Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 9

COASTAL GEOLOGY, CASE STUDIES

R. B. Taylor, D. L. Forbes, and J. Shaw

Recommended citation: Taylor, R. B., Forbes, D. L., and Shaw, J., 1991: Surficial geology and physical properties 9: coastal geology, case studies; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 127.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES 9

GÉOLOGIE CÔTIÈRE, ÉTUDES DE CAS

R. B. Taylor, D. L. Forbes, et J. Shaw

Notation bibliographique conseillée: Taylor, R. B., Forbes, D. L., et Shaw, J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 9: géologie côtière, études de cas; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 127.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

Four case studies are presented to illustrate the variety of coastal environments and sedimentary products found in the region (see Fig. 16). These examples emphasize the important links between shoreline development and conditions on the shoreface and inner shelf.

SABLE ISLAND (OUTER SCOTIAN SHELF)

Sable Island is approximately 40 km long and <1.5 km wide. It forms the subaerial portion of thick late Quaternary sands (Amos and Nadeau, 1988; Boyd et al., 1988). Onshore, the main dune lines, which extend from <6 m in height along the south shore to 30 m along the north shore, are separated by low-lying vegetated terrain with scattered ponds (Fig. 1; Fig. 2B, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume). Beaches fronting the dunes are typically 25-140 m wide (Taylor, 1988a), but the south coast sand flats extend more than 600 m inland. Two (in some places three) nearshore bars are present inshore of the 10 m isobath (Fig. 1) and a series of shoreface-connected ridges are present in water depths of 15-50 m (inset, Fig. 1; Hoogendoorn and Dalrymple, 1986; Boczar-Karakiewicz et al., 1987).

Sable Island experiences severe winds and waves, particularly during the months of November to March when mean monthly wind velocities are 30 km/hr. These winds which exceed the critical threshold velocity for sediment transport (Taylor, 1988b) can alter surface sand levels by ± 0.1 m to 0.6 m. During more severe storms, it is not uncommon for 2-3 m of sand to accumulate in the lee of dune crests. Waves are constantly reshaping the shoreline. Beach mobility is greatest (observed width changes range 35-48 m) in areas where a well defined transverse bar and rip-cell topography persists on the shoreface. Short-term beach changes are also associated with longshore migration of beach megacusps. Net beach recession, measured over a four to eight year period (1975-1983), ranged from 3.0 to 6.1 m along the south shore and from 2.0 to 2.3 m along the north shore. Coastal dune stability was least where the beaches were narrow. Maximum recorded dune line recession (Fig. 1) was 3-4 m/year, through basal erosion by waves and/or dune-slope failures during periods of wet weather (Figs. 2 and 4). During larger storms, valleys that cut into and through the dunes are flooded (Fig. 2). This results in local scouring, and the transport of sediment and nutrients for plant growth farther onshore. New dunes are few and are developing only across the south coast sand flats and on parts of the northeast and northwest shore. In areas of frequent flooding, such as the south coast sand flats, foredunes require 3-10 years to develop to heights of 1.5 m, whereas in vegetated areas, above the level of flooding, as much as 4.5 m of sediment can accumulate in ten years (Taylor, 1988b).

CHEZZETCOOK INLET (EASTERN SHORE OF NOVA SCOTIA)

This area is representative of much of the outer coast of Nova Scotia. Prominent headlands are interspersed with estuaries, which occupy submerged valley depressions extending several kilometres inland (Fig. 5). The drumlin headlands are the major sources of sediment supply to the coastal system. With shoreline retreat rates of 0.5-5 m/year (Taylor et al., 1985) or greater, gravel and some of the sand derived from headland cliff erosion is dispersed alongshore to form barrier beaches (Fig. 7), while much of the sand and finer fractions are transported to the estuaries through flood-dominated tidal inlets (Honig, 1988). Chezzetcook Inlet is an example of a relatively open embayment with a high rate of sedimentation (Scott, 1980; Carter et al., 1989).

Gravel is the dominant sediment type on the inner shelf and shoreface (Fig. 5); it can take the form of rippled sandy gravel (Forbes and Boyd, 1987), or of coarse cobble or boulder lags over glacial diamicts or bedrock (Forbes and Boyd, 1989). Deposits of the latter type occupy shoals fronting drumlin headlands. Sand distribution is patchy, with local concentrations on the shoreface and within larger embayments (Fig. 5). Pockets of mud are present in the subtidal zone where rapid shoreline transgression has exposed back-barrier estuarine facies (Fig. 6a; map sheet Surficial Geology and Physical Properties 11 (Eastern Shore), this volume). Although bedrock exposures may be limited, the surficial sediments are rarely more than 10 m thick and frequently much thinner (Hall, 1985; Forbes et al., 1988; see map sheet Surficial Geology and Physical Properties 11 (Eastern Shore), this volume).

Local differences in shore response to the same sea level variability and wave climate are illustrated by examples from two adjacent gravel barriers; one is immediately east of Story Head and the other is in front of Miseners Lake in the next embayment (Figs. 5, 6b and 6c). Although both barriers consist of narrow gravel ridges, approximately 50 m wide at the high tide line, the crest elevation at Miseners Lake is almost 1.5 m higher than that at Story Head, where the barrier crest is only two metres above higher high water (Fig. 8). The Miseners Lake barrier also displays a more pronounced cross-shore sorting of sediment (Fig. 9). Following a long period of relative stability, the barrier at Story Head began in the mid-1950s to move rapidly onshore at rates averaging 8 m/year over the following 30 years (Forbes et al., in press). The upper part of the barrier appears to have decoupled from the lower section, which is now stranded on the shoreface (Fig. 6a). Barrier migration occurs during episodic wave overwash events which transport beachface gravel across the barrier to deposit it on back-barrier muds. Surveys show as much as 10 m of landward migration over a single winter (Fig. 6b). In contrast, the high gravel ridge in front of Miseners Lake is rarely overtopped and has not moved significantly during the past few decades, although it does display considerable beachface profile variability (Fig. 6c).

ASPY BAY (CAPE BRETON ISLAND)

Aspy Bay is one of the few large embayments along the highland coast (Fig. 2A, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume) of northeast Cape Breton Island. The outer shores of Aspy Bay are dominated by high rock cliffs topped by a variable cover of glacial material. The head of the Bay consists of a series of large barrier beaches of sand and mixed sand and gravel, separated by drumlin headlands and narrow tidal inlets (Fig. 10). The barrier beaches at North Pond and South Pond show contrasting cross-shore morphologies (Fig. 11). The North Pond barrier consists of a single dune ridge, covered by marram grass, that is dissected by washover channels (profile 1 on Figs. 10, 11, and 12). The South Pond barrier is lower and much wider than the northern barrier. Profile 2 located across the central part of South Pond barrier (Figs. 10 and 11) consists of more than 30 beach ridges which are covered by a mature sequence of vegetation, ranging from salt marsh to scattered spruce, heath and marram grass at the modern beach. The morphology and vegetation cover of the southern barrier suggest the existence of a stable, prograding system that is fed by sediment from alongshore and offshore sources (Fig. 10). Sequential surveys at profile 2 show that short-term variability in barrier profile is largely restricted to the nearshore and lower foreshore (Fig. 11).

Even though the North Pond barrier shows little evidence of rapid landward migration over the past century, switching in tidal inlet position has resulted in local variability in beach, backshore, and lagoon floor morphology. Furthermore, sediment is actively transferred to the lagoon through wave overwash and aeolian processes. Roughly 50% of the barrier length is subject to active overtopping or washover. Airphoto analysis indicates that the proportion remained approximately constant (46-52%) during the 30 years from 1939 to 1969 (Forbes et al., 1982). Differences in crest elevation between washover channel necks and adjacent dunes are typically about one metre (Fig. 12). Sediment is transported through the channels by episodic erosion and deposition (e.g. storm of Nov 8-9, 1981) and accumulates as fan deposits, up to one metre thick, at the distal ends of active washover channels (Fig. 12). The sand is then quickly dispersed along the backshore by waves generated within the lagoon. Net morphological changes across the barrier beach are small, but up to two metres of dune-face erosion and substantial offshore transport of sand were observed during large storms (Fig. 11).

SCOTS BAY (BAY OF FUNDY)

Scots Bay is one of three large, southwest- and west-facing, beaches in the upper part of the Bay of Fundy. The shores of Scots Bay are dominated by low rock cliffs and intertidal rock platforms cut in Triassic basalts. Although these beaches are exposed to the prevailing winds and maximum fetch, wave reworking in the littoral zone is reduced by the large vertical range over which wave energy is dissipated. The intertidal sand flat in Scots Bay is more than one kilometre wide and the present beach extends to 14.5 m above lower low water at large tide (Fig. 13 and 14). However, the large tidal range did not always exist. Roughly 6000 years ago the tidal range was only five metres. Sea level has also changed. More than 10,000 years ago sea level was higher than today (Fig. 4, map sheet Surficial Geology and Physical Properties 8, this volume; Amos and Zaitlin, 1985).

The beach is presently in a transgressive phase. Wave overtopping is extensive across the northern and central portions of the barrier, whereas along the southern portion wave overtopping is prevented by a low dune line. A detailed description of the sediment facies across this steep macrotidal beach is provided by Forbes and Taylor (1987). Cores through the back-barrier salt marsh show that at least 4.5 m of silty peat overlies a grey clay which is also exposed at the base of the beach (Fig. 15). Inland of the marsh a more resistant deposit, possibly glacial till, exists.

Offshore, much of the subsurface stratigraphy is masked by shallow gas. However, in water depths of 30-40 m, sand waves of 10-15 m height overlie an extensive veneer of sand and gravel (Figs. 13 and 15; Miller and Fader, 1990). Also seismic reflection records suggest that at least 20-30 m of stratified late Quaternary deposits overlie a non-stratified unit, interpreted as ice-contact sediment and bedrock (Fig. 15).

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank D. Frobel and other colleagues for field assistance, S. Heming for help with compilation, G. Fader and R. Miller for making the unpublished surveys from the Scots Bay sand-wave field available, and H. Josenhans and G. Sonnichsen for providing critical reviews of the map sheet.

REFERENCES

Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 1923-1944.

Amos, C. L. and Zaitlin, B.
1985: The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy, Canada; Geomarine Letters, v. 4, p. 161-169.

Boczar-Karakiewicz, B., Drapeau, G., and Bona, J. L.
1987: Sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Proceedings, Coastal Sediments '87 (New Orleans); American Society of Civil Engineers, New York, v. 2, p. 2157-2169.

Boyd, R., Scott, D. B., and Douma, M.
1988: Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian Shelf; Nature, v. 333, p. 61-64.

Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., and Taylor, R. B.
1989: Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia; Marine Geology, v. 88, p. 221-242.

Forbes, D. L. and Boyd, R.
1987: Gravel ripples on the inner Scotian Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 46-54.
1989: Submersible observations of surficial sediments and seafloor morphology on the inner Scotian Shelf; in Submersible Observations Off the East Coast of Canada, (ed.) D. J. W. Piper; Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 71-81.

▷

Pour illustrer la diversité des milieux côtiers et des produits sédimentaires de la région, quatre études de cas sont présentées (voir la fig. 16). Ces exemples soulignent les liens importants qui existent entre l'évolution de la côte et les conditions régnant sur l'avant-plage et la plate-forme continentale interne.

ÎLE DE SABLE (PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE EXTERNE)

L'île de Sable mesure environ 40 km de longueur et moins de 1,5 km de largeur. Elle constitue la partie subaérienne d'un épais dépôt de sable du Quaternaire tardif (Amos et Nadeau, 1988; Boyd et al., 1988). Sur la côte, les cordons dunaires qui mesurent moins de six mètres de hauteur le long de la rive sud et jusqu'à 30 m le long de la rive nord, sont séparés par une zone de basses terres herbues parsemées d'étangs (fig. 1; fig. 2B de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume). Les plages situées à l'avant des dunes mesurent en général entre 25 et 140 m de largeur (Taylor, 1988a), mais les estrans sableux de la côte sud s'étendent sur plus de 600 m à l'intérieur des terres. Deux barres littorales (à certains endroits trois) se sont formées du côté continental de l'isobathe de 10 m (fig. 1) et une série de crêtes reliées à l'avant-plage s'élèvent à des profondeurs d'eau de 15 à 50 m (carton, fig. 1; Hoogendoorn et Dalrymple, 1986; Boczar-Karakiewicz et al., 1987).

L'île de Sable est balayée par des vents violents et de fortes vagues s'abattent sur son rivage, en particulier durant les mois de novembre à mars alors que la vitesse moyenne des vents est de 30 km/h. Ces vents dont la vitesse dépasse le seuil critique permettant le transport des sédiments (Taylor, 1988b) peuvent modifier la hauteur de la surface des sables superficiels de ± 0,1 m à 0,6 m. Durant les plus fortes tempêtes, l'accumulation de sable sur la face abritée des crêtes de dunes peut atteindre entre 2 et 3 mètres d'épaisseur. Les vagues modifient constamment la côte. La mobilité des plages est des plus grandes (les changements de largeur observés varient entre 35 et 48 m) dans les zones où une barre transversale bien définie et une topographie à cellule de courant d'arrachement persistent sur l'avant-plage. Les modifications de la plage qui se produisent à court terme sont également associées à la migration de mégacroissants de plage le long du littoral. Le recul net de la plage, mesuré pendant une période de quatre à huit ans (1975-1983), a atteint entre 3,0 et 6,1 m le long de la rive sud et entre 2,0 et 2,3 m le long de la rive nord. La stabilité des dunes littorales a été moins élevée sur les tronçons de plage étroits. Le recul maximal enregistré du cordon dunaire (fig. 1) a été de 3-4 m/an, par suite d'une érosion basale par les vagues ou de ruptures dans la pente des dunes durant les périodes de temps humide (fig. 2 et 4). Pendant les grosses tempêtes, les vallées qui découpent et traversent les dunes sont inondées (fig. 2). Il se produit alors un affouillement local et les sédiments et nutriments nécessaires à la croissance des plantes sont transportés plus loin sur la côte. Les nouvelles dunes sont peu nombreuses et elles ne se forment actuellement que sur les estrans sableux de la rive sud et sur certaines parties des rives nord-est et nord-ouest. Dans les régions qui sont souvent inondées, telles que les estrans sableux de la côte sud, une période de trois à dix s'écoule avant que la hauteur des avant-dunes n'atteigne 1,5 m alors que dans les régions couvertes de végétation qui sont situées au-dessus du niveau d'inondation, l'accumulation de sédiments peut atteindre une épaisseur de 4,5 m en dix ans (Taylor, 1988b).

INLET CHEZZETCOOK (CÔTE EST DE LA NOUVELLE-ÉCOSSE)

Cette région est représentative d'une grande partie de la côte externe de la Nouvelle-Écosse. Des promontoires proéminents sont entrecoupés de nombreux estuaires qui occupent les dépressions de vallées submergées qui s'étendent sur plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres (fig. 5). Les promontoires des drumlins sont les principales sources de sédiments du système côtier. La vitesse de recul de la côte variant entre 0,5 et 5 m/an (Taylor et al., 1985) ou plus, le gravier et une partie du sable provenant de l'érosion des falaises des promontoires sont dispersés le long du littoral pour former des cordons littoraux (fig. 7) tandis que la grande partie du sable et des fractions plus fines sont transportées vers les estuaires en passant par les passes de marée (inlets) principalement affectées par les inondations marines (Honig, 1988). L'inlet Chezzetcook est un exemple de baie relativement ouverte à taux de sédimentation élevé (Scott, 1980; Carter et al., 1989).

Le gravier est le principal type de sédiment de la plate-forme continentale interne et de l'avant-plage (fig. 5); il peut être sableux et former des rides (Forbes et Boyd, 1987) ou s'étaler en pavages de galets grossiers ou de blocs sur des diamictons glaciaires ou le substratum rocheux (Forbes et Boyd, 1989). Ces pavages reposent sur des hauts-fonds à l'avant des promontoires des drumlins. La répartition du sable est discontinue, caractérisée par des concentrations locales sur l'avant-plage et dans les grandes baies (fig. 5). Des amas de boue sont présents dans la zone infratidale où la transgression rapide de la côte a mis à nu des faciès estuariens d'arrière-cordon (fig. 6a; carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11 (côte est) du présent volume). Même si les affleurements du substratum rocheux sont limités, les sédiments superficiels ont rarement plus de 10 m d'épaisseur et sont souvent beaucoup plus minces (Hall, 1985; Forbes et al., 1988; voir la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 11 (côte est) du présent volume).

Les différences locales de la réponse du rivage aux mêmes variations du niveau marin et du régime des vagues sont illustrées par des exemples tirés de deux cordons graveleux adjacents; l'un est situé juste à l'est de Story Head et l'autre, devant le lac Miseners dans la baie voisine (fig. 5, 6b et 6c). Même si ces deux cordons ne correspondent qu'à une étroite crête graveleuse, d'environ 50 m de largeur à la laisse de marée haute, le sommet de la crête au lac Miseners est de presque 1,5 m plus haut qu'à Story Head où le sommet de la crête ne s'élève qu'à 2 m au-dessus du niveau des hautes eaux (fig. 8). Le cordon du lac Miseners présente en outre un classement des sédiments plus marqué en travers du littoral (fig. 9). Après une longue période de stabilité relative, le cordon à Story Head a commencé, au milieu des années 50, à se déplacer rapidement vers l'intérieur des terres à la vitesse moyenne de 8 m/an et cela s'est poursuivi pendant les 30 années suivantes (Forbes et al., sous presse). La partie supérieure du cordon semble avoir été séparée de la partie inférieure et se retrouve maintenant sur l'avant-plage (fig. 6a). La migration du cordon s'est produite au cours de processus épisodiques de projection d'eau par les vagues ce qui a eu pour effet de transporter le gravier du bas de plage au-delà du cordon, sur les boues d'arrière-cordon. Selon les levés effectués, la migration vers l'intérieur des terres aurait atteint jusqu'à 10 m en un seul hiver (fig. 6b). Par contre, la haute crête graveleuse située devant le lac Miseners est rarement franchie et elle ne s'est pas déplacée beaucoup au cours des dernières décennies même si le profil du bas de plage a considérablement varié (fig. 6c).

BAIE D'ASPY (ÎLE DU CAP-BRETON)

La baie d'Aspy est l'une des quelques grandes baies longeant les hautes terres côtières (fig. 2A de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume) du nord-est de l'île du Cap-Breton. Les rives extérieures de la baie d'Aspy sont surtout composées de hautes falaises rocheuses recouvertes d'une couche variable de matériaux glaciaires. Le fond de la baie est composé d'une série de grands cordons littoraux de sable et d'un mélange de sable et gravier, séparés par des promontoires de drumlins et des passes de marée étroites (fig. 10). La morphologie des cordons littoraux de North Pond et de South Pond selon un axe perpendiculaire à la côte est très différente (fig. 11). Le cordon de North Pond est composé d'une seule crête de dune, recouverte d'oyat (ammophila) et découpée par des chenaux de débordement (profil 1, fig. 10, 11 et 12). Le cordon de South Pond est moins haut et beaucoup plus large que celui de North Pond. Le profil 2 traversant la partie centrale du cordon de South Pond (fig. 10 et 11) comporte plus de 30 crêtes de plage qui sont recouvertes d'une séquence mature de végétation, allant de plantes de marais salant à de l'épinette, du bruyère et de l'oyat disséminés sur la plage actuelle. La morphologie et la couverture de végétation du cordon sud indiquent l'existence d'un système progradant stable alimenté par des sédiments migrant le long du littoral et en provenance du large (fig. 10). Des levés séquentiels au profil 2 indiquent que les modifications à court terme du profil du cordon se limitent en grande partie au bas de plage inférieur et à l'avant-plage (fig. 11).

Même si le cordon de North Pond recèle peu d'indices de migration rapide vers l'intérieur des terres au cours du siècle dernier, le déplacement de la passe de marée a causé un changement local de la morphologie de la plage, de l'arrière-plage et du fond de la lagune. De plus, les sédiments sont transportés activement vers la lagune par des processus de projection d'eau par les vagues et par les vents. À peu près 50 % de la longueur du cordon est sujet à un franchissement ou à un débordement. Une analyse de photographies aériennes indique que ce pourcentage est demeuré plus ou moins constant (46-52 %) au cours des 30 années allant de 1939 à 1969 (Forbes et al., 1982). Les différences de hauteur de crête entre les chenaux de débordement et les dunes adjacentes sont généralement d'un mètre environ (fig. 12). Les sédiments sont transportés à travers les chenaux par érosion et accumulation épisodiques (par ex. la tempête des 8 et 9 nov. 1981) et se déposent sous forme de cônes atteignant jusqu'à un mètre d'épaisseur aux extrémités distales des chenaux de débordement actifs (fig. 12). Le sable est ensuite rapidement dispersé le long de l'arrière-plage par les vagues formées dans la lagune. Les changements morphologiques nets en travers du cordon littoral sont faibles, mais on a observé au cours de grandes tempêtes une érosion du versant des dunes atteignant jusqu'à deux mètres ainsi qu'un important transport de sable vers le large (fig. 11).

BAIE DE SCOTS (BAIE DE FUNDY)

La baie de Scots est l'une des trois grandes plages regardant vers le sud-ouest et l'ouest dans la partie supérieure de la baie de Fundy. Les rives de la baie de Scots sont surtout des falaises rocheuses basses et des plates-formes intertidales rocheuses découpées dans des basaltes triasiques. Même si ces plages sont exposées aux vents dominants et au fetch maximal, le remaniement par les vagues dans la zone littorale est atténué par l'important intervalle vertical sur lequel l'énergie des vagues se dissipe. L'estran sableux dans la baie de Scots mesure plus d'un kilomètre de largeur et la plage actuelle s'étend jusqu'à 14,5 m au-dessus du niveau des basses eaux des grandes marées (fig. 13 et 14). Toutefois, cette forte amplitude de marée (marnage) n'a pas toujours existé. Il y a environ 6 000 ans, le marnage n'était que de 5 m et, il y a plus de 10 000 ans, le niveau de la mer était plus élevé que présentement (fig. 4 de la carte Géologie des formations en surface et propriétés physiques 8 du présent volume; Amos et Zaitlin, 1985).

La plage est présentement en phase transgressive. Le débordement des vagues est considérable dans les parties nord et centrale du cordon tandis que le long de la partie sud, le débordement par les vagues est contrecarré par la présence d'un cordon dunaire bas. Une description détaillée des faciès sédimentaires de cette plage macrotidale abrupte est donnée par Forbes et Taylor (1987). Les carottes recueillies dans le marais salant d'arrière-cordon indiquent qu'au moins 4,5 m de tourbe limoneuse repose sur une argile grise qui est également exposée à la base de la plage (fig. 15). Du côté continental du marais, il existe un dépôt plus résistant, peut-être du till glaciaire.

Au large, la majeure partie de la stratigraphie de subsurface est masquée par la présence de gaz peu

▷

This map has been produced from a scanned version of the original map
Reproduction par numérisation d'une carte sur papier