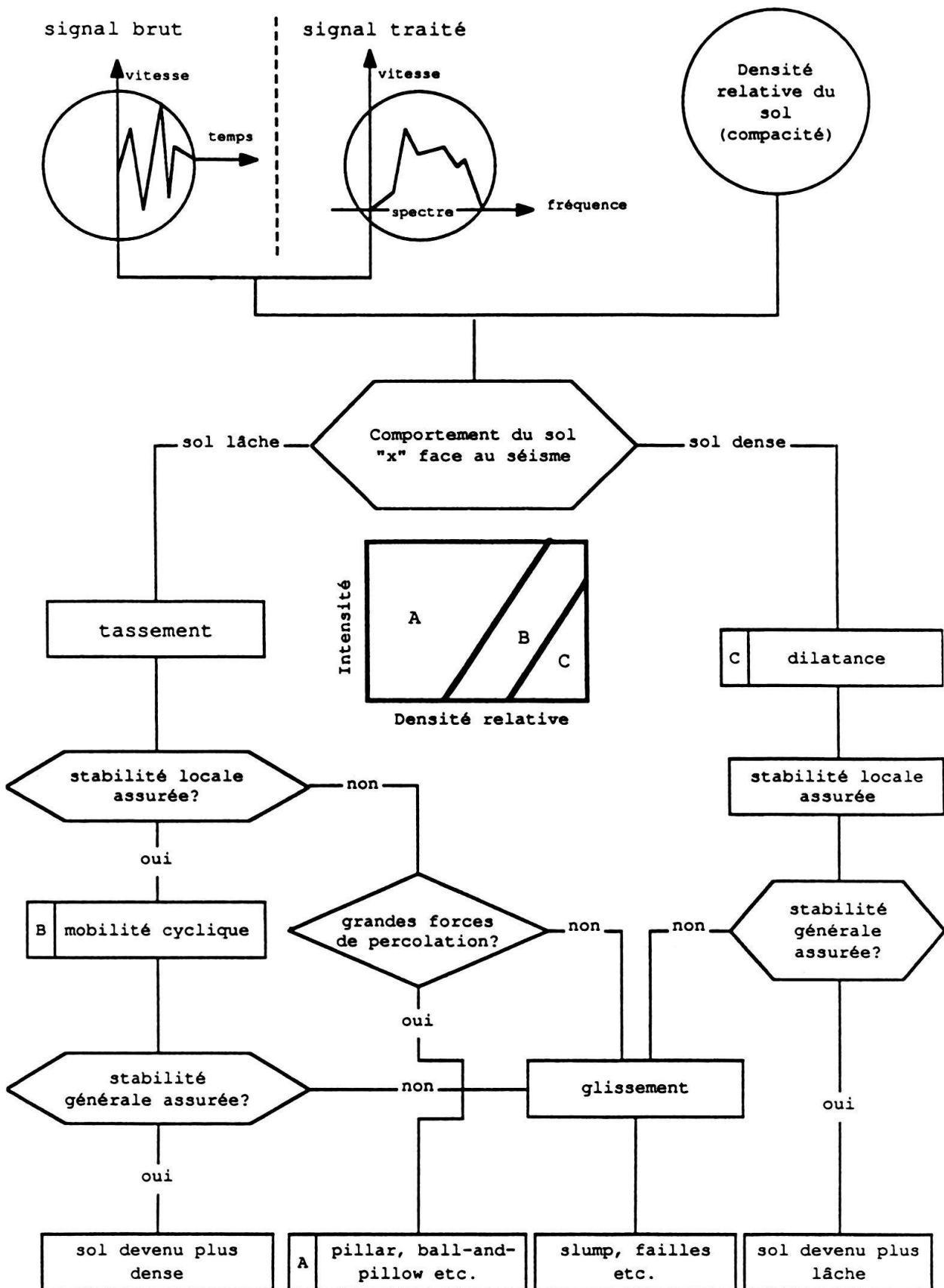


Tableau 2: Comportement du sol face aux séismes.

Description

La houle induit une variation de pression hydrostatique. Elle est sensible dans les sédiments si la profondeur de l'eau correspond à moins de la moitié de la longueur d'onde de la vague.

Cette pression se transmet au sol sous forme d'efforts normaux et tranchants cycliques (Madsen 1978). Leurs effets sont tout à fait comparables à ceux des séismes. En cas de faibles sollicitations, les mouvements cycliques induisent un tassement et un accroissement de la résistance du sol.

Lors des tempêtes, l'augmentation de pression interstitielle ne peut plus se résorber entre deux vagues. Le sol peut alors atteindre un état liquéfié conduisant à sa rupture par formation de diapirs et de ball-and-pillows. Ces structures libèrent l'excès de pression interstitielle.

3.12. Liquéfaction sous l'effet des ébranlements d'une crue

Matériau. Sable et limon

Milieu: Bord et lit de chenaux (rivière, delta, plate-forme continentale, etc.).

Etat déformé:

- Tassement
- Pocket, ball-and-pillow
- Irregular contortion
- Dish, pillar, diapir
- Faille, glissement.

Description

Pendant une crue, le charriage de blocs peut être important. Ce bed load dépend:

- de la nature géologique du bassin versant (existence et taille des blocs)
- des conditions d'écoulement dans le chenal.

Les blocs avancent en roulant et en glissant. Ils s'entrechoquent alors en transmettant dans l'eau des ondes de compression. Ces chocs sont d'ailleurs très bien perçus par un observateur situé sur la rive (signal sonore avec/sans vibrations du sol). En pénétrant dans le sol, les ondes induisent des contraintes de cisaillement qui équilibrent celles de compression et de traction. Les signaux sont tout à fait comparables à ceux d'un séisme (fig. 7).

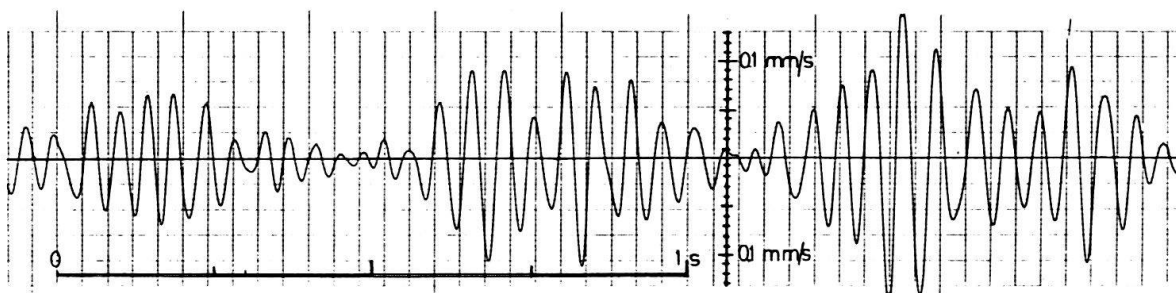


Figure 7: Vitesse du sol lors de la crue du 20.12.1982 de l'Aubonne (VD).

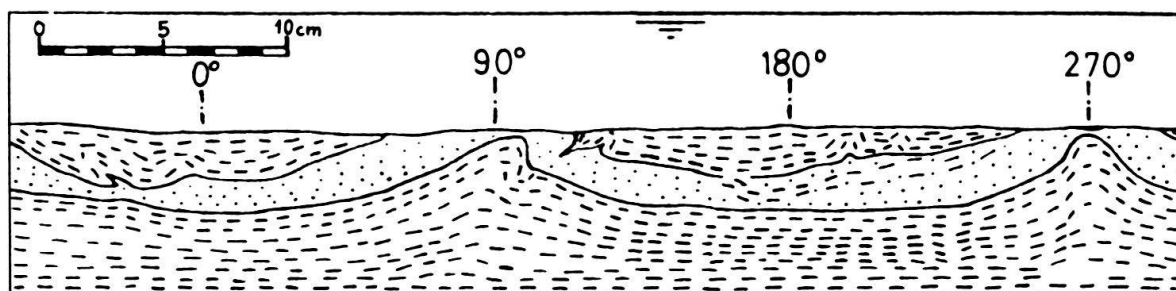


Figure 8: Essai de liquéfaction en cuve sur table vibrante avec les sables et les limons de Granges (accélération horizontale: 0,4 g). Cuve de 15 cm de diamètre.

L'intensité mesurée pendant la crue de l'Aubonne est très faible (2% de l'accélération de la gravité), car la rivière est bien domestiquée par des seuils comme la plupart des rivières en Suisse. Nos tentatives de capter des signaux plus violents sur l'Illgraben près de Susten (VS), l'Aboyeu près de Collonges (VS) et la Baye de Clarens près de Blonay (VD) n'ont pas réussi, les événements spectaculaires étant trop courts.

Les limons de Granges ont été alors soumis à ces données sur la table vibrante du Département de Mécanique de l'EPFL. La liquéfaction des limons est bel et bien intervenue, mais seulement si une couche de sable charge les limons et au bout de plusieurs minutes de sollicitations. Les diapirs et ball-and-pillows ont ainsi été recréés en laboratoire avec les sédiments des top-sets de Granges (fig. 8). Il est donc très probable que le moteur des déformations de Granges soit donné par le passage de crues ou de débâcles sur le delta.

4. Synthèse

Les douze mécanismes de déformation peuvent être présentés dans presque tous les milieux sédimentaires: fleuve, delta, lac, marécage, plage et mer de toute profondeur. Le point commun est donné par la présence des limons (taille des grains comprise entre 2 et 60 μm).

En reprenant les forces en jeu dans chaque mécanisme, on constate le rôle important des pressions d'eau intergranulaires (= pressions interstitielles) (tableau 3).

Nous pensons que le niveau des convolutions des turbidites est dû au glissement des strates limoneuses pendant leur dépôt sur leur substratum sableux.

A Granges-près-Marnand, nous avons retenu finalement le mécanisme de liquéfaction sous l'effet d'une crue pour les raisons suivantes:

- Granges ne se situe pas dans une zone fortement secouée par les tremblements de terre. La Vallée de la Broye est loin des Alpes et du Graben rhénan.
- Les tempêtes ont plutôt un effet de remise en suspension des sédiments, sur la beine peu profonde du delta. La houle est freinée et diffractée à cette faible profondeur. L'intensité des déformations devrait donc être décroissante en s'approchant du rivage, ce que nous n'avons pu observer à Granges. D'autre part, les déformations se situeraient à environ un mètre de profondeur sous le fond du lac, soit dans une zone où le cisaillement maximum n'est pas encore atteint. Nous ne connaissons malheureusement pas d'essais en laboratoire qui cherchent à vérifier les développements mathématiques

1	Turbulence	excès de turbulence de l'eau
2	Rupture sous charge ponctuelle	poïnçonnement du sol
3	Cryoturbation	excès d'eau dans un sol limoneux non saturé
4	Dégazage	production de CO ₂ et CH ₄ par décomposition de la matière organique
5	Bioturbation	traces laissées par des organismes vivants
6	Glissement	dépassement de la résistance du sol au cisaillement
7	Gonflement des argiles	hydratation lente des smectites et vermiculites
8	Fluage	réajustement des contraintes de cisaillement dans la masse visqueuse
9	Liquéfaction par surcharge	entraînement du sol grâce à la pression interstitielle
10	Liquéfaction sous chocs sismiques	augmentation de la pression interstitielle à chaque cycle
11	Liquéfaction sous l'effet de la houle	augmentation de la pression interstitielle à chaque cycle
12	Liquéfaction sous l'effet d'une crue	augmentation de la pression interstitielle à chaque cycle

Tableau 3: Description des mécanismes de déformation.

de Madsen 1978. Il y a effectivement là un axe de recherche intéressant les hydrauliciens et les géologues.

- Le passage de crues est attesté par des chenaux graveleux qui entaillent les top-sets sableux à Granges.

Nous avons ainsi une meilleure image des conditions physiques qui régnaient sur le Plateau suisse lors de la déglaciation du Würm. Le pays était parsemé de lacs au front des langues glaciaires dans lesquels se jetaient de tumultueux torrents aux débâcles dévastatrices.

Remerciements

Merci à MM. les Professeurs J. H. Gabus, E. Recordon et A. Parriaux pour leur bienveillance et leurs conseils au cours de mon travail à l'EPFL. Sans la collaboration de l'EPFZ par l'Institut für Grundbau und Bodenmechanik et celle du Département de mécanique de l'EPFL, les essais dynamiques (cellules triaxiales et table vibrante) n'auraient pas pu être menés dans d'aussi bonnes conditions. Mes remerciements vont aussi à M. D. Bovet, de l'Institut Sols-Roches-Fondations de l'EPFL, pour m'avoir mis à disposition son logiciel d'analyse de Fourier.

Ma reconnaissance va aussi à M. Dr. C. Schlüchter pour m'avoir fait découvrir d'autres déformations pénécontemporaines en Suisse et pour ses constructives remarques.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J. R. L. 1977: The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds *J. Geol. Soc. Lond.* 134, 19–31.
- ARAGNO, M. 1985: La décharge de déchets urbains: un milieu biologique engendré par l'homme. *Boll. Soc. Ticinese de Sci. nat.* 73, 37–49.
- ARTYUSHKOV, YE. V. 1963: Possibility of convective instability in sedimentary rocks and the general laws of its development. *Earth Sci. Sec.*, 26–28.
- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G. 1977: The significance of contorted bedding in upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *J. sediment. Petrol.* 47, 819–833.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. 1980: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineral. Soc.* 5, London.
- DANGEARD, L., MIGNIOT, C., LARSONNEUR, C. & BAUDET, P. 1964: Figures et structures observées au cours du tassement des vases sous l'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris* 258, 5935–5938.
- DYSLI, M. 1983: Normalisation de l'essai de gonflement au gel. *Dép. Féd. de l'Intérieur, Recherche* 6/82.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K. 1965: Sedimentary features of Flysch and greywackes. *Dev. Sedimentol.* 7, Elsevier, Amsterdam.
- GOLDRING, R. 1979: Trace fossils in sedimentology. In: 3e Cycle Romand Sc. Terre Fribourg, *Sédimentation détritique*, 124–192.
- KABBAJ, M. 1981: Contribution à l'étude des propriétés mécaniques et du gonflement anisotropes d'une bentonite compactée. Thèse, Institut national polytechnique de Grenoble.
- MACKEE, E. D., REYNOLDS, M. A. & BAKER, C. H. 1962: Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand. *U.S. Geol. Surv. prof. Pap.* 450 D, D155–D160.
- MADSEN, F. T. 1976: Quelldruckmessung an Tongesteinene und Berechnung des Quelldrucks nach des DLVO-Theorie. *Mitt. des Inst. für Grundbau und Bodenmech. ETHZ*, N° 108.
- MADSEN, F. T. & MUELLER-VONMOSS, M. 1985: Swelling pressure calculated from mineralogical properties of a Jurassic Opalinum shale, Switzerland. *Clays and Clay Minerals* 33, 501–509.
- MADSEN, O. S. 1978: Wave-induced pore pressures and effective stresses in a porous bed. *Géotechnique* 28, 377–393.
- OBONI, F., BOURDEAU, P. L. & BONNARD, CH. 1984: Probabilistic analysis of Swiss landslides. IV Int. Symp. and Landslides, *Proceed.*, Toronto, II. Publication N° 98 des LMS, LMR de l'Ecole polytech. féd. Lausanne.

- PARRIAUX, A. 1979: Penecontemporaneous deformation structures in a Pleistocene periglacial delta of western Swiss Plateau, In: Proc. of an Inqua Symp. on genesis and lithology of quat. deposits. Moraines and Varves. (Ed. by Schlüchter Ch.) Balkema, Rotterdam, 421–432.
- 1981: Contribution à l'étude des ressources en eau du bassin de la Broye. Thèse N° 393, Ecole polytech. féd. Lausanne.
- RAMBERG, H. 1968: Instability of layered systems in the field of gravity, I, II Phys. Earth Planet. Inter. 1, 427–447, 448–474.
- REINECK, H. E. 1978: Das Watt, Ablagerungs- und Lebensraum. Waldemar Kramer, Frankfurt a.M.
- RUPKE, N. A. 1978: Deep Clastic Sear, In: Sedimentary Environments and Facies (Ed-by Reading, H.G) Backwell, 372–415.
- RUST, B. R. 1977: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada; diagnostic criteria for subaqueous outwash. Can. J. Earth Sci., 14, 175–184.
- SCHLÜCHTER, C., & KNECHT, U. 1979: Intrastratal contortions in a glaciolacustrine sediment sequence in the eastern Swiss Plain, In: Proc. of an Inqua Symp. on genesis and lithology of quat. deposits: Moraines and Varves (Ed. by Schlüchter Ch.) Balkema, Rotterdam, 433–441.
- SEED, H. B. 1976: Evaluation of soil liquefaction effects on level ground during earthquakes, ASCE Nat. Conv. Philadelphia, Preprint 2752, 1–104.
- SELLEY, R. C., SCHERMANN, D. J. SUTTON, J. & WATSON, J., 1963: Some undermater disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay, Geol. Mag., N° 100, 224–244.
- TISSIERES, P., 1990: Etude sédimentologique et géotechnique des dépôts deltaïques de Granges-près-Marnand, Thèse N° 818, EPFL.
- VESIC, A. S., 1973: Analysis of ultimate loads of shallow foundations, J. Soils Mech. and Found. div. ASCE, vol. 99, SMI, 45–73.
- VULLIET, L., 1986: Modélisation des pentes naturelles en mouvement, Thèse N° 635, EPFL.
- ZIPPE, H. J. & GRAF, W. H., 1983: Turbulent boundary-layer flow over permeable and non-permeable rough surface, Journ. of Hydraulic Res., N° 21, 1, 51.65.

Manuscrit reçu le 1 avril 1992

Révision acceptée le 6 novembre 1992

