

BRIGITTE VAN VLIET-LANOË*

Lille

CRYOTURBATIONS, SEISMICITE ET CONTROLE NEOTECTONIQUE. IMPLICATIONS POUR LE QUATERNAIRE EUROPEEN.

In memoriam of Krzysztof Brodzikowski

Résumé de l'auteur

En Arctique, la cryoturbation procède par gonflement cryogénique différentiel, contrôlée par des gradients de gélivité des matériaux et la qualité du drainage, elles apparaissent en milieu bien drainé (hummocks) ou mal drainé. Les déformations co-séismiques sont limitées aux dépressions et sont contrôlées par les gradients de densité à saturation et la viscosité dynamique des matériaux; elles apparaissent en contexte périglaciaire dans les zones séismiques actives en période de thermokarst. Cependant, il n'est pas toujours aisé de différencier la structure initiale: le gonflement cryogénique peut reprendre des figures de charges si les conditions thermiques et hydriques sont restaurées, avec ou sans pergélisol. De même, les déformations co-séismiques sont susceptibles de re-déformer par effet de charge et échappement de fluides des figures périglaciaires actives ou inactives préexistantes, quel que soit le contexte climatique, à la seule condition que le site soit engorgé. Cette ré-interprétation est importante pour l'étude paléoclimatique du Quaternaire ancien et moyen.

INTRODUCTION

La classification et l'interprétation des figures de déformations sédimentaires ont fait l'objet de nombreuses publications par K. BRODZIKOWSKI dans le domaine de la paléoséismicité, du périglaciaire et du glaciaire (BRODZIKOWSKI, VAN LOON, 1987; BRODZIKOWSKI *et al.*, 1987). Ce travail (VAN VLIET-LANOË, 1999) poursuit celui entrepris par cet auteur.

En Arctique, la majorité des sols périglaciaires est façonnée par le gonflement cryogénique différentiel en milieu à drainage imparfait (cryoturbations, cercles de pierre) a bien drainé (hummocks) (VAN VLIET-LANOË, 1985, 1988a et 1988b, 1998). En milieu quaternaire européen, plusieurs styles de déformations coexistent: I) Des cryoturbations régulières correspondant au gonflement cryogénique différentiel en milieu non-saturé. Leur dimension varie de la dizaine de centimètres à 60 cm maximum, II) des involutions limitées aux milieux déprimés dont l'organisation correspond essentiellement à des phénomènes de charge ou loadcast. Leur taille varie de quelques millimètres à plusieurs mètres.

*UMR8755 CNRS Sédimentologie et Géodynamique, Université Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex. France. Email: Brigitte.Van-Vliet-Lanoe@univ-lille1.fr

Pour que le gonflement cryogénique s'exprime, il est nécessaire d'être en présence I) d'une superposition ou d'une juxtaposition de matériaux de géativité différente, II) d'une source d'humidité importante pour permettre une ségrégation de glace plus ou moins exprimée selon la capacité de rétention en eau des sédiments, leur porosité, leur contenu en colloïdes et éventuellement de leur historique de consolidation, et III) d'un gel profond, avec ou sans pergélisol.

Pour que le phénomène de charge puisse s'exprimer, il faut que les sédiments saturés en eau sur une épaisseur correspondant à l'amplitude de la déformation soient non-consolidés ou à consolidation instable; il faut ensuite une perturbation pour déstabiliser les strates superposées: une rupture d'équilibre, un apport brutal de sédiment, un choc simple ou une vibration.

En milieu périglaciaire, une saturation peut être atteinte en période de dégel en milieu déprimé, avec ou sans pergélisol. Cependant le processus de ségrégation de glace induit une surconsolidation des horizons dans lesquels la ségrégation de glace s'est développée en raison de la dessiccation induite et de la pression exercée par les cristaux en cours de croissance; cependant la porosité induite permet après dégel une rétention en eau supérieure à celle du sédiment non-consolidé, ce qui peut aboutir à une liquéfaction. De plus, le dégel procède depuis la surface et excède rarement 80 cm en milieu engorgé sur pergélisol (fin d'été), ce qui est nettement plus faible que l'amplitude maximale des involutions observées (2,50 m).

LA SEISMICITE

Dans nos régions, formées de socle varisque ou cadomien, la sismicité est liée à la réactivation de vieilles failles profondes, en contrecoup de la tectonique alpine, sous de minces strates de Mésozoïque ou de Cénozoïque, le tout n'excédant pas 2000 m pour une croûte de 35 km (ZIEGLER, 1992). Nous sommes dans un contexte de «thin skin tectonism». Cette sismicité s'exprime surtout en période d'extension ou de relaxation tectonique. L'effet d'une charge sédimentaire surincombante doit être négligé, en dehors des bassins étant donné l'évolution morphologique du relief en Europe depuis la fin du Pliocène.

Dans les régions englacées, intraplaques continentale, la charge glaciaire développe une contrainte extensive qui se superpose au champ de contrainte régional, le plus souvent compressif décrochant dans nos régions depuis le début du Néogène (GRELLET *et al.*, 1993). La zone du rift cénozoïque européen (graben rhénan, graben hollandais, Kattegat) reste généralement extensive (MÜLLER *et al.*, 1987; ZIEGLER, 1992). Cependant, cette surcharge glaciaire bloque l'expression de la sismicité (JOHNSTON, 1987). La décharge produit au contraire une contrainte compressive, responsable

de la formation de failles inverses et une augmentation de la fusion dans la partie supérieure du manteau (remontée isostatique), avec pour résultat une sismicité soutenue dans les 500–1000 ans suivant la déglaciation (MÖRNER, 1978, 1991). Cette sismicité est en outre facilitée par des nappes aquifères en charge (déglaciation), un niveau eustatique apparent élevé (transgression sur croûte encore déprimée).

Au Sud du domaine englacé, une sismicité récurrente s'installe temporairement lorsque le bourrelet marginal perturbe le champ compressif actuel. Ces épisodes apparaissent en début d'installation de la calotte et débloquent temporairement le caractère décrochant (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1997).

CRITERES DE DIFFERENCIATION DES DEFORMATIONS

La répartition morphologique des figures à l'échelle locale, à celle de la caténa ou à celle du bassin sédimentaire, leur profil vertical de déformation des strates sédimentaires, le type de déformations, la pétrographie des sédiments déformés permettent généralement une bonne différenciation des phénomènes.

a) Le gonflement cryogénique différentiel

Les cryoturbations simples, telles qu'elles sont observées en Arctique, se développent assez régulièrement par gonflement cryogénique différentiel comme cela a été montré expérimentalement (PISSART, 1982; VAN VLIET-LANOË, 1988a) en utilisant généralement un réseau de dessiccation ou des fentes de contraction thermique pour s'exprimer via des injections progressives de matériaux sous la poussée du gonflement cryogénique du substrat le plus gélif (VAN VLIET-LANOË, 1985; 1988a, b; 1990, 1998). Elles s'organisent selon les gradients de gélivités sans respecter ceux de densité. Leur formation est lente (50 à 100 cycles de gel-dégel). Leur déformation ultérieure est contrôlée presque exclusivement par l'évolution du drainage du site au cours du temps (VAN VLIET-LANOË, 1998).

Un autre type de cryoturbation se développe en présence du colmatage de traces de coin de glace, en présence de coin de sable ou de coin de sol dans un substrat gélif comme les limons ou les paléosols lessivés (Fig. 1). Ce processus aboutit en général à une morphologie en goutte de taille variable en milieu mal drainé (VAN VLIET-LANOË, 1988a). Toute autre superposition irrégulière de matériaux de gélivité différente comme des bioturbations ou du piétinement, des chenaux fluviaux, de ruissellement ou de suffosion, des bancs de tourbes, des colmatages de fentes de tension sur les berges d'une rivière, toutes ces figures seront déformées en cas de diagenèse périglaciaire, au point que parfois la structure initiale n'est pas aisément perceptible. D'autre part étant donné le caractère récurrent des périodes périglaciaires au cours du Néogène et du Quaternaire (SHACKELTON

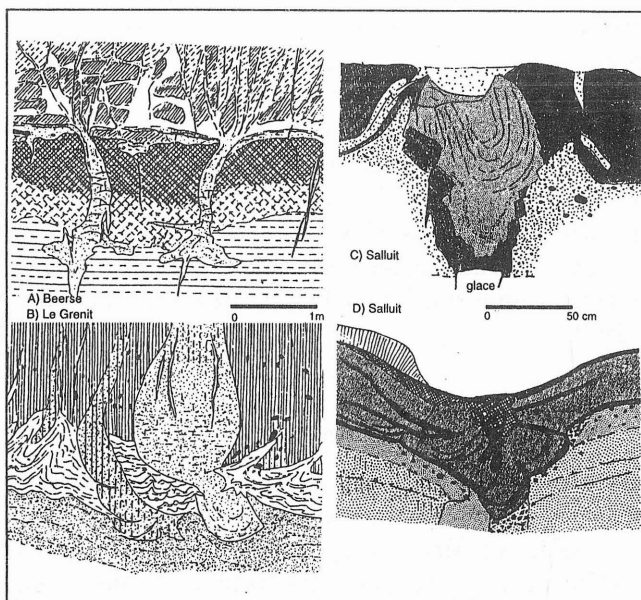


Fig. 1. Evolution de remplissages de coins de glace ou mixte par gonflement cryogénique différentiel:

A – Beerse (N. Belgique): 17 ka cal., colmatage sableux dans argile; B – le Grenit (S. Bretagne), Stade isotopique 8, sable limoneux dans gravier illuvié et argile marine litée; C – Salluit (N. Ungava, Canada), thermokarst actuel avec remplissage sableux et tourbe sableuse; D – Salluit: thermokarst actuel sur sable fin lié à l'incision de la rivière

et al., 1991), toute forme créée ou déformée par le gonflement cryogénique différentiel sera retouchée lors de chaque période froide, avec ou sans pergélisol.

Les phénomènes de liquéfaction d'ostiole de toundra sont rares en Arctique: elles sont souvent le fait d'une surcharge hydrostatique liée à la pente et n'affecte que ponctuellement la structure en coupe, de même que les liquéfactions liées au trafic animal ou logistique. Les «liquéfactions» superficielles sont le plus souvent des croûtes de battance, appelées aussi croûtes structurales (VAN VLIET-LANOË, 1988a).

b) Autres types de déformations

Les déformations sédimentaires peuvent être de différentes origines et beaucoup de phénomènes n'ont rien de périglaciaire. Des figures de charges peuvent être induites par une sédimentation rapide de granulométrie variable en contexte sous aquatique, aboutissant localement à des gradients de densité et de viscosité dynamique (DZULINSKI, WALTON, 1963; BRODZIKOWSKI, VAN LOON, 1987). Ce phénomène est courant à l'échelle centimétrique ou décimétrique en contexte deltaïque alimenté par un écou-

ement en tresse comme au Spitzberg (LONE, 1991). Un autre phénomène courant est une figure de charge induite par l'impact du déferlement de la houle sur substrat vaseux non-consolidé et à saturation, par exemple suite à la rupture d'un cordon littoral. En surface, ce phénomène s'exprime par un alignement de flaques vaseuses en bordure d'une lagune tidale. Les vibrations associées à un phénomène continu de durée brève à l'heure comme le passage d'un troupeau, un trafic routier ou le déferlement persistant d'une houle (lac ou mer) ou encore comme un événement sismique isolé ou en essaim peuvent aboutir à des figures de charges variées beaucoup plus régulières en taille et en répartition spatiale. La caractéristique principale des déformations associées aux séismes est leur caractère superficiel. Les ondes de cisaillement lors d'un séisme augmentent la pression de l'eau interstitielle en modifiant l'organisation du sédiment, ce qui produit une surconsolidation fréquemment observée en profondeur. Ce phénomène sera limité s'il existe une charge sédimentaire surincombante. D'autre part, les déformations sismiques sont amplifiées par la présence de masses meubles, surtout si elles sont gorgées d'eau (AUDEMARD, DE SANTIS, 1991).

Des figures d'érosion en rigole, parfois calquées sur des fentes d'extension tectonique, celles de suffosion en goulotte ou encore des terriers, peuvent être confondus avec les figures de charge, mais tout doute peut être levé par un simple décapage horizontal. De même, des figures de piétinement par la faune herbivore en bordure de mare sont souvent confondues avec les figures de charge voire la cryoturbation, mais encore une fois, la taille des structures et un décapage horizontal permettent souvent de lever le doute de même que la présence de liserés d'oxydo-réduction en bordure des poches associé à la microcompaction et à l'enfouissement de matières organiques.

REPARTITION TOPOGRAPHIQUE DES FIGURES DE CRYOTURBATION ET DE CHARGE

a) En contexte périglaciaire actif (avec ou sans pergélisol, Fig. 2), une caténa morphologique s'observe en relation avec le drainage: des hummocks en milieu drainé passent progressivement et régulièrement en milieu analogue à une topographie plate avec cryoturbations simples ou sols structurés (formes triées ou non) dans les zones humides ou les bas-fonds engorgés. Sur pente, les formes fluent en coussin de manière syngénétique avec la cryoturbation (VAN VLIET-LANOË, 1988a). Aucune inversion stratigraphique ne s'observe dans les dépressions. Les injections remontantes de matériel non-gélif sont minces, rarement diapirique et suivent un réseau polygonal en rebroussant légèrement les strates adjacentes vers le haut. Les injections remontantes de matériaux gélifs sont

larges, crèvent souvent la surface sous forme d'ostioles et déforment les strates adjacentes en les repoussant (plissement) (VAN VLIET-LANOË, 1990). Les déformations s'atténuent en général vers 30 à 60 cm de profondeur, selon le degré d'enracinement du réseau de dessiccation (en général la base de la strate). La stratification interne des couches n'est pas détruite, simplement étirée comme on peut l'observer en pétrographie. Les positions de lentilles de glace ou, leur fantôme en milieu peu stable à l'agrégation, sont en position logique avec les gradients de gélivité.

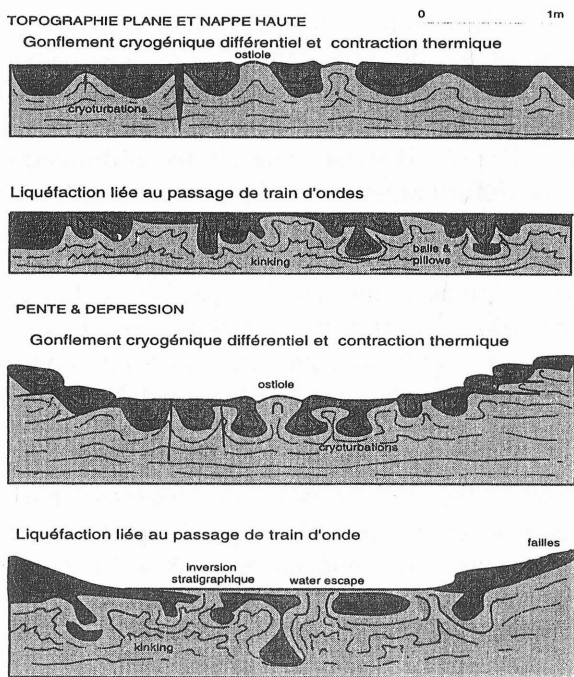


Fig. 2. Comparaison géométrique entre déformations co-séismiques et cryoturbations (Van Vliet-Lanoë, Hallégouët, 1999)

b) En contexte de charge lié à une liquéfaction par activité séismique (SEED, IDRIS, 1971), la caténa est différente (Fig. 2). Les secteurs drainés de la topographie sont inertes, fracturés ou présentent des glissements régressifs, notamment sur substrat glissant comme le pergélisol. En dépression, différentes figures peuvent être observées comme des volcans de boue ou de sable. Leur répartition spatiale est irrégulière par plage. En coupe horizontale, elles peuvent être orientées ou *random*. Une inversion stratigraphique des strates peut s'observer en surface. La stratification interne des couches est très perturbée, morcelée ou sujet à de micro-injections. Normalement aucune trace de lentille de glace n'est observée. Des

déformations en plis angulaires ou kinking sont observées en profondeur surtout à l'aplomb des injections (Fig. 3 et 4), (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1995, 1997). Les injections déforment peu les strates adjacentes (Fig. 4c-d). L'existence de structures compressives décrochantes en fleur (SYLVESTER, 1988) à l'aplomb de failles est fréquente et est souvent associée à des phénomènes de charge locaux (Fig. 5-b). Les morphologies des involutions sont très variables à l'échelle de la dépression, recouvrant aussi bien les figures de charge simples (gradient inverse de densité), les structures en boules (*ball and pillow*), en assiettes emboîtées (*dishes and plates*) (Fig. 6), des figures d'extension locales, des flammes, des figures d'échappements de fluides (KUENEN, 1958; SIMS, 1975; BRODZIKOWSKI *et al.*, 1987; LÅGERBÄK, 1990). Leur taille est contrôlée par la compétence des strates superposées (du millimètre au mètre).

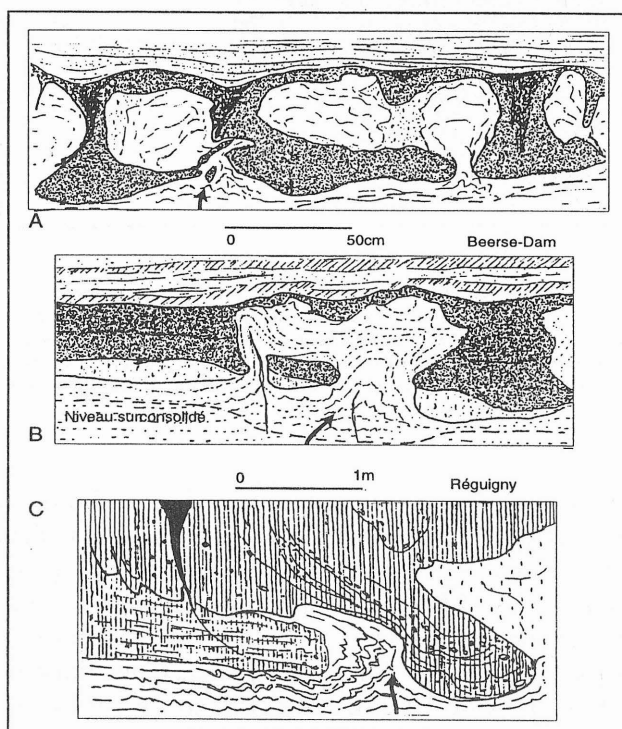


Fig. 3. Déformations par figures de charge associées à du kinking

A et B – Beerse-Dam (N. Belgique), à la base d'une tourbe du Glaciaire Ancien Weichsélien sur sable; C – Régigny (Bretagne centrale) (voir figure 5-B): graviers dans silts argileux du Quaternaire ancien

En résumé, les figures de cryoturbation simples apparaissent selon une caténa à la différence des figures de charge restreintes aux bas fonds; elles sont réparties régulièrement sur la surface topographique, le plus

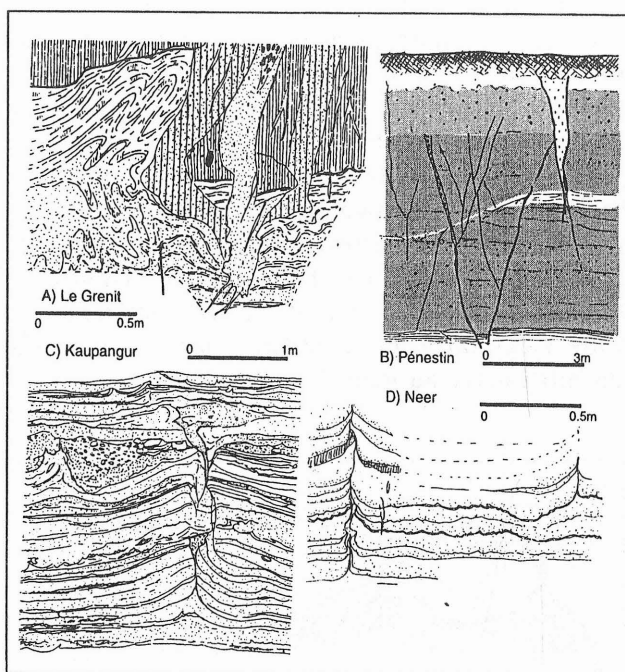


Fig. 4. Relations failles – contraction thermique

A – le Grenit (S. Bretagne): trace de coin de glace à l'aplomb d'une faille normale (Pléistocène moyen); B – Pénestin (S. Bretagne): coin de graviers et coin de glace associées à des failles extensives; C – Kaupangur (N. Islande), Tardiglaciaire: échappement de fluide co-séismique dans une formation deltaïque; D – Neer (S. Pays Bas; coupe du programme Paléosis.), Tardiglaciaire: échappements de fluides répétés sur joint de faiblesse (fentes de contraction thermique) et kinking

souvent calquées sur un réseau de dessiccation, leur taille est décimétrique, la déformation s'atténue rapidement en profondeur et dans la grande majorité des matériaux, des traces de ségrégation de glace en lentille peuvent être observées. Elles sont souvent associées à d'autres figures typiquement périglaciaires. Par contre, les figures de charge co-séismiques sont localisées ou en «essaim», conformément aux positions nodales amplificatrices des réflexions de train d'onde dans un bassin; leur morphologie est beaucoup plus variable que celle liée au gel, le plus souvent en figure de charge à gradient inverse, en association avec des échappements de fluides, des failles, des plis et des figures compressives exprimées en structure en fleur en surface ou sous forme de kinking (Fig. 3, 6) en profondeur lors que les matériaux sont modérément consolidés (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1997). De plus ces déformations sont souvent dissymétriques malgré l'absence de pente et orientées en coupe horizontale sous l'impact directionnel des trains d'ondes.

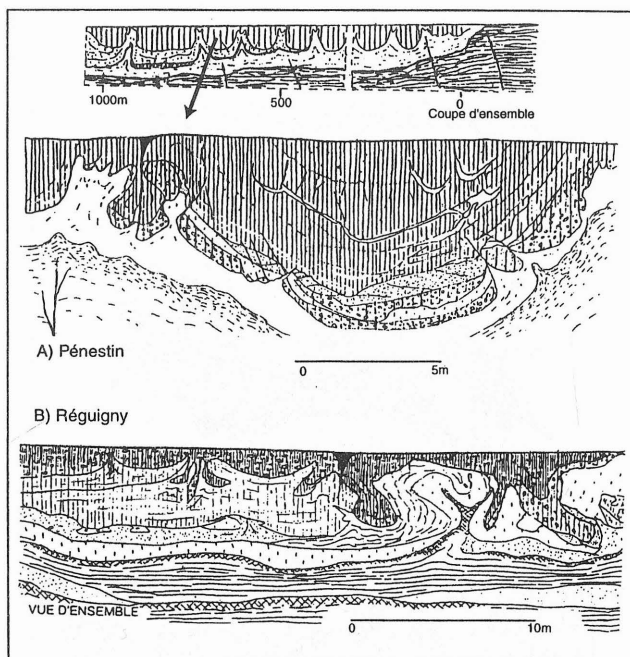


Fig. 5. Déformations répétitives liées à une activité paléoséismique

A – Pénestin (S. Bretagne), contexte compressif décrochant avec déformation d'une nappe alluviale du Quaternaire moyen avec petites figures d'étirement et figures de charges; B – Réguigny (Bretagne centrale), Quaternaire ancien: injections régulières, de tailles variées et figures de charges, associées à une flexuration au-dessus d'une faille normale (fente de gel en noir)

INTERRELATIONS TECTONIQUE ET PERIGLACIAIRE

D'autres figures peuvent être associées. Des fentes de tension sont parfois confondues avec des fentes de gel ou des traces de coin de glace. Les figures en forme de coins, les microfailles inverses et les micro-effondrements sont l'expression du glissement superficiel d'une masse sédimentaire inexplicable sur pente très faible sans l'aide d'un choc, surtout quand les sédiments ont déjà été modérément consolidés. La présence de microfractures est par contre indicatrice d'un statut drainé, surtout lorsqu'elle est exploitée à posteriori par les glosses de sols. Les coins de glace et les figures de contraction thermique exploitent très souvent des faiblesses du substrat préexistantes (Fig. 4a-b). La coupe de Pénestin (Mine d'Or) en Bretagne méridionale le montre fort bien. Cette coupe présente des grandes ondulations associées à l'existence de structures compressives décrochantes en fleur à l'aplomb de failles (Fig. 5a). Les coins de glace sont systématiquement localisés dans ces secteurs où la tension est élevée, qui plus est sur substrat gélif. Il en est de même pour les coins de graviers

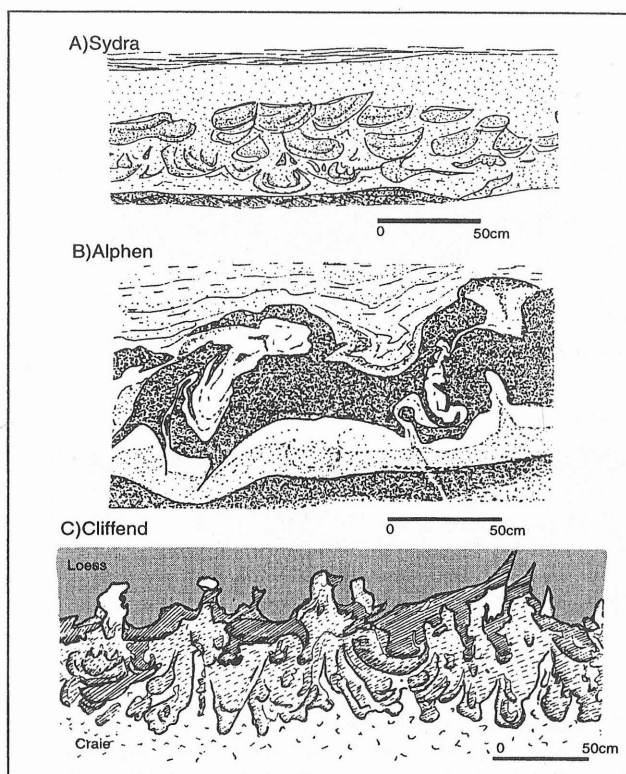


Fig. 6. Déformations co-séismiques

A – Sydra (N. Islande), Eémien; “dishes and pillows” sur sables; B – Alphen (S. Pays Bas): tourbe sableuse déformée (Pleniglaciaire Supérieur); C – Cliffend (S. Angleterre, Thanet): phénomènes de charge à proximité d’une faille flexurale (100m), à la base des loess du Pleniglaciaire Supérieur

sur sables pliocènes, dont le réseau est directement calqué sur les failles extensives et leur conjuguées. Les failles peuvent également être le siège d’une circulation préférentielle en eau comme au Spitzberg et favoriser la formation d’icing ou de pingo aux points de résurgence. Le rejeu vertical (normal) d’une faille, notamment mode déglaciation, va également intervenir sur d’autres processus: I) piégeage d’apport éolien par la localisation d’une congère, II) amorce d’un thermokarst régressif par modification brutale de la morphologie du versant, III) augmentation de la pente et du ruissellement entraînant la mise en place de dépôts granulaires si un sol agrégé est érodé, etc. Certaines figures d’origine néotectonique ou co-séismiques ont d’abord été attribuées au siècle passé à des phénomènes de tassements consécutifs à l’altération du matériel. Depuis, elles ont été communément attribuées à des traces de pingo. Bovey-Tracey (bassin lignitifère oligocène sans trace de glace de ségrégation; Devon, Grande

Bretagne; JENKINS, VINCENT, 1981) et Pénestin (RIVIÈRE et VERNHET, 1962) en sont de très bons exemples (Fig. 5a). Les observations de STRUNK (1983) et d'EISSEMAN (1982) dans les bassins de lignites Oligo-Miocène du Rhin Moyen et de l'Allemagne correspondent clairement en forme et en taille aux figures de Pénestin et à celles plus caractéristiques encore de Bovey-Tracey; de plus elles sont souvent associées à des figures d'échappement d'eau en tubulure souvent confondues, elles aussi, avec des traces de coin de glace! En Bretagne, l'étude de formations pliocènes montre bien qu'il s'agisse soit d'injections co-séismiques répétées (Fig. 5b) soit de figures «en fleur» à l'aplomb de failles compressives décrochantes (SYLVESTER, 1988), pratiquement toujours associées à des figures locales de charge. Des conduites d'échappement de fluide (LOWE, 1975), tels qu'on peut en observer dans les bassins oligocènes ont souvent été interprétées comme l'évidence d'un pergélisol «à trou» (DIONNE, LAVERDIÈRE, 1973) et utilisé comme critère «quaternaire» (PAREYN, 1987).

A l'inverse, les phénomènes périglaciaires peuvent modifier l'impact de la néotectonique à l'échelle locale ou régionale. Des injections régulières peuvent être attribuées à des réseaux macropolygonaux de fractures, voisins de ceux qui sont développés dans les sédiments lacustres lors du séisme d'Anchorage en Alaska (GRANTZ *et al.*, 1967). Les fentes de contraction thermique ou de dessiccation peuvent servir de joint de faiblesse pour les figures d'injection et d'échappement de fluides (Fig. 3). La présence de cryoturbations préexistantes peut favoriser les figures de charge ou «load cast». Enfin la présence d'un approfondissement temporaire de la couche active à la suite d'un réchauffement, c'est-à-dire un thermokarst, en libérant de l'eau de fusion de la glace de ségrégation et de congères semi-permanentes constitue un contexte favorable pour la formation de grandes figures de charges.

DISCUSSION

Les figures d'involutions du Quaternaire et plus particulièrement du Quaternaire ancien et moyen sont préservées dans des bassins néogènes voir paléogènes ou dans le rift cénozoïque européen, c'est-à-dire dans les zones séismiques toujours actives au Quaternaire, le contexte tectonique étant globalement compressif N150° au sud du front varisque depuis le début du Néogène, tout en restant extensif au niveau du rift. Sur ce système, se superposent des événements compressifs alpins ou pyrénéo-alpins et des événements extensifs liés à l'ouverture de l'océan Atlantique. Ceci aboutit à des déformations à grande longueur d'onde du Messinien (7–5 Ma), au Quaternaire ancien (1–0,8 Ma) et au Quaternaire Moyen (0,4–0,3 Ma) (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1998). Ces épisodes de déformations amènent notamment un basculement vers le Sud du Bassin de Paris et de la Manche et sont séparés par des épisodes extensifs de relaxation qui créent des

périodes d'activité séismiques, également corroborées par celles des grands centres volcaniques comme le Massif Central (MAURY et VARET, 1980), la Eiffel ou la zone centrale de la Hongrie. Sur ce système se superpose également depuis 1 Ma, et surtout depuis 450 ka pour nos régions, des crises séismiques contrôlées par les perturbations cycliques du champ de contraintes liées à l'englaciation et à la déglaciation (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1997). Les séismes peuvent être très brutaux en secteur de croûte épaisse (intensité 6 sur l'échelle de Richter) comme en Scandinavie ou au Canada (MÖRNER, 1978, 1992; HASEGAWA, BASHAM, 1988). En milieu extensif très marqué comme dans le rift islandais ou dans les bassins du rift européen, la déglaciation n'amène que peu de macroséismes, mais plus souvent une microsismicité soutenue pendant tout l'épisode de re-équilibre isostatique (intensité 2-3 selon l'échelle proposée par SERVA, 1994; VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1999).

Pour que cette sismicité puisse s'exprimer, il faut que les aquifères soient hauts; ceci se produit avec un relief faiblement incisé, ce qui a été le cas au Quaternaire ancien, quand le niveau eustatique interglaciaire est encore voisin de sa position fini pliocène (environ 50 m, HAQ *et al.*, 1988); un autre cas de figure apparaît lorsque les conditions climatiques amènent une saturation hydrique des sols soit en relation avec une déglaciation et un haut niveau eustatique apparent, soit en présence de thermokarst. Pendant la Dernière Glaciation, les épisodes thermokarstiques marqués apparaissent de manière synchrone avec les Événements de Heinrich et de manière plus sporadique avec les oscillations Dansgaard-Oeschger (BOND *et al.*, 1993) contrôlés par l'Oscillation Nord Atlantique (NOA). Ces épisodes induisent un réchauffement important donc un thermokarst sur les marges non-englacées, mais également un amincissement des calottes (VAN VLIET-LANOË, 1996) et une décharge isostatique modifiant temporairement le champ de contrainte (VAN VLIET-LANOË *et al.*, 1987; VAN VLIET-LANOË, 1999). Tous ces facteurs sont donc favorables pour l'apparition d'une sismicité temporaire sur thermokarst modéré, notamment pendant l'interpléniglaciaire, vers 26 et 18 ka cal. Après ces épisodes, les calottes s'épaississent, la circulation anticyclonique se rétablit, le pergélisol se rééquilibre et la contraction thermique fait sa réapparition (VAN VLIET-LANOË, 1996). En milieu arctique fonctionnel, tout comme en milieu loessique, la contraction thermique, la formation de coins de glace sont synchrones de la cryoturbation dans les secteurs mal drainés (VAN VLIET-LANOË, 1996). Le modèle couplant activité co-séismique et thermokarst lié aux événements abruptes de réchauffement expliquent fort bien le découplage entre «cryoturbations» par loading (VANDENBERGHE, VANDENBROECK, 1983) et activité des coins de glace observés par VANDENBERGHE (1988, 1993) aux Pays Bas, ces dernières étant en fait des figures de charge co-séismiques. De même les involutions du début holocène observées par

MURTON et FRENCH (1994) ou les échappements de fluides de DIONNE et LAVERDIÈRE (1973) sont en fait le reflet du contexte de déglaciation rapide dans un contexte de déstabilisation temporaire du champ de contrainte. De même, les figures de charges observées en milieu crayeux par MURTON (1996) sont bien liées à un thermokarst comme le suggère l'auteur, mais quand elles ne sont pas tronquées par l'érosion postglaciaire, montrent simultanément des figures d'injections (Fig. 6-c). Elles ne sont pas spécifiques du Kent mais apparaissent en milieu crayeux à proximité de toute faille flexurale active (Sangatte, St Valéry/Somme, Lillebonne, etc...).

CONCLUSION

La cryoturbation procède par gonflement cryogénique différentiel contrôlé par des gradients de gélivité des sédiments et par la qualité du drainage; elle apparaît en milieu bien drainé (hummocks) à mal drainé; les déformations co-séismiques sont limitées aux dépressions et sont contrôlées par les gradients de densité à saturation et la viscosité dynamique des matériaux; elles apparaissent en contexte périglaciaire dans les zones séismiques actives en période de thermokarst. Cependant, il n'est pas toujours aisé de différencier la structure initiale: le gonflement cryogénique peut reprendre des figures de charges si les conditions thermiques et hydriques sont restaurées, avec ou sans pergélisol. De même, les déformations co-séismiques sont susceptibles de re-déformer par effet de charge et échappement de fluides des figures périglaciaires actives ou inactives pré-existantes, quel que soit le contexte climatique, à la seule condition que le site soit engorgé. Cette ré-interprétation est importante pour l'étude paléoclimatique du Quaternaire ancien et moyen en Europe.

Bibliographie

- AUDEMARD, F. A., DE SANTIS, F., 1991 – Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Int. Ass. Eg. Geol.*, 44; p. 5–16.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, H., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONAMI, G., IVY, S., 1993 – Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 365; p. 143–147.
- BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J., 1987 – A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Sc. Rev.*, 24; p. 297–381.
- BRODZIKOWSKI, K., HALUSZCZAK, A., KRZYSZKOWSKI, D., VAN LOON, A. J., 1987 – Genesis and diagnostic of large scale gravity – induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben (central Poland). In: JONES M. E. & PRESTON R. M. (eds) Deformation of sediments and sedimentary rocks. *Geologic. Soc. Spec. Publ.*, 29; p. 287–287.

- DE GANS, W., 1988 – Pingo scars and their identification. In: *Advances in Periglacial Geomorphology*, M. J. CLARK (editor), John Wiley & S.; p. 299–322.
- DIONNE, J. C., LAVERDIERE, C., 1973 – Structure cylindrique verticale dans un dépôt meuble quaternaire, au nord de Montréal, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 9; p. 528–543.
- DURRANCE E/M., LAMING D. J. C., 1993 – The geology of Devon. Exeter Univ. Press, 346 pp.
- DŹUŁEYŃSKI, S., WALTON, E. K., 1963 – Experimental production of sole markings. *Geological Soc. Edinburgh Trans.* 19; p. 279–304.
- EISSEMAN, L., 1981 – Periglaziäre Prozesse und permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. *Altenberger Naturwis. Forsch.* 1; 171 pp.
- FLEMMING, N. C., 1982 – Multiple regression analysis of earth movements and eustatic sea-level change in the United Kingdom in the past 9000 years. *Proc. Geol. Ass.*, 93; p. 113–125.
- GRANTZ, A., PLAFKER, G., KACHADORIAN, R., 1964 – Alaska's good friday earthquake, march 17, 1964. A preliminary geologic evolution. *Geol. Surv., Circular* 491.
- GRELLET, B., COMBES, PH., GRANIER, TH., PHILIP, H., 1993 – Seismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. N. S. Géol. Fr.* 164; p. 1–2.
- HASEGAWA, H. S., BASHAM, P. W., 1989 – Spatial correlation between seismicity and post-glacial rebound in Eastern Canada. In: S. Gregersen and P. W. Basham (eds) *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, Kluwer Acad. Publ.; p. 483–500.
- ISHIHARA, K., 1985 – Stability of natural deposits during earthquakes. *Proc. 11th Intern. Conf. Soil Mechan. and Found. Engen.* 1; p. 321–736.
- JENKINS, D. G., VINCENT, A., 1981 – Periglacial features in the Bovey basin., south Devon. *Proc. Usher Soc.*, 5; p. 201–205.
- JOHNSTON, A. C., 1987 – Suppression of earthquakes by large continental ice sheets. *Nature*, 330; p. 467–469.
- KÜENEN, P. H., 1958 – Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23; p. 1–28.
- LÄGERBÄCK, R., 1990 – Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. *Geologiska Förel. i Stockholm Förhand.*, 112; p. 333–354.
- LARROCKE, C., GAFFET, S., 1995 – Des mouvements en sol majeur. *La Recherche*, 26; p. 930–931.
- LOWE, D. R., 1975 – Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22; p. 157–204.
- MAURY, R. C., VARET, J., 1980 – Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France, 26E CGI Paris, *Géologie de la France. Mem. BRGM*, 107; p. 138–159.
- MÖRNER, N. A., 1978 – Faulting, fracturing and seismic activity as a function of glacial-isostasy in Fennoscandia. *Geology*, 6; p. 41–45.
- MÖRNER, N. A., 1991 – Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy. *Tectonophysics*, 188; p. 407–410.
- MURTON, J. B., 1996 – Near surface brecciation of the Chalk, Isle of Thanet, South-East Enland: a comparison with ice rich brecciated bedrocks in Canada and Spitsbergen. *Permafrost and Periglacial Proc.*, 7; p. 253–264.
- MURTON, J. B., FRENCH, H. M., 1994 – Cryosurctures in permafrost, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. *Can. Jour. Earth Sc.*, 31; p. 737–747.
- MÜLLER, B., ZOBACH, M. L., FUCHS, K., MASTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANSSON, O., C. LJUNGGREN, 1987 – Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B8, 11; p. 783–803.

- PARÉYN, C., 1987 – Sédiments marins néogènes et pléistocènes de Normandie: onze unités stratigraphiques, 400 m démontrés en épaisseur cumulée, ça compte... Bilan de 10 ans d'exploration sous les marais du Cotentin. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 32; p. 127–159.
- PISSART, A., 1982 – Déformation de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances gel-dégel. Expériences sur l'origine des cryoturbations. *Biuletyn Peryglacjalny*, 29; p. 219–229.
- RIVIÈRE, A. et VERNHET, S., 1962 – Accidents périglaciaires dans la région de Pénestin, (Morbihan). *C. R. Hebdom. des Séances, Acad. Sc. Paris*, 255; p. 744–6.
- SEED, H. B., IDRIS I. M., 1971 – Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential., *Jour. Soil Mech. and Found. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, 97; p. 1249–1273
- SERVA, L., 1994 – Ground effects in intensity scales. *Terra Nova*, 6; p. 414–416.
- SHACKLETON, N., BERGER, A., PELTIER, W. R., 1991 – An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 81; p. 252–261.
- SIMS, J. D., 1975 – Determining earthquake induced recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29; p. 141–152.
- STEIN, S., CLOETHINGH, S., SLEEP, N., WORTEL, R., 1989 – Passive margin earthquakes, stress and rheology. In: Gregersen S. & Basham P. W. (eds), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial rebound*. Kluwer Acad. Publ.; p. 231–259.
- STRUNK, H., 1983 – Pleistocene diapiric upturnings of lignites and clayey sediments as periglacial phenomena in central Europe. *4th Intern. Permafrost Conf. Proc., Nat. Acad. Press*, Washington, 1; p. 1200–4.
- SYLVESTER, A. G., 1988 – Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100; p. 1666–1703.
- VAN LOON, A., BRODZIKOWSKI, K., GOTOWALA, R., 1985 – Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments. *Sedimentary Geology*, 41; p. 283–300.
- VAN VLIET-LANOË, B. 1985 – Frost effects in soils. In: "Soil and Quaternary Landscape Evolution", J. Boardman (Editor), J. Wiley Publ.; p. 115–156.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1988a – Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse de Doctorat d'Etat, Géographie, Univ. Paris I-Sorbonne 1987, Ed. Editec, 1988, Caen; 854 pp.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1988b – The genesis of cryoturbations and their significance in environmental reconstruction. *Jour. Quaternary Sci.*, (3); p. 85–96.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1991 – Differential heave, load casting and convection: converging mechanisms. A discussion of the origin of cryoturbations. *Permafrost and Perigl. Proc.*, 2; p. 123–139.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1996 – Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du nord ouest et la dynamique de l'inlandsis nord-européen au Weichsélien. *CRAS Paris*, série II, 322; p. 461–468.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1998 – Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena*, 34; p. 157–183.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1999 – Differentiation between cryogenic, co-seismic and neotectonic fabrics. Geodynamic and climatic implications. *Geodynamica Acta* (sous presse).
- VAN VLIET-LANOË, B., HALLÉGOUËT, B., 1999 – European Permafrost at The LGM and at its Maximal Extent. The Geological Approach., In: «Permafrost» (edit). R. Paepé, E. Vanoverloop, Kluwer. (sous presse).
- VAN VLIET-LANOË, B., BONNET, S., HALLÉGOUËT, B., LAURENT, M., 1997 – Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian massifs: regional stress field with glacio-isostatic influence? *Jour. Geodynamics*, 24; p. 219–239.

- VAN VLIET-LANOË, B., BOURGEOIS, O., DAUTEUIL, O., EMBRY, J. C., VAN CAUWENBERGE, A. S., 1999 – Deglaciation and volcano-seismic activity in Northern Iceland: Holocene and Early Eemian (The Sybra Formation). *Earth Surf. Land. Proc.* (sous presse).
- VAN VLIET-LANOË, B., HALLÉGOUËT, B., BONNET, S., LAURENT, M., 1995 – Evidences d'une activité séismique au pléistocène moyen et supérieur dans le massif armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. *Environnements Périglaciaires* 2; p. 4–22.
- VAN VLIET-LANOË, B., MANSY, J. L., MARGEREL, J. P., VIDIER, J. P., LAMARCHE, J., EVERAERTS, M., 1998 – Le Pas de Calais un détroit cénozoïque à ouverture multiple. *C.R. Acad. Sc.*, 326; p. 729–736.
- VANDENBERGHE, J., 1988 – Cryoturbations. In: "Advances in periglacial geomorphology" M. J. CLARK (*edit*), John Wiley & S.Ltd.; p. 179–198.
- VANDENBERGHE, J., 1993 – Recent results of Pleistocene periglacial research in the Netherlands. research. *Geol. en Mijnbouw*, 72; p. 103–106.
- VANDENBERGHE, J., VANDENBROECK, P., 1982 – Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments. *Boreas*, 11; p. 299–315.
- Ziegler, P. A., 1992 – European cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208; p. 91–111.