

**Le mont Mégantic (Québec) : essai de mise au point
géomorphologique**
Mount Mégantic: comprehensive geomorphological essay
**Der Mont Mégantic: ein Versuch zur geomorphologischen
Richtigstellung**

Pierre Clément et Jean Pelletier

Volume 34, numéro 2, 1980

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000396ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000396ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Clément, P. & Pelletier, J. (1980). Le mont Mégantic (Québec) : essai de mise au point géomorphologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 34(2), 175–185. <https://doi.org/10.7202/1000396ar>

Résumé de l'article

Relief majeur des Appalaches estriennes, l'intrusif du mont Mégantic constitue un repère précieux dans la reconstitution de l'évolution géomorphologique de cette partie de la plateforme par suite de l'âge crétaqué de sa mise en place. L'examen des relations entre les formes développées dans l'intrusion et les caractéristiques lithologiques et minéralogiques de celle-ci conduit à conclure au rôle majeur de ces dernières dans l'élaboration du relief résiduel. Sa morphogénèse se place au Cénozoïque dans le contexte climatique généralement humide déterminé par le développement de l'Atlantique Nord. Elle se relie à l'évolution générale tectono-eustatique de la marge océanique des Appalaches septentrionales depuis le Crétaqué plutôt qu'à des mouvements tectoniques localisés. Les séquences de creusement et de remblaiement des vallées principales voisines, se poursuivant jusqu'au Quaternaire, contribuent au caractère polyphasé de la surface d'érosion du plateau appalachien dominé par la montagne où la part des paléotopographies est discrète.

LE MONT MÉGANTIC (QUÉBEC) : ESSAI DE MISE AU POINT GÉOMORPHOLOGIQUE

Pierre CLÉMENT* et Jean PELLETIER, respectivement du lycée Aristide Briand, 05 000 GAP, France et de l'université de Lyon II, Laboratoire rhodanien de géomorphologie, 69 500 Bron-Parilly, France.

RÉSUMÉ Relief majeur des Appalaches estriennes, l'intrusif du mont Mégantic constitue un repère précieux dans la reconstitution de l'évolution géomorphologique de cette partie de la plateforme par suite de l'âge crétacé de sa mise en place. L'examen des relations entre les formes développées dans l'intrusion et les caractéristiques lithologiques et minéralogiques de celle-ci conduit à conclure au rôle majeur de ces dernières dans l'élaboration du relief résiduel. Sa morphogénèse se place au Cénozoïque dans le contexte climatique généralement humide déterminé par le développement de l'Atlantique Nord. Elle se relie à l'évolution générale tectono-eustatique de la marge océanique des Appalaches septentrionales depuis le Crétacé plutôt qu'à des mouvements tectoniques localisés. Les séquences de creusement et de remblaiement des vallées principales voisines, se poursuivant jusqu'au Quaternaire, contribuent au caractère polyphasé de la surface d'érosion du plateau appalachien dominé par la montagne où la part des paléotopographies est discrète.

ABSTRACT *Mount Megantic: comprehensive geomorphological essay.* This major relief feature of the Eastern Townships Appalaches is considered as an important landmark in the geomorphological evolution of this area because of the Cretaceous age of the intrusion setting. The landforms of the residual relief are mainly determined by the petrological and mineralogical properties of the constituting rocks. The morphogenesis took place in the Cenozoic humid climatic conditions which were induced by the North Atlantic Ocean evolution, and was ruled by the post-Cretaceous tectono-eustatic events of the Northern Appalaches continental margin rather than by local tectonic movements. The neighbouring Appalachian plateau is defined as a polyphased erosion surface repeatedly shaped by cutting and filling episodes including Quaternary sequences. However the mountain bears scarce evidence of old topographies.

ZUSAMMENFASSUNG *Der Mont Mégantic: ein Versuch zur geomorphologischen Richtigstellung.* Wichtiger Berg des östlichen Appalachen Gebirges, bildet die Bodenerhebung des Mont Mégantic ein wertvolles Merkzeichen zur Wiederherstellung der geomorphologischen Entwicklung dieses Teils der Plattform infolge seines Kreidealters. Die Landformen des residuellen Reliefs sind hauptsächlich auf die petrologischen und mineralogischen Eigenschaften des grundlegenden Gesteins zurückzuführen. Seine Morphogenese befindet sich im Tertiär im Kontext eines allgemein feuchten Klimas, durch die Entwicklung des Nordatlantischen Ozeans bestimmt. Sie verbindet sich mehr mit der allgemeinen tectono-eustatischen Entwicklung des ozeanischen Randes der nördlichen Appalachen seit dem Kreidealter, als mit lokalen tectonischen Bewegungen. Die benachbarten Täler der Appalachen Plattform weisen auf eine mehrphasige Evolution der Erosionsfläche welche wiederholterweise durch Vertiefung und Auffüllung, die bis ins Quaternär fortsetzte, gestaltet wurde. Der Berg zeigt jedoch wenig Beweise von alten Topographien.

* Anciennement professeur au département de Géographie de l'université de Sherbrooke, Québec.

INTRODUCTION

Relief nettement détaché au-dessus d'un paysage aux lignes calmes, le mont Mégantic (1106 m) se distingue clairement des modestes creux et bosses correspondant aux autres intrusions des Appalaches des Cantons de l'Est. Membre des Montérégiennes, il les rappelle en effet par la physionomie générale de relief isolé, à forme de cône tronqué, mais il les surclasse par la taille (circonférence de 30 km) et l'altitude relative qui atteint 500 à 600 m contre 350 pour les monts Yamaska et Belœil. Sa difficulté de parcours et la rareté des affleurements ne rendent pas la tâche facile pour interpréter ce relief pourtant exemplaire dans sa singularité.

I. UN RELIEF CALQUÉ SUR LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE

La disposition annulaire est avec la vigueur du relief le fait le plus frappant de ce ring-dyke (fig. 1).

1. LE NOYAU CENTRAL

Portant le point culminant, le noyau central est constitué d'un granite de physionomie et de composition à peu près semblable dans les divers affleurements. Le grain de la matrice est plutôt fin, la dimension moyenne des cristaux étant de 1 à 2 mm et cette matrice enrobe des feldspaths affectés par la macle de Carlsbad. La teinte générale est claire, tirant sur le gris. D'après les recherches de REID (1961), la composition varie assez peu et permet d'identifier un granite de type adamellite (tabl. I). Les plagioclases sont, dans une proportion à peu près comparable, de l'albite maclée elle aussi et de l'oligoclase. Parmi les composants mineurs, la magnétite (0,5% en moyenne) et la chlorite (0,9%) sont plus souvent fréquents que le sphène et l'apatite. Il s'agit d'un granite de composition assez constante et assez simple dans laquelle la nature alcaline des feldspaths et des plagioclases est reflétée par les faibles teneurs en chaux et en magnésie (tabl. II). La seule irrégularité notable demeure le grain qui, nous l'avons dit, varie dans les feldspaths mais aussi dans le cas du quartz.

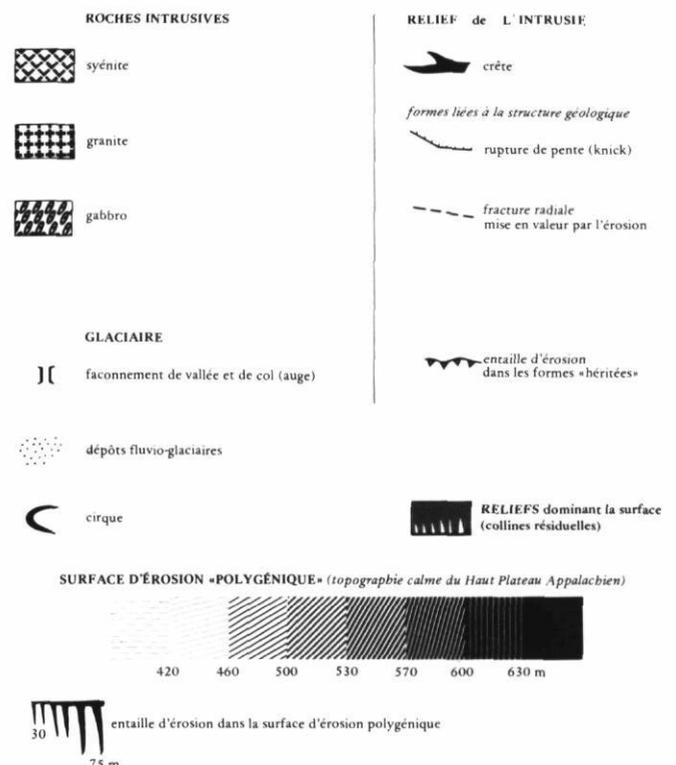
La diaclasation est difficilement observable par suite de la rareté des coupes en roche saine. Cependant les blocs peu transportés par la glace sont de grande dimension, souvent plus de 60 cm dans leur plus grand axe et, dans la coupe de la route menant à l'observatoire, les individus en place, même altérés, montrent des blocs de même taille. Dans l'ensemble ce granite est assez peu diaclaté et même massif, ce qui est un facteur de résistance. Ces observations se retrouvent dans les renseignements de deux forages exécutés par la société Terratech pour la construction de l'observatoire (communication écrite du service de l'équipement de l'université de Montréal) : dès 8 à 9 m

de profondeur se rencontre une roche massive, très peu fissurée dont la résistance à la rupture en compression est de l'ordre de 110 000 à 150 000 KPa, chiffres tout à fait ordinaires pour des granites sains.

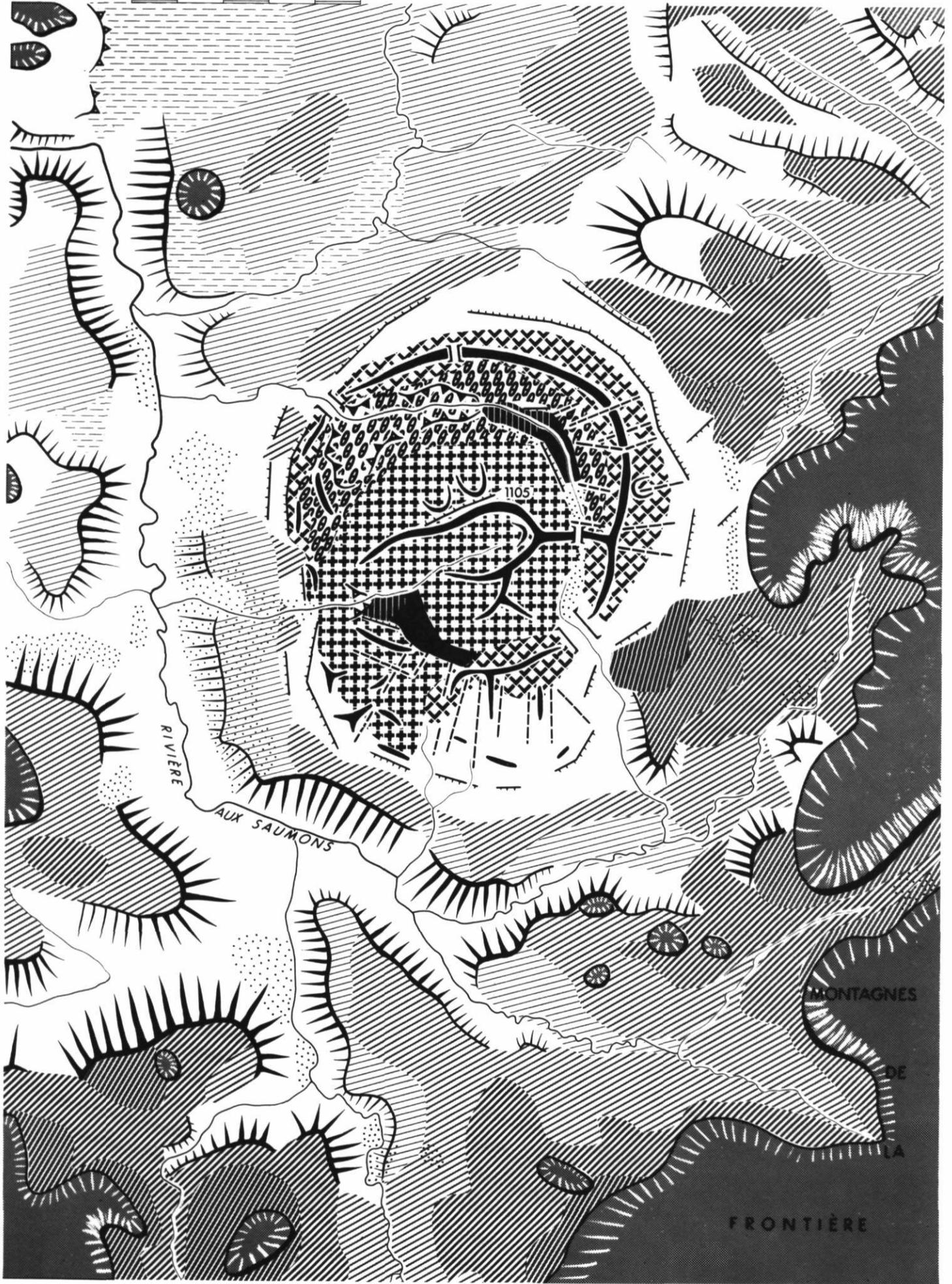
Une seule vallée éventre ce noyau central; assez évasée, elle se dirige vers l'ouest en rompant quelque peu l'allure générale en dôme. Cette dernière est sustentue, au moins dans la partie occidentale, par la disposition des diaclases reconnues par REID (1976). La fréquence des affleurements est variable sous un manteau assez continu de till très riche en matériaux locaux mais non exempt d'erratiques; les observations de la roche en place sont relativement plus aisées à l'ouest et au sud ainsi que dans la partie supérieure de la nouvelle route qui mène aux constructions de l'observatoire de l'université de Montréal. Les hauts de versant sont fréquemment recouverts par des accumulations chaotiques de blocs de forte taille, *i.e.* plus de 60 cm dans leur plus grande dimension. Parfois une couche d'arène en place de 2 à 3 m d'épaisseur se découvre comme c'est le cas dans les tranchées de la route de l'observatoire, près du sommet.

2. LA DÉPRESSION ANNULAIRE

Une dépression annulaire presque complète correspond à des roches basiques de composition assez variable. On a longtemps considéré qu'il s'agissait de gabbro. En fait les analyses plus fines montrent que les



1km 5



RIVIERE

AUX SAUMONS

1105

MONTAGNES

DE

LA

FRONTIERE

TABLEAU I

Composition minéralogique du noyau central
en % du volume des échantillons

	étendue	moyenne
micropertithe	53,6 à 31,3	47,3
plagioclases	33,2 à 22,1	23,3
quartz	33,6 à 22,1	28,5
biotite	5,7 à 1,3	3,8

TABLEAU II

Composition chimique d'un échantillon sommital frais

SiO ₂	73,60%	Al ₂ O ₃	14,30%	Fe ₂ O ₃	1,49%
FeO	0,73%	TiO ₂	0,25	MnO	0,04
CaO	0,49	MgO	0,29	K ₂ O	4,95
Na ₂ O	3,80	H ₂ O +	0,46	H ₂ O -	0,00

roches sont à la fois assez peu classiques et assez variables en composition et se rangent dans un ensemble de roches feldspathiques basiques dans lesquelles sont représentés les gabbros, les gabbro-anorthosites, les anorthosites gabbroïques, la diorité-anorthosite et la diorite (REID, 1976). Vers l'intérieur de l'intrusion le grain est grossier et régulier, la couleur gris bleu. Vers l'extérieur la structure change : des larges plaques et des nids d'amphibole noire et parfois de biotite apparaissent et des amphiboles pœcelitiques encadrent des lattes de feldspath. Le taux de ces minéraux sombres augmente aussi dans cette direction, de même que le rapport amphibole-plagioclase. Ces variations de composition apparaissent bien dans le tableau III, résumé des proportions des principaux minéraux d'après REID (1961).

L'olivine, la chlorite et la serpentine apparaissent dans trois échantillons sur sept pour les deux premières, dans deux pour la troisième (REID, 1961). La composition du plagioclase, qui présente les macles de l'albite, de l'albite-Carlsbad et de l'albite-péricline, varie de An 63 à An 30, avec une moyenne de An 50 (labrador-andésine). Les pyroxènes dominants sont la wollastonite et l'enstatite. Ces faits sont reflétés par les teneurs élevées de la roche saine en CaO, MgO et Na₂O et la pauvreté en K₂O. La continuité de cette dépression est rompue au sud et au sud-ouest avec la disparition ou du moins l'amincissement de ces roches. Mais elle isole cependant le massif central granitique sauf à l'est où existe un col pratiquant une assez faible échancrure. Le modèle de détail paraît commandé par la variabilité de la composition minéralogique et surtout par la texture de la roche. Les entailles naturelles ou d'origine artificielle montrent fréquemment des arènes grossières

TABLEAU III

Composition minéralogique de la dépression annulaire
en % du volume des échantillons

	étendue	moyenne
plagioclases	32,5 à 89,0	59,9
pyroxène	0,6 à 23,9	11,6
amphibole	1,5 à 52,7	15,7
apatite	0,2 à 3,7	2,0
magnétite	3,2 à 13,1	6,9

alors que bosses et dalles correspondent à un matériel à grain fin (CLÉMENT et DE KIMPE, 1977).

3. LA COURONNE EXTÉRIEURE

Une couronne extérieure discontinue est cependant bien visible surtout dans la moitié septentrionale. Elle est surtout élevée dans la partie orientale où les altitudes sont très proches de celles des sommets de la partie centrale, mais de ce côté comme à l'ouest elle est interrompue par des échancrures assez nombreuses tandis que la plus grande continuité est bien située au nord.

Les affleurements sont assez nombreux, et d'après les analyses de REID (1961), les variations sont moins nombreuses dans la composition chimique que dans les roches gabbroïques de la dépression interne. Il s'agit en effet de nordmarkite dont la composition minéralogique pour 7 échantillons est présentée dans le tableau IV. Dans quelques échantillons se trouvent de faibles quantités d'olivine, biotite, allanite, zircon et apatite. Ces variations tout de même assez sensibles expliquent sans doute, en même temps que l'existence de fractures radiales, la présence des nombreux collets qui accidentent la crête par des échancrures marquées (fig. 1).

Cette couronne domine le plateau périphérique par des versants concaves sans discontinuités majeures, présentant parfois un angle basal correspondant au passage des nordmarkites et cornéennes de contact aux ardoises et grès quartzitiques de l'encaissant (fig. 1). La résistance de ces derniers est diminuée dans toute l'Estrie (PELLETIER, 1975), par la faible épaisseur des bancs séparés par d'épaisses assises schisteuses et souvent une intense tectonisation.

4. LES RELATIONS DES STRUCTURES GÉOLOGIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES

La disposition de l'ensemble et les formes générales des versants apparaissent clairement commandées par la répartition géologique et l'érosion différentielle résultante.

TABLEAU IV

*Composition minéralogique de la couronne extérieure
en % du volume des échantillons*

	étendue	moyenne
microperthite	54,9 à 91,6	77,8
plagioclase	0,0 à 16,5	4,5
quartz	0,8 à 32,7	13,9
amphibole	0,0 à 2,6	1,7
pyroxène	0,0 à 2,8	1,1

En effet, les granites, aux versants convexo-concaves, sont des roches peu perméables et comportent en général peu de minéraux altérables : la biotite en particulier y est peu représentée (moins de 4% en moyenne) alors que le quartz atteint parfois le tiers de la roche ; dans les plagioclases, les noyaux calciques plus altérables en général sont entourés de bandes plus sodiques (REID, 1976). Surtout le débit de la roche est massif, les diaclases fortement espacées. La microfissuration interne est faible ce qui s'exprime globalement par la faible porosité, d'après les observations à la pénétration de solution de solochrome réalisées sur le terrain. La position en saillie est donc apparemment logique. La présence localement d'arènes profondes séparées par des cloisons saines très compactes et mécaniquement résistantes, s'explique probablement par la proximité de l'auréole basique car on les trouve généralement dans cette bordure.

L'altérabilité des roches gabbroïques et dioritiques, altérabilité à laquelle on doit la dépression, est le fruit de leur teneur en matériaux instables, qui sont ici surtout les pyroxènes et les amphiboles (CLÉMENT et DE KIMPE, 1977), ainsi que de la grossièreté du grain.

Enfin les nordmarkites constituent le relief le plus hardi parce que, comme les granites, elles sont en général compactes, à diaclases espacées et donc mécaniquement résistantes. Leur perméabilité est faible et leur composition minéralogique comporte comme celle du granite de la microperthite en abondance, ce qui, avec la très faible proportion d'amphibole ou de pyroxène est aussi favorable à leur résistance. La disposition générale en feuillettes dessine un cornet-enveloppe dont la plongée vers le centre constitue un facteur de résistance en diminuant la faculté de débitage.

Enfin, la zone de cornéennes de contact renforce la résistance de cet ensemble ; les plans de clivage y sont injectés de quartz de manière plus fréquente que dans l'encaissant voisin (REID, 1976).

Cette liaison générale des reliefs avec la lithologie est reflétée par les pentes moyennes des divers ensembles, pentes dont les valeurs commandent les processus

actuels observés dans le till et le recouvrement. La grande homogénéité des valeurs est frappante dans le tableau V.

Cependant une différenciation apparaît entre les parties nord et sud et elle n'est pas seulement guidée par des facteurs lithologiques. De même une opposition se manifeste entre ces versants homogènes et les topographies plus calmes des vallées intérieures qui semblent prolonger celle des plateaux voisins (fig. 1). Ainsi se juxtaposent une topographie héritée discrète (les vallées) et les résultats d'une érosion apparemment continue dans le temps (reliefs saillants).

II. LES ACTIONS GLACIAIRES

Elles peuvent expliquer la plus grande raideur des versants de la moitié septentrionale exposée aux écoulements glaciaires généralement admis (McDONALD et SHILTS, 1971), ainsi que le façonnement en auge de certaines échancrures de la couronne de nordmarkite au nord et au nord-est. Le modelé en cirque est plus discret à la fois par la brièveté des englacements locaux et les estompages des actions inlandsisiennes comme on l'admet pour les autres sommets appalachiens (GOLDTHWAITH, 1940).

Le rôle d'obstacle de la montagne, surtout lors des phases de progression ou de régression peut rendre compte de l'abondance des blocs au pied des versants granitiques septentrionaux. L'abondance des marqueurs syénitiques (ici la nordmarkite) dans les Cantons de l'Est (McDONALD, 1967) témoigne du délogeage glaciaire, mais on ne peut en déduire l'intensité de cette action. On peut cependant s'étonner de l'existence de chaos granitiques sur les parties supérieures du noyau de même nature où la zone intensément fissurée atteint 0,4 à 7 m (rapport de la société Terratech). Le débitage en blocs polyédriques correspond à la diaclasation verticale, oblique et horizontale observée dans les altérites sommitales. Faut-il voir dans ces chaos les effets d'une intense gélifraction lorsque le mont s'est dégagé en nunatak lors de la déglaciation et durant la phase de toundra ? Le till et le sommet des arènes présentent un litage, et parfois des plications, explicables par des processus de congélifluxion. Une autre hypothèse appuyant la précédente peut être envisagée : un tel nunatak a été probablement très rapidement déglacé, sauf dans les cirques peu encaissés, alors que la périphérie restait chargée par une tranche d'au moins 500 à 600 m de glace. Des effets différentiels de contrainte et de relâchement de contrainte sur un relief grossièrement circulaire ont pu favoriser une fracturation intense. Si de telles actions envisagées dans un autre contexte (MÖRNER, communication orale ; DE GEER, 1940) se sont répétées au cours du Quaternaire, un façonnement important du sommet par les glaciers a pu s'effectuer. En ce cas l'existence d'al-

TABLEAU V
Valeurs des pentes dans le mont Mégantic

Pentes	I — Moitié septentrionale de l'intrusif Couronne de nordmarkite		Granite
	versant externe	versant interne*	
moyenne	24°	17°	16°
écart type	1,5°	2°	1°
maximales (segments)	36° à 45°	36° à 40°	26° à 32°
forme générale	concave	concave	convexo-concave
processus	ravinement glissement sur pentes > 25°	ravinement glissement sur pentes > 25°	glissement sur pentes > 25° déchaussement de blocs par chablis
	II — Moitié méridionale		III — Ensemble
Pentes			
moyenne	17°		16°
écart type	1,7°		1,8°

* Du côté interne les versants sont, pétrographiquement parlant, plus hétérogènes par suite de l'interpénétration des roches gabbroïques, dioritiques et syénitiques. Ces valeurs ont été calculées sur une carte à 1/20 000 réalisée par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada; équidistance des courbes de niveau : 6 m environ.

térites arénisées implique une météorisation récente voire post-glaciaire, dans les sites préalablement fragilisés (SAMUELSON, 1973), peut-être par des actions hydrothermales. La caractérisation en cours de ces arènes permettra de préciser ce problème. Ces actions, même en admettant leur intensité, ne peuvent avoir par suite de leur brièveté, transformé considérablement un relief d'origine évidemment plus ancienne.

III. L'ORIGINE GÉNÉRALE DE LA SAILLIE DU RELIEF

L'absence de témoins sédimentaires préquaternaires commune à beaucoup de plates-formes englacées rend délicate toute reconstitution de l'évolution géomorphologique. L'examen d'hypothèses extrêmes permet cependant d'apporter quelques enseignements.

1. UN RELIEF NÉOTECTONIQUE ?

L'attribution de l'ensemble du relief à une néotectonique toute récente (RITCHOT, 1968, 1975) est à rejeter : il faudrait assimiler le mont à un extrusif quater-

naire, tectonique d'autant plus extraordinaire qu'elle serait calquée sur le plan lithologique hérité! Plus raisonnablement il faudrait envisager un horst de forme plus classique incluant l'ancienne intrusion, dégagée par l'érosion consécutive. Les taux d'érosion que cette hypothèse impose sont peu réalistes et des mouvements de cette ampleur seraient décelables dans la topographie environnante, ce qui n'est pas le cas.

2. UN RELIEF D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE ?

Le dégagement par l'érosion différentielle à partir de la mise en place de l'intrusion est par contre admissible. La profondeur de la mise en place peut être déterminée approximativement par la nature des minéraux des cornéennes de contact (cornéennes tachetées à faciès albite-épidote et plus vers l'intérieur cornéennes à andalousite, faciès à hornblende et pyroxène), bien que des variations puissent exister pour de tels stocks hypovolcaniques. L'auréole métamorphique est ici réduite en largeur (400 m en moyenne au nord-est selon la carte de REID, 1976) et indique une cristallisation à faible profondeur, ce qui est confirmé par les considérations de REID (1976) sur les conditions de mise en place du stock à basse pression (de l'ordre de 1000 kg cm⁻² et moins). La température de cristallisation des pyroxènes de l'auréole se situe entre 550° et 700° (WINKLER, 1974) et plus probablement entre 580° et 605° (AUBOUIN *et al.*, 1968). Si on assume que la température de cristallisation de la syénite est de l'ordre de 900°, valeur communément admise, on aurait eu au contact de celle-ci une température T selon la relation :

$$T = 900^\circ \times 0,6 T_r$$

où T_r est la température régnant à la profondeur. Cette dernière se serait située entre 10° et 160° soit pour une profondeur de 300 à 5 000 m, ou plus probablement entre 40° et 65° soit pour une profondeur de 1 300 à 2 100 m. L'ordre de grandeur est donc de 1,5 à 2 km, auquel il faut ajouter pour connaître l'ampleur de la tranche érodée les 600 m d'altitude relative de la montagne et une part inconnue d'érosion sommitale : cette tranche représente donc au moins 2 000 à 3 000 m. L'âge de mise en place étant de 100 à 125 millions d'années (LOWDON 1961), le taux d'érosion moyen est donc de 15 à 30 m par million d'années. Ce taux est rencontré actuellement dans des reliefs bas et moyens (SELBY, 1974) et se rapproche des valeurs actuelles dans le bassin du Saint-François : 20 à 25 m par million d'années pour l'érosion chimique et 10 à 40 m pour l'érosion détritique soit un total de 30 à 65 m par million d'années (CLÉMENT, 1975; CARSON *et al.*, 1973; MEYBECK, 1972). Certes il est dangereux d'extrapoler sans précautions ces valeurs à l'ensemble du Tertiaire d'autant plus que les conditions présentes font qu'une partie de l'érosion s'exerce aux dépens d'une couverture de dépôts gla-

ciaires (cependant dérivée partiellement au moins d'une couche d'altération interglaciaire). Une estimation rapide de l'érosion chimique dans des secteurs de lithologie différente est cependant instructive (tabl. VI).

Par ce seul ensemble de processus la différence actuelle d'altitude aurait été obtenue en 40 millions d'années. Ce chiffre est à considérer seulement pour s'assurer de la vraisemblance de l'interprétation par érosion différentielle. Celle-ci suppose cependant la permanence de climats comparables à l'actuel, ce qui sera envisagé plus loin.

Cependant certaines observations, en plus de la faible plausibilité d'un silence tectonique total depuis le Crétacé, indiquent que certains mouvements tectoniques locaux ne sont pas à exclure. La montagne fait partie d'un ensemble topographique plus élevé encore au sud et son piedestal s'élève dans cette direction au-dessus de 500 m; la répartition altitudinale à l'intérieur de l'intrusion montre une dissymétrie générale avec relèvement vers l'est. Un axe de surélévation nord-est sud-ouest se suit, depuis la ligne de hauteurs découpées en lanières au nord-est du mont Mégantic jusqu'aux collines du haut bassin de l'Eaton (fig. 1) et se prolonge vers le sud-ouest au-dessus de la rivière Connecticut. Cet axe de direction appalachienne est recoupé ici par la grande fracture présumée le long de laquelle les intrusions des White Mountains et des Montérégiennes se seraient alignées (FOLAND et PAUL, 1977); des linéaments parallèles se remarquent sur les images de LANDSAT. Même en admettant ces faits, l'amplitude du soulèvement différentiel demeure cependant très inférieure à l'altitude relative du mont Mégantic et ne rend pas compte de la correspondance étroite du relief et de la structure lithologique.

IV. ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

1. LA MISE EN PLACE DE L'INTRUSION

Les conditions de mise en place du stock au Crétacé sont les premières à considérer, d'autant qu'elles posent le problème des relations avec les autres intrusions, d'âge dévonien, à présent plus basses que celles du mont Mégantic. Si, comme le pensent certains géologues le cœur de l'intrusif est d'âge dévonien et l'enveloppe basique crétacée (HUBERT, communication orale), on peut envisager, soit que ce cœur était déjà parmi ses voisins à un niveau plus élevé soit qu'il a subi un mouvement ascendant lors de la mise en place du matériel crétacé, soit que l'ensemble a été soulevé postérieurement le long d'une hypothétique fracture ou flexure dont la localisation ne pourrait être qu'immédiatement au sud-est de l'intrusion granitique de Scotstown.

TABLEAU VI

Érosion chimique dans des secteurs de lithologie différente

	Intrusif		Encaissant du bassin du Saint-François
	granite	ensemble	
Ablation chimique (en mètre par million d'années)	4	3 à 6	20

Quoiqu'il en soit, il faut admettre qu'aucun de ces intrusifs n'était à l'air libre avant le Crétacé et que leur dégagement est le résultat d'une érosion postérieure au Crétacé. Celle-ci est soit le prolongement de la destruction des reliefs créés avant la phase intrusive soit la conséquence d'un soulèvement accompagnant cette dernière dont l'âge correspondrait aux mouvements laramiens. Ces événements font probablement partie du drame tectonique affectant la bordure continentale nord-américaine à cette époque considérée par beaucoup comme contemporaine de l'ouverture de l'Atlantique Nord. L'ampleur du soulèvement serait au moins égale à l'estimé de l'ablation des terrains sédimentaires si on place au pré-Crétacé une surface d'aplanissement correspondant à celle postulée dans les Appalaches des États-Unis (surface Kittatinny ou Schooley des auteurs classiques). Il est impossible de savoir si ce soulèvement est polyphasé ou non si on en juge par la répartition des formes dans la région.

2. L'ÉVOLUTION PALÉOCLIMATIQUE

La reconstitution du cadre paléoclimatique de la morphogénèse fini-mésozoïque et cénozoïque demeure matière à spéculation; les réponses en gisent malheureusement en grande partie dans l'Atlantique Nord ou dans le golfe du St-Laurent. L'absence de sédiments continentaux consolidés indique seulement l'absence de fossé tectonique important au début de cette évolution et peut-être une tendance tectonique positive quasi constante.

Cependant deux faits concourent à préconiser des conditions humides et, tout au moins jusqu'au Pliocène, tièdes: l'existence d'une flore subtropicale dans les lignites, probablement oligocènes ou miocènes de Brandon dans le Vermont et l'ouverture progressive de l'Atlantique Nord depuis le Jurassique. Le premier indique l'existence de bassins locaux à sédimentation organo-détritique sous une forêt analogue à celle trouvée actuellement dans les Carolines aux États-Unis (TRAVERSE, 1955).

Ceci est compatible avec la position de cette partie de l'Amérique du Nord en façade orientale du conti-

ment ouvert aux influences humidifiantes d'un océan dont la largeur est supérieure à la moitié de la valeur présente, il y a 60 millions d'années (LAUGHTON, 1975). Ces considérations sont reflétées par les essais de cartographie paléoclimatique de l'Eogène (FRAKES et KENT, 1973). La probabilité de l'existence de climats arides ou subarides, présents au Permo-Trias ainsi qu'en témoignent les évaporites des bassins nord-américains (ROBINSON, 1973), diminue donc à mesure que l'on s'éloigne du Crétacé, d'autant plus que la position du pôle magnétique Nord, excursions mises à part, ne paraît pas avoir considérablement varié depuis la fin du Mésozoïque (LAROCHELLE, 1962). La réalisation de pédiplains parfois invoquées par certains géomorphologues (RITCHOT, 1967) doit être confrontée avec l'existence de climats doux et humides, dont le maximum thermique a dû se situer au Crétacé-Paléocène. Ces climats n'excluaient pas cependant des saisons de forte évapotranspiration et de précipitations intenses comme durant les étés actuels.

Dans de telles conditions, comme on l'observe actuellement dans le sud-est des États-Unis, la météorisation était favorisée surtout aux dépens des roches les plus sensibles par leur perméabilité et l'altérabilité de leurs constituants minéraux. Le comportement des divers minéraux analysé plus haut est comparable à celui signalé dans les climats humides (MUXART et BIROT, 1977). Cependant, il ne reste aucun témoin évident de cette météorisation tertiaire : les altérites présentes dans le mont Mégantic sont grossières et témoignent d'une altération ménagée peu compatible avec une longue évolution sous climats intertropicaux ; certaines sont très probablement du Quaternaire récent (CLÉMENT et DE KIMPE, 1977).

Le déblaiement des anciennes altérites peut avoir été causé, avant le refroidissement quaternaire, par des impulsions tectoniques ou eustatiques plutôt que par des rhexistases climatiques pré-quaternaires peu compatibles avec la situation de cette façade continentale. Si ces impulsions sont brèves ou faibles, le résultat dans un relief de faible ou moyenne amplitude est l'élaboration d'une surface d'érosion composite où les influences locales engendrent des facettes multiples. Si l'impulsion est forte (tectonique) et en même temps durable (eustatique), la surface subit un déséquilibre générateur d'un nouvel ensemble de formes emboîtées dans les précédentes. Cependant les traces d'un creusement d'origine eustatique seront oblitérées si les mers reviennent ensuite au même niveau, à moins de supposer un soulèvement contemporain du continent.

Des régressions de ce genre peuvent expliquer l'enfoncement des vallées estriennes dont le plancher rocheux descend, d'après les divers sondages, jusqu'à 50 et 100 m sous le niveau alluvial actuel et l'existence

de réseaux abandonnés et fossilisés (CLÉMENT et POULIN, 1975 ; SIMARD, 1977).

La reconstitution des niveaux marins tertiaires, selon une compilation communiquée par N. A. Mörner, fait apparaître à deux reprises une baisse générale nettement au-dessous du zéro actuel, ayant duré au moins un million d'années ; ces épisodes se placeraient vers le milieu du Tertiaire et à la fin du Miocène. La dernière descente n'est pas suivie d'une remontée au niveau précédent, probablement pour des raisons glacio-eustatiques liées à l'englacement du continent antarctique (BERGGREN et HOLLISTER, 1977). La validité de telles reconstitutions est certes contestable par suite des variations tectoniques régionales et peut-être aussi des modifications de forme du géoïde terrestre affectant la surface océanique (MÖRNER, 1976).

Il est donc nécessaire de contrôler, à la lumière des renseignements encore partiels, des sondages sous-marins de la plate-forme au large du golfe du Saint-Laurent et de la Nouvelle-Écosse. Cette démarche suppose évidemment que le drainage tertiaire de notre région s'est effectué vers le Saint-Laurent, dont le tracé paraît bien établi depuis au moins la fin du Crétacé (KING et McLEAN, 1970). Parmi les événements enregistrés dans les sédiments de la plate-forme (KING *et al.*, 1974 ; BARTLETT, 1973 ; MAGNUSSON, 1973 ; KING, 1972 ; KING et McLEAN, 1970), on retient l'ampleur de la sédimentation crétacée et la réalisation de deux topographies d'érosion subaérienne, fort accidentées de vallées ; la première correspond à la fin du Crétacé et la seconde à la fin de l'Éocène. Elles témoignent de l'existence de reliefs différenciés, probablement consécutifs à des soulèvements épirogéniques. La plate-forme atlantique reçoit ensuite une sédimentation plus grossière correspondant à des eaux moins profondes (McIVER, 1972) et l'empreinte d'un réseau hydrographique subaérien à la fin du Tertiaire (KING *et al.*, 1974), précédant les épisodes glaciaires pleistocènes. La cause de ces fluctuations est épirogénique selon certains auteurs (AUSTIN et HOWIE, 1973 ; SMITH, 1973) et eustatique pour d'autres (KING, 1972).

Les colonnes sédimentaires de sondages externes donnent des renseignements géomorphologiquement moins interprétables mais fournissent des repères chronologiques plus fins. Selon SMITH (1973), on y retrace, pour les derniers événements cénozoïques, des discordances à la fin de l'Eocène, au début du Miocène et au début du Pliocène. Le tableau de synthèse VII résume des interprétations et les relie à l'évolution régionale.

3. LES SUPERPOSITIONS DE FORMES

L'examen des générations de formes dans cette partie des Appalaches conduit à distinguer l'ensemble

TABLEAU VII
Évolution paléogéographique du mont Mégantic

Système	Âge absolu × 10 ⁶ ans	Faits généraux h (1)	Évolution de la plate-forme continentale h(2)	Événements régionaux
Crétacé	125-115	Phases intrusives appalachiennes	Subsidence et sédimentation	Soulèvement d'ensemble avec ou sans jeu de blocs Mise en place des roches basiques du mont Mégantic
	≈ 70	Mouvements laramiens	Baisse générale du niveau marin	Érosion, pouvant être tecto- niquement réactivée (érosio- isostasie)
Paléocène			Subsidence et sédimentation éocène	Surface d'érosion paléo- gène (niveaux des monts de la Frontière)
Éocène	≈ 40		Évolution subaérienne	Dissection : élaboration d'une surface d'érosion sous la précé- dente
Oligocène		Mouvements tectoniques ?	Sédimentation en eaux moins profondes	Bombement des monts de la Frontière ? Creusement des vallées
	30-25	Niveau minimal	Émersions temporaires (bancs)	Regradation de la surface : surface d'aplanissement polygé- nique néogène vallonnée. Mé- tégorisation.
Miocène	≈ 15	Relèvement	Sédimentation miocène détritique	Recreusement des vallées ; retouches de la surface néo- gène.
	10-8	Régression	Émersions temporaires (bancs) ; évolution subaérienne	
Pliocène Pléistocène		Glaciations interglaciaires	Oscillations glacio- eustatiques	Érosion glaciaire et sédimentation récente
				Alternance de creusements per- turbant la métégorisation et de remblaiements freinant la dis- section. Façonnement glaciaire localisé. Élaboration de glacis d'érosion ana- et cata-glaciaires. Épigénies glaciaires.

(1) DAMON, P. E. (1971); MÖRNER, N. A. (1978); (2) KING, L. H. (1974); SMITH, L. (1973); MAGNUSSON, D. H. (1973); McIVER, N. L. (1972).

supérieur des reliefs : d'amples vallées et dépressions y sont dominées par des collines et des montagnes résiduelles dérivées d'une surface d'érosion d'âge indéterminé. On y retrouve quelques topographies douces perchées au-dessus de 550-600 m le long de la frontière des États-Unis. Le degré médiocre de suspension de cet ensemble au-dessus des fonds de vallées principales témoigne de la faible part des actions tectoniques récentes au niveau local, contrairement aux affirmations de RITCHOT (1968) pour la région au sud-est de Sherbrooke. Il est donc possible de s'appuyer sur les événements établis pour la marge océanique laurentienne pour tenter de dater son incision, tout en tenant compte des décalages existant dans l'évolution de secteurs éloignés du niveau de base.

La phase d'évolution subaérienne décelée sur la plate-forme à la fin de l'Éocène pourrait correspondre à l'encaissement général des cours d'eau sur le continent dans une surface d'érosion paléogène dont les rares témoins seraient ici les niveaux des monts de la Frontière. Cette hypothèse s'accorde avec l'estimation par BIRD (1970) de l'âge du développement de la topographie estrienne du plateau, estimation de l'ordre de 25 à 50 millions d'années. Une nouvelle surface d'érosion s'est développée, 100 à 150 m en contrebas, au milieu du Tertiaire; cette surface a pu évoluer rapidement vers l'aplanissement par suite de ce faible encaissement. Le creusement des vallées au-dessous de ce niveau a dû se réaliser en plusieurs étapes. Débutant peut-être dès le milieu du Cénozoïque, si on admet alors l'exis-

tence d'un bas niveau eustatique, il a été freiné ou interrompu par le relèvement miocène du niveau marin pour reprendre au Pliocène. Dans ces parties supérieures des bassins hydrographiques, les actions des vagues d'érosion régressive et des remblaiements ont dû se superposer à des niveaux peu différents, d'autant plus difficilement identifiables que le palimpseste tertiaire a reçu ensuite l'oblitération glaciaire. Des facteurs locaux ont pu retarder l'encaissement des vallées. Celui-ci est médiocrement avancé à l'intérieur du mont Mégantic au nord-est et à l'ouest où sont conservés des lambeaux de topographies se raccordant à l'ensemble supérieur (fig. 1); il est plus net au sud où les vallées sont plus courtes et plus inclinées. Au Pleistocène, une série de recouvrements et de remblaiements correspondent aux régressions anaglaciales et aux transgressions cataglaciaires, mais de manière plus complexe par suite des remblaiements et épigénies glaciaires ralentissant le creusement vertical.

Le résultat est une surface d'érosion polygénique où les essais de reconstitution de niveaux étagés (RITCHOT, 1968; BIRD, 1970) apparaissent fort délicats et contestables. Certains de ces niveaux, peu étendus et assimilables à des glacis d'érosion bordant des reliefs comme le mont Mégantic, sont de plus à mettre en relation avec les phases périglaciaires anaglaciales et cataglaciaires. Ces formes, par endroits partiellement dues au remblaiement glaciaire et fluvio-glaciaire comme on le constate à l'est de la rivière au Saumon, ont pu alors être élaborées à la périphérie ainsi que dans les dépressions intérieures encombrées d'arènes aisément mobilisables par l'érosion latérale (CLÉMENT et DE KIMPE, 1977). Une partie de la planation latérale peut s'être poursuivie sous forêt par suite des divagations des ruisseaux comme on l'observe actuellement. Cette action a pu aussi s'exercer avant les glaciations aux dépens des altérites fines rapidement obtenues dans les roches phyllitiques et cela de manière plus efficace que dans le till compact et encombré de blocs.

CONCLUSION

Cette interprétation considère que la superposition d'actions érosives appartenant à des systèmes d'érosion aussi divers que ceux évoqués plus haut s'est effectuée dans un relief d'amplitude généralement médiocre constituant un palimpseste. L'évolution du mont Mégantic dans un tel contexte s'explique donc par la permanence de l'érosion différentielle au travers du Tertiaire et du Quaternaire, favorisant les roches à la fois chimiquement peu altérables et massives aux dépens de leurs voisines fragilisées par la texture et la tectonique donc livrant des débris de petite taille aisément mobilisables dans un contexte hydroclimatique généralement humide.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOIN, J., BROUSSE, R. et LEHMAN, J. P. (1968): Précis de géologie, t. 1, *Pétrologie*, Paris, Dunod, 712 p.
- AUSTIN, G. H. et HOWIE, R. D. (1973): Regional geology of offshore Eastern Canada, *Geol. Surv. Can. Pap.* 71-73: 73-107.
- BARTLETT, G. A. (1973): The Canadian Atlantic Margin: Paleogeography, Paleoclimatology, and Seafloor Spreading, *Geol. Surv. Can. Pap.* 71-23: 43-72.
- BERGGREN, W. A. et HOLLISTER, C. D. (1977): Plate tectonics and paleocirculation — commotion in the ocean, *Tectonophysics*, 38: 11-48.
- BIRD, J. B. (1970): Some aspects of the geomorphology of the Eastern Townships of Quebec, *Rev. Géogr. Montr.*, 14: 417-429.
- CARSON, M. A., TAYLOR, C. H. et GREY, B. J. (1973): Sediment production in a small Appalachian watershed during spring runoff; the Eaton Basin, 1970-1972, *Can. J. Earth Sci.*, 10: 1707-1734.
- CLÉMENT, P., (1975): Évolution de la teneur en produits dissous dans quelques cours d'eau des Cantons de l'Est, Québec, *Fluvial Processes*, Johnson P.G., éd., Univ. Ottawa: 59-67.
- CLÉMENT, P. et DE KIMPE, C. R. (1977): Geomorphological conditions of gabbro weathering at Mount Megantic, Quebec, *Can. J. Earth Sci.*, 14: 2262-2273.
- CLÉMENT, P. et POULIN, A. (1975): Fossilisation des réseaux de vallées aux environs de Sherbrooke, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 29: 167-171.
- DE GEER, G. (1940): Geochronologia Suecica Principes, *Kgl. Svenska Vetenskaps Akad. Handl.*, Ser. 3, 18, 6.
- FOLAND, J. A. et PAUL, H. (1977): Ages of the White Mountains intrusives, New Hampshire, Vermont, and Maine, U.S.A., *Amer. J. Sci.*, 277, 7: 888-904.
- FRAKES, L. A. et KEMP, E. M. (1973): Palaeogene continental positions and evolution of climate, *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, Tarling D. H. et Runcorn S. K., éd., v. 1, Academic Press: 539-559.
- GOLDTHWAIT, R. P. (1940): Geology of the Presidential Range, New Hampshire, *Acad. Sci. Bull.*, n° 1.
- KING, L. H. (1972): Relation of Plate Tectonics to the Geomorphic Evolution of the Canadian Atlantic Provinces, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 3083-3090.
- KING, L. H. et MACLEAN, B. (1970): Origin of the outer part of the Laurentian Channel, *Can. J. Earth Sci.*, 7: 1470-1484.
- KING, L. H., MACLEAN, B. et FADER, G. B. (1974): Unconformities on the Scotian Shelf, *Can. J. Earth Sci.*, 11: 89-101.
- LAROCHELLE, A. (1962): Paléomagnétisme des collines montréalaises, Sud-Est du Québec, *Comm. géol. Canada*, 8-79, 44 p.
- LAUGHTON, A. S. (1975): Tectonic evolution of the Northeast Atlantic Ocean: A Review, *Norges Geol. Unders.*, 316: 169-193.

- LOWDON, J. A. (1961) : Age determination by the Geological Survey of Canada, Rept. 2, Isotopic Ages, *Geol. Surv. Can.*, p. 61-17.
- MAGNUSSON, D. H. (1973) : The Sable Island Deep Test of the Scotian Shelf, *Geol. Surv. Can. Pap.* 71-23 : 253-266.
- McDONALD, B. C. (1967) : *Pleistocene Events and Chronology in the Appalachian Region of Southern Quebec*, thèse de Ph. D. non publ., Yale Univ., 161 p.
- McDONALD, B. C. et SHILTS, W. W. (1971) : Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.* 82 : 683-698.
- McIVER, N. L. (1972) : Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf, *Can. J. Earth Sci.*, 9 : 54-70.
- MEYBECK, M. (1972) : *L'érosion et la qualité de l'eau au Québec*, I.N.R.S., Québec, 45 p.
- MUXART, T. et BIROT, P. (1977) : *L'Altération météorique des roches*, Publ. Dép. géogr., Univ. Paris-Sorbonne, 4, 279 p.
- MÖRNER, N. A. (1976) : Eustasy and geoid changes, *J. Geol.*, 84 : 123-151.
- PELLETIER, J. (1974) : Sur des recherches morphologiques dans la région de Ham, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, 28, 2 : 187-189.
- REID, A. M. (1961) : *The Petrology of Mount Megantic igneous complex, Southern Quebec*, Thèse de M. Sc., Univ. Western Ont., London.
- (1976) : *Géologie du mont Mégantic, Québec*, Min. Rich. nat., ES-25, 59 p.
- RITCHOT, G. (1967) : Problèmes géomorphologiques du Québec méridional : le Mont-Royal, *Rev. Géogr. Montr.*, 16, 1-2 : 10-42.
- (1968) : Aperçus géomorphologiques de l'Estrie, *Rev. Géogr. Montr.*, 12, 2 : 109-132.
- (1975) : *Essais de géomorphologie structurale*, Presses Univ. Laval, Québec, 388 p.
- ROBINSON, P. L. (1973) : Paleoclimatology and continental drift, *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, v. 1, Academic Press : 451-476.
- SAMUELSON, L. (1973) : Selective weathering of igneous rocks, *Sveriges Geol. Unders.*, C-690, 16 p.
- SELBY, M. J. (1974) : Rates of denudation, *N. Zeal., J. Geogr.*, 56 : 1-13.
- SIMARD, G. (1977) : Carbon 14 and tritium measurements of groundwaters in the Eaton River basin and in the Mirabel area, Québec, *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 2325-2338.
- SMITH, L. (1973) : Late Mesozoic and Cenozoic of the Sable Island and Grand Banks, *Geol. Surv. Can. Pap.* 71-23 : 267-283.
- TRAVERSE, A. (1966) : *Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont*, U.S. Bur. Mines Rep. Inv. 5151, 107 p.
- WINKLER, H.G.F. (1974) : *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 3^e éd., Berlin, Springer Verlag, 320 p.