

La région de Charlevoix-Kamouraska (Québec): gravité et géologie

Maurice K. Seguin, J. Frydecki et J. Rondot

Volume 27, numéro 2, July 1991

URI : https://id.erudit.org/iderudit/ageo27_2art01

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Atlantic Geoscience Society

ISSN

0843-5561 (imprimé)

1718-7885 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Seguin, M. K., Frydecki, J. & Rondot, J. (1991). La région de Charlevoix-Kamouraska (Québec): gravité et géologie. *Atlantic Geology*, 27(2), 81–95.

Résumé de l'article

Le but de cette étude est de corréliser la géologie de cette région à forte sismicité avec de nouvelles données gravimétriques, d'estimer l'extension en profondeur des principaux corps géologiques et d'établir une relation éventuelle entre les anomalies gravimétriques et la cause des séismes intraplaques de la zone de Charlevoix. On fait appel au filtrage par la méthode de la moyenne mobile avec fenêtre carrée pour établir la carte gravimétrique régionale de la zone de Charlevoix qui fait partie du domaine granulite de la province de Grenville. Grâce à l'utilisation de diverses dimensions de fenêtres mobiles, des cartes d'anomalies résiduelles caractéristiques de corps géologiques de diverses tailles et d'extension verticale variable sont obtenues. La carte de Bouguer corrigée pour la topographie montre un fort gradient de direction NO-SE perpendiculaire au fleuve St-Laurent. Ce gradient souligne la zone d'effondrement du Saint-Laurent de la fin de l'Ordovicien empruntant partiellement les anciennes failles du rift Hadrynien (e.g., faille du Saint-Laurent). Au nord de la faille du St-Laurent, les roches sont plus denses ($2,9 \text{ g cm}^{-3}$) que la moyenne de la croûte terrestre ($2,67 \text{ g cm}^{-3}$). Ces masses correspondent à des blocs charnockitiques tronquant l'anorthosite de St-Urbain. Au SE, les données gravimétriques suggèrent un épaississement graduel des nappes appalachiennes. Sur les cartes résiduelles, on note une bonne corrélation entre les anomalies et les corps géologiques de surface. Des blocs de densités différentes, bordés de part et d'autre par des failles subverticales peuvent expliquer en partie le mécanisme des déplacements relatifs responsables de la plus forte sismicité de cette zone de faiblesse de la croûte terrestre, qui date de la fin du Précambrien. Le relevement isostatique relatif post-glaciaire, une zone de faiblesse de la croûte terrestre accompagnée de structures cassantes anciennes et sa situation au milieu de la plaque Nord-Américaine en mouvement sont les phénomènes géologiques impliqués dans cette dynamique sismique.

La région de Charlevoix-Kamouraska (Québec): gravité et géologie

Maurice K.- Seguin*, J. Rondot** and J. Frydecki*

**Groupe de Recherche en Géochimie et Géophysique Appliquées, Département de Géologie,
Université Laval, Québec G1K 7P4, Canada*

***1111 Amiens, Ste-Foy, Québec G1W 4C8, Canada*

Date Received July 1, 1990

Date Accepted March 1, 1991

Le but de cette étude est de corréler la géologie de cette région à forte sismicité avec de nouvelles données gravimétriques, d'estimer l'extension en profondeur des principaux corps géologiques et d'établir une relation éventuelle entre les anomalies gravimétriques et la cause des séismes intraplaques de la zone de Charlevoix. On fait appel au filtrage par la méthode de la moyenne mobile avec fenêtre carrée pour établir la carte gravimétrique régionale de la zone de Charlevoix qui fait partie du domaine à granulite de la province de Grenville. Grâce à l'utilisation de diverses dimensions de fenêtres mobiles, des cartes d'anomalies résiduelles caractéristiques de corps géologiques de diverses tailles et d'extension verticale variable sont obtenues. La carte de Bouguer corrigée pour la topographie montre un fort gradient de direction NO-SE perpendiculaire au fleuve St-Laurent. Ce gradient souligne la zone d'effondrement du Saint-Laurent de la fin de l'Ordovicien empruntant partiellement les anciennes failles du rift Hadrynien (e.g., faille du Saint-Laurent). Au nord de la faille du St-Laurent, les roches sont plus denses ($2,9 \text{ g cm}^{-3}$) que la moyenne de la croûte terrestre ($2,67 \text{ g cm}^{-3}$). Ces masses correspondent à des blocs charnockitiques tronquant l'anorthosite de St-Urbain. Au SE, les données gravimétriques suggèrent un épaississement graduel des nappes appalachiennes. Sur les cartes résiduelles, on note une bonne corrélation entre les anomalies et les corps géologiques de surface. Des blocs de densités différentes, bordés de part et d'autre par des failles subverticales peuvent expliquer en partie le mécanisme des déplacements relatifs responsables de la plus forte sismicité de cette zone de faiblesse de la croûte terrestre, qui date de la fin du Précambrien. Le relèvement isostatique relatif post-glaciaire, une zone de faiblesse de la croûte terrestre accompagnée de structures cassantes anciennes et sa situation au milieu de la plaque Nord-Américaine en mouvement sont les phénomènes géologiques impliqués dans cette dynamique séismique.

The purpose of this study is to correlate the geology throughout this highly seismic area with new gravity data, estimate the downward extension of the main geological bodies, and work out a possible relationship between the gravity anomalies and the cause of intraplate seismic activity within the Charlevoix zone. Filtering through the moving-average method, using a square window, is called upon in order to establish the regional-gravity map of the Charlevoix zone, which belongs to the granulite domain of the Grenville province. Residual-anomaly maps outlining geological bodies of varied size and vertical extension are developed through the use of different sizes of moving windows. The Bouguer-gravity map with terrain corrections added shows a strong NW-SE gradient perpendicular to the St. Lawrence river. This gradient reveals the late Ordovician St. Lawrence graben to be partly developed along older faults of the Hadrynian rift (e.g., St. Lawrence fault). North of the St. Lawrence fault, the rocks are denser (2.9 g/cm^3) than the average earth's crust (2.67 g/cm^3). These bodies coincide with charnockitic blocks that cross-cut the St-Urbain anorthosite. To the SE, gravity data suggest a gradual thickening of the Appalachian nappes. A good correlation between anomalies and surface outcrops is displayed on the residual maps. Blocks of different densities, bounded on either side by subvertical faults, may partly account for the works of relative movements responsible for the higher seismicity of this late Precambrian zone of weakness in the earth's crust. Geologic phenomena playing a part in this seismic dynamism include the post-glacial relative isostatic rebound, a zone of weakness in the earth's crust developed in concert with older brittle structures, and the location of this zone within the moving North American plate.

[Traduit par le journal]

INTRODUCTION

Suite à des levés gravimétriques détaillés, effectués par Seguin et Beauchemin en 1984 et Seguin et Desbiens en 1987, on a entrepris une synthèse intégrée: gravimétrie-géologie. La distribution des données gravimétriques est présentée à la Figure 1. Dans cette étude nous mettons

l'accent sur l'interprétation des résultats gravimétriques en regard des caractéristiques géologiques locales de la région de Charlevoix-Kamouraska. Les analyses et interprétations gravimétriques obtenues fournissent une base d'information supplémentaire pour mieux comprendre l'activité séismique anormale de cette région.

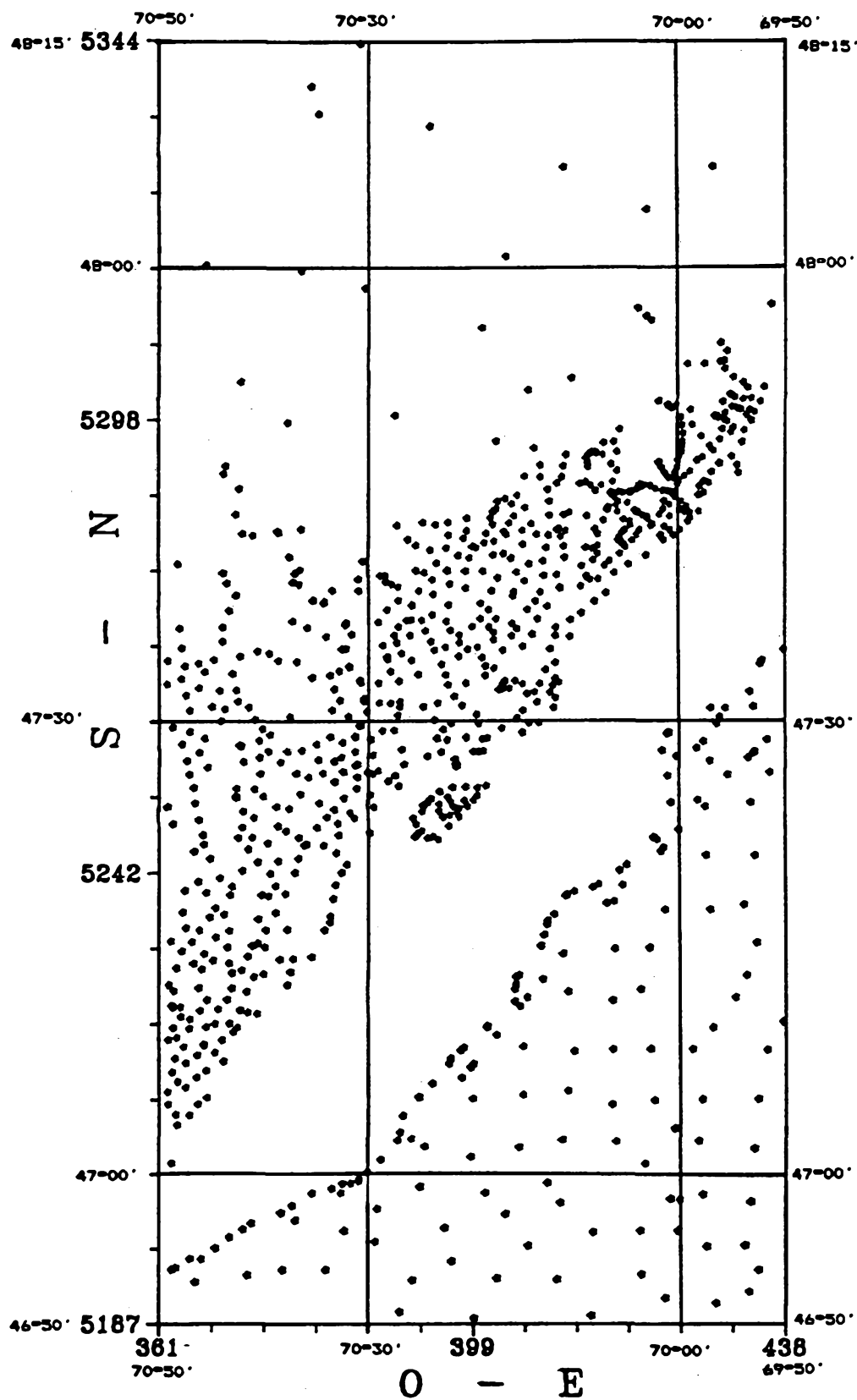


Fig. 1. Distribution spatiale des mesures gravimétriques au Nord (Seguin et Beauchemin, 1984; Seguin et Desbiens, 1987) et au Sud (Commission géologique du Canada).

Contexte Géologique

La région étudiée (Fig. 2) appartient à la province structurale de Grenville au nord, aux Basses-Terres du Saint-Laurent au centre et aux nappes appalachiennes au sud. L'événement grenvillien est identifié par une collision continentale causant dans Charlevoix, un métamorphisme régional élevé et un chevauchement par de grandes écailles orientées ENE durant la période 1,2 à 1 Ga, affectant des séquences métasédimentaires et métavolcaniques très plissées et le socle sur lequel elles reposent (Rondot, 1989). Il y a environ 700 Ma, le bloc continental s'est scindé en deux parties lors de l'ouverture de l'océan Iapetus (Rankin, 1975) produisant des failles à pendage fort vers le SE. Lors de l'orogénie taconique, à la fin de l'Ordovicien moyen, l'arrivée des nappes appalachiennes provoque, par leur surcharge, l'effondrement du Saint-Laurent le long d'une faille (FSL) qui suit approximativement la rive nord du fleuve et reprend en partie les anciennes failles du rift hadrynien. Son rejet vertical est estimé à 2 km (Rondot, 1970, 1972). La ligne Logan (LL) représente la limite NW des nappes appalachiennes qui forment un prisme s'épaississant de la rive nord vers le SE avec une pente d'une vingtaine de degrés (Lyons *et al.*, 1980). C'est à la fin du Dévonien que se forme, au centre de la présente région, l'astrobloème de Charlevoix, cicatrice de 56 km de diamètre laissée par la chute d'une météorite d'un kilomètre de rayon (Rondot, 1968).

Cette étude couvre une partie de la carte de synthèse de Charlevoix-Saguenay (Rondot, 1979) pour le bouclier et son recouvrement paléozoïque, et l'Ile-aux-Coudres dans le Saint-Laurent pour la partie appalachienne du fleuve (Fig. 2). Au SE, elle correspond en grande partie à la région de Kamouraska étudiée par Hubert (1973). La Figure 2 montre une carte géologique simplifiée de la région étudiée.

Revue des analyses géodésiques et gravimétriques

Des analyses gravimétriques et géodésiques de ce secteur et des environs ont été effectuées par plusieurs auteurs.

Frost et Lilly (1966) ainsi que Vanicek et Hamilton (1972) ont démontré un mouvement vertical vers le bas de la croûte dans la région de Stoneham au nord de Québec et une remontée à proximité de St-Félicien au nord du lac St-Jean. Selon Nyland (1973), cette subsidence serait associée à une force verticale combinée à une force subhorizontale de direction NE. L'analyse du champ de gravité à l'air libre entre la ville de Québec et le lac St-Jean (Dunbar et Garland, 1975) indique la présence d'une charge excessive non-compensée, résultant d'un bloc localisé entre la topographie élevée et le niveau de la mer. La densité moyenne calculée pour ce bloc est de $2,9 \text{ g cm}^{-3}$ ce qui est largement au-dessus de la normale. Dans leur étude gravimétrique de la région du Saguenay, Duncan et Garland (1977) ont démontré la présence d'une anomalie gravimétrique négative sur l'élément structural du Saguenay causé par un effondrement dans la croûte terrestre (graben du Saguenay). L'interprétation gravimétrique indique un approfondissement de la discontinuité de Moho à cet endroit. La région de Charlevoix se situe sur le flanc du

haut gravimétrique décrit par Goodacre et Hasegawa (1980). Les analyses gravimétriques préliminaires de la région de Charlevoix effectuées par Seguin et Beauchemin en 1984 et Seguin et Desbiens en 1987 indiquent que la composante régionale a son origine dans la croûte. D'après ces auteurs, les anomalies correspondantes sont dues à des différences d'épaisseur et à des variations latérales de densité dans la croûte. Au nord de la région, le bloc plus dense se situe à l'endroit où les taux de subsidence sont les plus rapides. Les anomalies résiduelles s'harmonisent avec la géologie de surface. Les densités mesurées sur des échantillons de pyrobolites et de charnockites qui constituent la grande majorité du bloc lourd sont de l'ordre de $2,9 \text{ g cm}^{-3}$ tandis que la densité moyenne déduite à partir de la corrélation des valeurs de Bouguer et d'élévation provenant de quelques profils est de $2,88 \text{ g cm}^{-3}$.

TRAVAUX EFFECTUES

Les données gravimétriques proviennent de deux sources. La presque totalité des mesures gravimétriques (quelques 850 points) au nord du fleuve St-Laurent a été acquise par le premier auteur; au sud du fleuve, les données gravimétriques sont disponibles à la Commission géologique du Canada (CGC). Quelque 25 mesures gravimétriques obtenues par la CGC se superposent à nos propres données dans le secteur au nord du fleuve. L'erreur moyenne des données de la CGC est légèrement plus élevée que celle de nos propres valeurs de l'anomalie de Bouguer. La Figure 1 fait voir la distribution spatiale des données. Dans le secteur nord, les lectures ont été faites avec un gravimètre LaCoste-Romberg (modèle géodésique). Les données altimétriques ont été relevées à l'aide de deux altimètres barométriques mobiles et les cartes topographiques à l'échelle du 1:50 000 ont été utilisées pour établir les coordonnées des stations de mesure. La distance entre les stations est variable et fait en moyenne 1,3 km sur la majeure partie centrale du territoire. Les données gravimétriques ont été interpolées de manière à construire une maille carrée de 1 km de côté. Les corrections instrumentales, à l'air libre, de Bouguer et de latitude ont été effectuées de façon standard. Une densité uniforme de $3,1 \text{ g cm}^{-3}$ a été employée pour la densité de Bouguer. L'erreur moyenne de l'anomalie de Bouguer est estimée à $\pm 0,85 \text{ mGal}$.

BUT DE L'ETUDE GRAVIMETRIQUE

Les objectifs de cette recherche sont les suivants:

- (1) Etablissement d'une carte gravimétrique détaillée de la région dans le but de mieux connaître la géologie profonde.
- (2) Corrélation entre les données gravimétriques (anomalies) et les corps géologiques observés en surface.
- (3) Détermination de la densité de masses anormalement lourdes dans ce secteur de la croûte terrestre.
- (4) Relation possible entre les anomalies gravimétriques et la détermination de la cause probable des séismes de la région de Charlevoix.

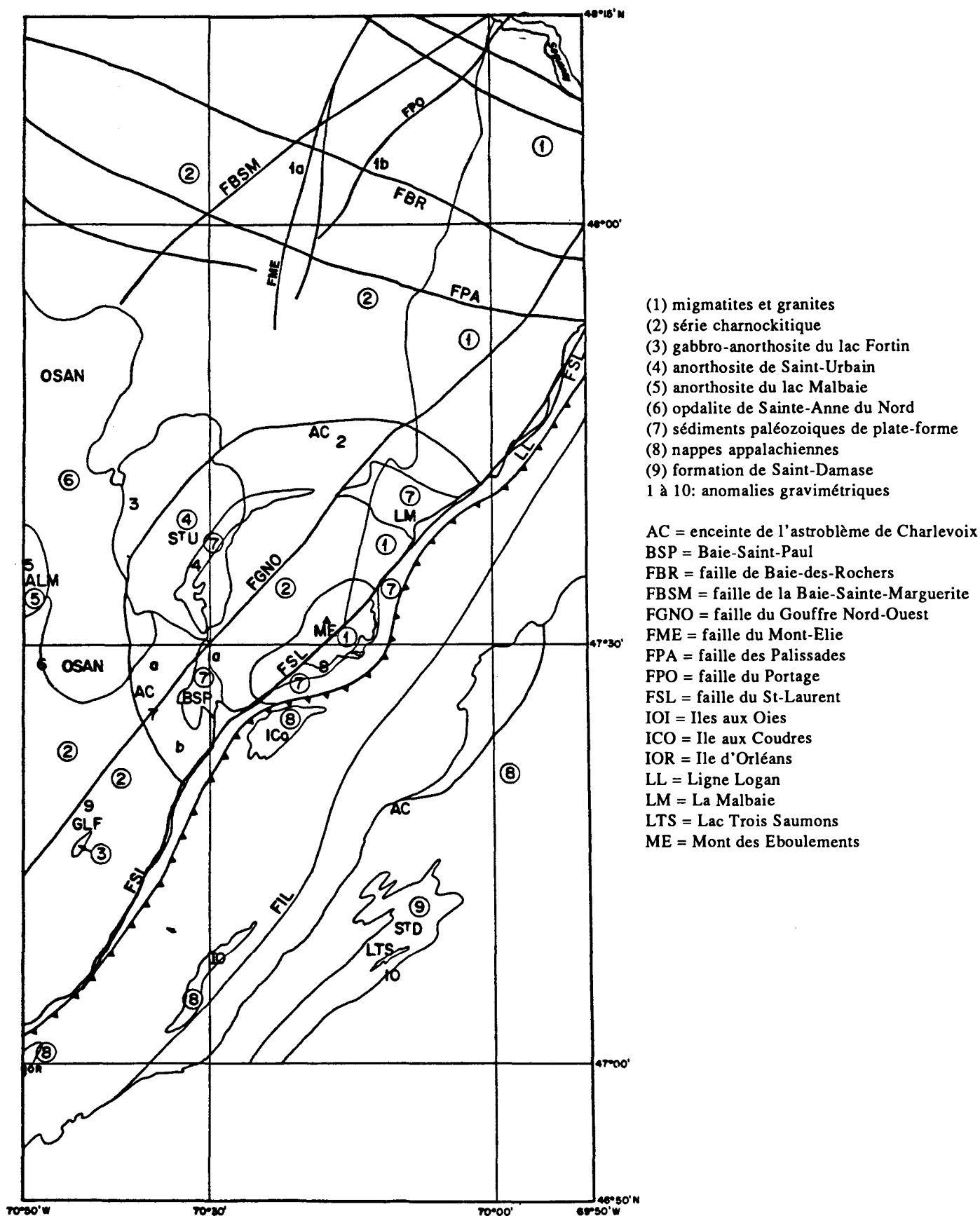


Fig. 2. Carte géologique simplifiée de la région couverte par le levé gravimétrique. Au Nord du fleuve St-Laurent, les données géologiques sont tirées de Rondot (1979) et au Sud de Hubert (1973).

DONNEES GRAVIMETRIQUES

La carte d'anomalie de Bouguer (Fig. 3) a été filtrée par la méthode de la moyenne mobile avec une fenêtre de 2 km x 2 km (une station de mesure de chaque côté). Ce filtrage a été effectué pour éliminer les bruits d'information superficielle provenant des objets de petite dimension ainsi que pour minimiser l'effet de la densité non homogène de distribution de stations de mesure. La méthode de la fenêtre mobile consiste d'abord à construire une grille en utilisant la méthode de krigeage (Matheron, 1969) et ensuite à calculer les valeurs moyennes sur des noeuds. Pour chaque point de cette grille sur la superficie étudiée, on calcule une moyenne des valeurs observées autour du noeud, valeurs renfermées à l'intérieur d'une fenêtre carrée de dimension choisie avec une pondération proportionnelle à l'inverse du carré de la distance. Cette méthode de lissage par interpolation et extrapolation (Renard, 1984) donne une carte des valeurs moyennes similaire à l'image observée à plus grande distance. Celle-ci est du même ordre de grandeur que les dimensions de la fenêtre appliquée. Cette méthode présente aussi un avantage important: on peut choisir les dimensions des fenêtres conformément aux dimensions des corps ou objets examinés et à la densité des points de mesure. Cette méthode a été appliquée par Seguin *et al.* (1989). Afin de pouvoir considérer les paramètres gravimétriques de la région de Charlevoix comme anomaliés par rapport au champ régional, nous avons élaboré plusieurs cartes régionales de différentes dimensions de fenêtre d'essai et sélectionné deux de celles-ci, soit 10 km x 10 km et 20 km x 20 km. Dans tous les cas, le pas de déplacement de la fenêtre utilisée est de 1 km. La carte d'anomalie résiduelle est obtenue par la soustraction point par point de la carte d'anomalie de Bouguer de celle de la régionale.

IDENTIFICATION DES DIFFERENTES ANOMALIES

Les différentes anomalies gravimétriques sont identifiées à partir de la carte d'anomalie de Bouguer et d'une sélection judicieuse des cartes gravimétriques traitées, soit les cartes d'anomalies résiduelles obtenues avec une régionale dont la fenêtre est de 10 km x 10 km, d'anomalies régionales avec fenêtre de 20 km x 20 km, d'anomalies résiduelles dans la tranche de fenêtre allant de 10 km x 10 km à 20 km x 20 km (Tableau 1).

(a) Anomalie de Bouguer

Les anomalies linéaires (No: 1a et 1b) de la Figure 3 dans le secteur nord de la carte disparaissent en profondeur (avec l'augmentation de la fenêtre) sur les cartes de contour régionales et résiduelles à grande fenêtre mobile. L'anomalie gravimétrique causée par un corps mince même avec une grande extension verticale peut être atténuée ou peut même disparaître après application du filtrage. Ces anomalies se trouvent à l'emplacement de zones de failles, certaines contenant des masses ultrabasiques (Rondot, 1989). Ces anomalies

se situent toutefois dans une zone où la géologie de surface est mal connue. L'anomalie 2 reflète les zones de gravité positive au NW de la faille du St-Laurent; elle correspond aux roches les plus denses de la région. Ce sont majoritairement des charnockites; de telles roches ne se retrouvent pas partout sur la rive nord du Saint-Laurent mais elles sont confinées à une bande rectangulaire qui s'étend de Sainte-Anne de Beaupré jusqu'au delà du Saguenay. Il existe des variations dans la composition et dans l'épaisseur de ces unités lithologiques lourdes et ceci explique pourquoi ces lithologies ont une distribution spatiale plus vaste que l'aire limitée par les anomalies gravimétriques. Les anomalies 3 et 4 se situent à l'aplomb de la masse anorthositique de St-Urbain. L'augmentation de l'intensité gravimétrique au centre de cette masse entre les anomalies 3 et 4 s'explique par l'intrusion d'opdalite à la base de cette masse. L'anomalie négative correspond à l'anorthosite à une longueur de quelques 20 km et une largeur d'environ 10 km. L'anomalie 5 à la bordure centre ouest de la carte coïncide avec l'intrusif anorthositique du Lac Malbaie. La couverture gravimétrique n'atteint pas l'extrémité occidentale de cette masse. L'anomalie 6 correspond à la limite SW de l'intrusif opdalitique de Ste-Anne du Nord. L'anomalie 7 représente un autre bloc composé de charnockite et de migmatite à grenat du groupe de Saint-Tite-des-Caps. L'anomalie 8 sur le flanc d'une zone de direction NW-SE à gradient gravimétrique prononcé correspondant à la zone d'effondrement du Saint-Laurent et au prisme des roches appalachiennes. Cette anomalie se situe à l'aplomb du Mont des Eboulements, soit au centre de l'astrolème de Charlevoix. Cette zone centrale plus fracturée peut facilement expliquer l'anomalie négative locale à cet endroit bien qu'elle soit compensée en partie par la remontée, de 5 km au centre, de roches plus profondes et donc plus denses.

Le gradient gravimétrique à partir de la côte nord en direction SSE est connu depuis plusieurs années (MRNQ, 1978). Les valeurs gravimétriques au NW reflètent les unités rocheuses de la province de Grenville tandis que les faibles valeurs gravimétriques au SE correspondent à celles de la province des Appalaches. L'anomalie 9 est à l'aplomb de la masse de gabbro anorthositique du lac Fortin (GLF). L'anomalie 10 est l'expression de la formation St-Damase dans les Appalaches dont l'étendue apparaît restreinte aux limites de la carte et le pendage général dirigé vers le SE.

À l'exception de l'anomalie 6, les anomalies de Bouguer ont toutes une expression géologique en surface. La différence entre l'extension des anomalies gravimétriques et les limites en surface des corps géologiques s'explique par leur type de relation en profondeur. Par exemple, l'anomalie 4 est décalée vers l'Est par rapport à la limite géologique de l'anorthosite de Saint-Urbain, probablement à cause de son prolongement en profondeur dans cette direction. L'anomalie 3 (partie nord de l'anorthosite de Saint-Urbain) se prolonge vers l'anomalie 5 (anorthosite du lac Malbaie) ce qui suggère l'existence de roches anorthositiques en profondeur. L'anorthosite ne devait former qu'un seul massif avant l'intrusion de l'opdalite de Sainte-Anne-du-Nord, cette dernière en contient d'ailleurs

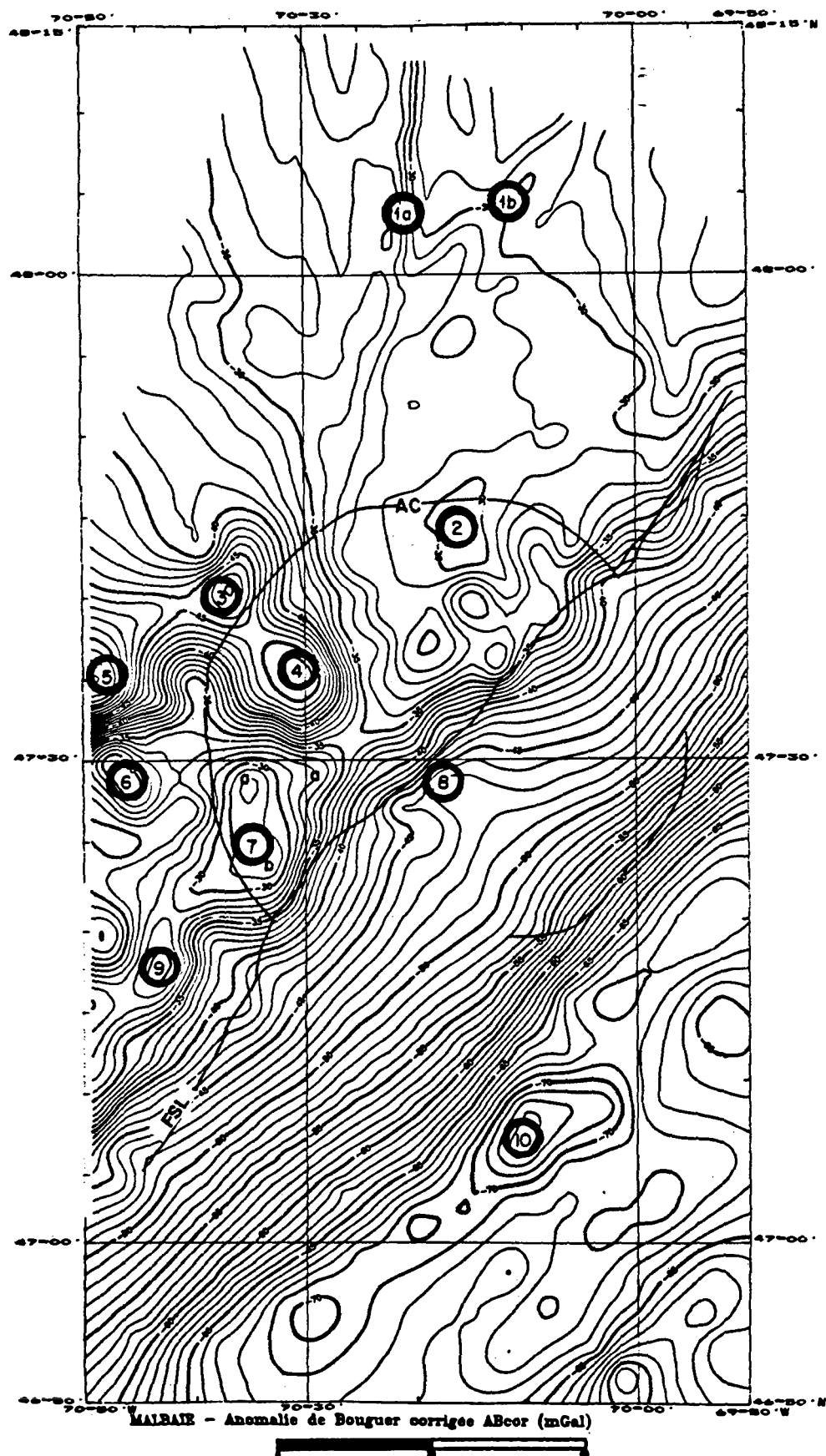


Fig. 3. Carte de contours de l'anomalie de Bouguer corrigée pour la topographie. La répartition inégale des stations de mesure a nécessité un filtrage suivant la méthode de la moyenne mobile avec une fenêtre de 2 km x 2 km. Les intervalles de contour sont à 1 mGal. Les chiffres encadrés indiquent le positionnement des anomalies.

Tableau 1. Caractéristiques des anomalies gravimétriques observées.

Anomalie No	Longitude (O)	Latitude (N)	Signe	Amplitude (mGal)	Élément géologique
Anomalie de Bouguer					
1a+b	70°20'	48°08'	+/-	4	Faïlles du Mont-Elie et du Portage
2	70°15'	47°45'	+	5	Charnockite, migmatite et granite
3	70°38'	70°40'	-	9	Anorthosite St-Urbain
4	70°32'	47°35'	-	8	Anorthosite St-Urbain
5	70°50'	47°35'	-	12	Anorthosite Lac Malbaie
6	70°48'	47°29'	+	7	Opdalite Ste-Anne Nord
7	70°36'	47°25'	+	7	Charnockite et migmatite à grenat
8	69°50' -> 70°50'	47°45' -> 47°08'	+/-	30	Effondrement du St-Laurent
9	70°43'	47°18'	+	5	Gabbro anorthositique du lac
Fortin	10	70°10'	47°07'	-	8 St-Damase
Anomalie résiduelle (régionale: mobile: 10 km x 10 km)					
1a+b	70°20'	48°07'	+/-	3	Faïlles du Mont-Elie et du Portage
2	70°15'	47°35'	+	4	Charnockite, migmatite et granite
3	70°37'	47°40'	-	4	Anorthosite St-Urbain
4	70°30'	47°35'	-	5	Anorthosite St-Urbain
5	70°49'	47°33'	-	5	Anorthosite Lac Malbaie
6	70°43'	47°30'	+	4	Opdalite Ste-Anne Nord
7A	70°33'	47°28'	+	3	Charnockite et migmatite à grenat
7B	70°35'	47°23'	+	3	Charnockite et migmatite à grenat
9	70°44'	47°17'	+	4	Gabbro anorthositique du lac Fortin
10	70°11'	47°07'	-	2	St-Damase
Anomalie régionale (fenêtre mobile: 20 km x 20 km)					
2	70°15'	47°45'	+	5	Charnockite, migmatite et granite
4	70°32'	47°34'	-	4	Anorthosite St-Urbain
7	70°40'	47°24'	+	5	Charnockite et migmatite à grenat
8	69°55' -> 70°45'	47°40' -> 47°05'	+/-	22	Effondrement du St-Laurent
10	70°07'	47°05'	-	2	Appalaches (St-Damase)
Anomalie résiduelle (fenêtre mobile: 10 km x 10 km/20 km x 20 km)					
2	70°20'	47°37'	+	3	Charnockite, migmatite et granite
4	70°33'	47°36'	-	4	Anorthosite St-Urbain
7	70°35'	47°26'	+	4	Charnockite et migmatite à grenat
9	70°45'	47°20'	+	2	Gabbro anorthositique du lac Fortin
10	70°07'	47°08'	-	2	St-Damase

de petites enclaves en surface (Rondot, 1989). Une liaison en profondeur avec la masse opdalitique de la Rivière Malbaie expliquerait aussi la séparation de l'anomalie négative de l'anorthosite de Saint-Urbain en deux parties et la présence de dykes charnockitiques en surface au milieu de ce massif (Rondot, 1989).

(b) Anomalie résiduelle (régionale de 10 km x 10 km)

La Figure 4 résulte de la soustraction point par point sur une maille de 1 km x 1 km des valeurs de l'anomalie de Bouguer de la carte de l'anomalie régionale établie avec une fenêtre mobile de 10 km x 10 km. Cette carte est donc une

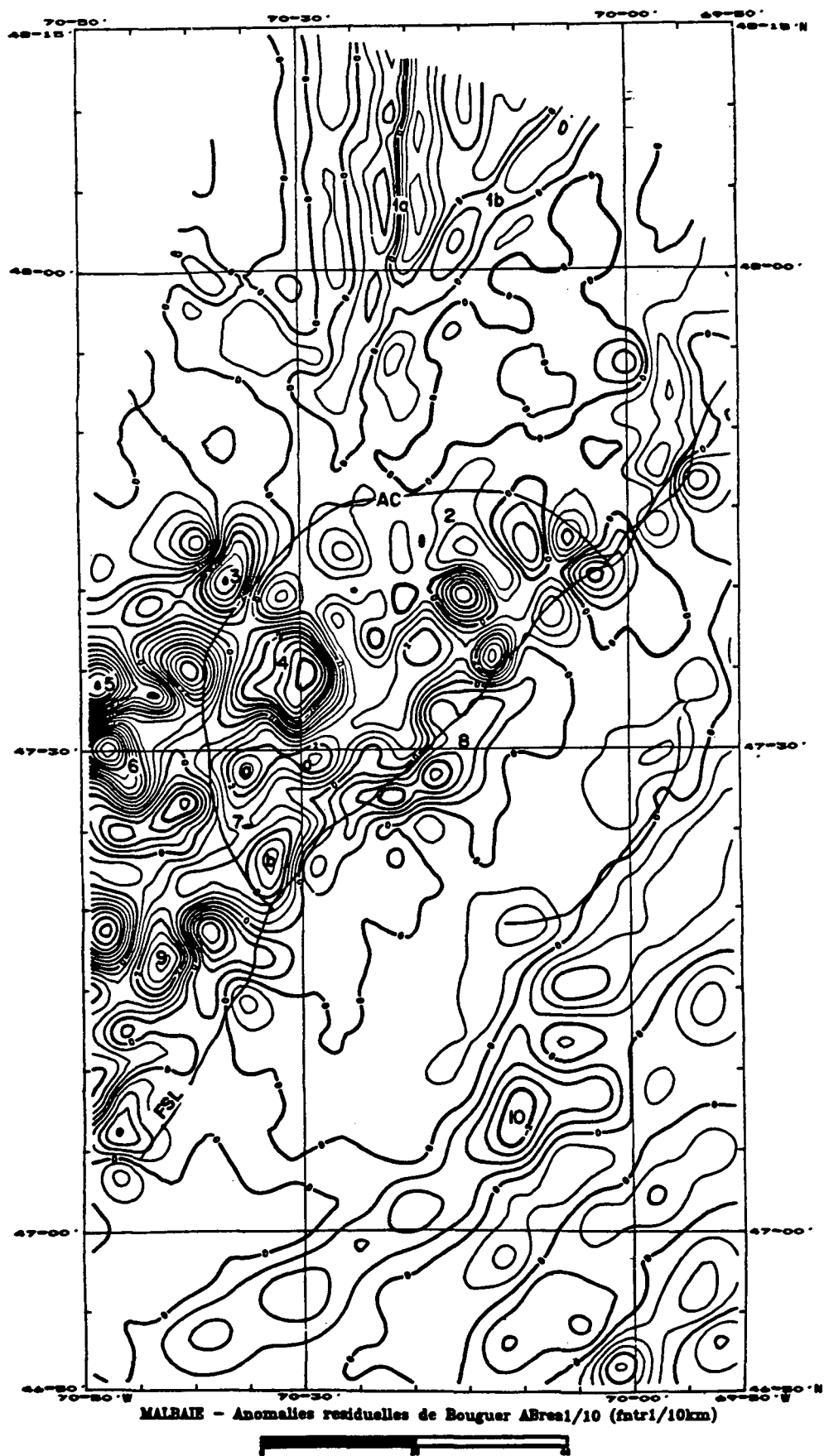


Fig. 4. Carte de contours de l'anomalie résiduelle obtenue par soustraction de l'anomalie régionale établie par la méthode de la moyenne mobile avec une fenêtre de 10 km x 10 km. Les lignes de contour sont indiquées au 0,5 mGal.

représentation des objets géologiques de dimension de l'ordre de 1 à 10 km. Toutes les anomalies discutées précédemment pour l'anomalie de Bouguer se retrouvent sur cette carte des anomalies résiduelles. L'anomalie 7 correspondant à des migmatites à grenat se scinde en deux anomalies distinctes (A et B). L'anomalie 7A se scinde elle-même en deux parties de part et d'autre de la faille du Gouffre Nord Ouest (FGNO); elle peut résulter du prolongement d'une intrusion granitique en profondeur. Sur cette carte, la FGNO est délimitée par la plus grande densité d'anomalies positives et négatives du côté nord de la FSL par contraste avec celles localisées du côté sud. Le centre de l'astrolème de Charlevoix correspond à un affaiblissement de la densité dû à la fracturation compensée en partie par une remontée locale de près de 5 km de roches plus denses (Rondot, 1970). Ce centre est caractérisé par une faible anomalie négative (8) au sud du Mont des Eboulements (ME, Fig. 2) et au SW de ce dernier où se trouve aussi une petite masse anorthositique.

(c) Anomalie régionale (fenêtre mobile de 20 km x 20 km)

Cinq anomalies régionales (Fig. 5) sont indiquées sur cette carte. Les anomalies 2 et 7 coïncident avec les migmatites et charnockites recoupées par la masse d'anorthosite (anomalies 4 et 5). L'anomalie 8 correspond à l'effondrement du bloc au SE de la faille du St-Laurent ainsi qu'à une possible diminution de densité due à la fracturation liée à l'astrolème. L'anomalie 10 correspond à un bloc de roches de relativement faible densité à plus grande profondeur dans la chaîne appalachienne. A cette échelle (< 20 km), les signatures gravimétriques relatives à l'astrolème sont très atténuées.

(d) Anomalie résiduelle (fenêtre mobile entre 10 km x 10 km et 20 km x 20 km)

Cette carte gravimétrique résiduelle (Fig. 6) résulte de la soustraction des valeurs entre deux niveaux, soit entre le traitement avec fenêtre mobile de 10 km x 10 km et celui de la fenêtre de 20 km x 20 km. Les anomalies qui ressortent sur cette carte sont dues à la présence des charnockites et migmatites (2, 7), de l'anorthosite (4), du gabbro anorthositique du lac Fortin (9) et des sédiments légers appalachiens (10). Une dernière anomalie négative (8) dont la superficie est de quelque 200 km² peut être expliquée par la partie fracturée de l'astrolème de Charlevoix. La partie fracturée la plus profonde de l'astrolème est d'environ 10 km selon le modèle de Rondot (1985). Les anomalies présentes dans le fleuve sont créées artificiellement par le traitement des données. Il s'agit ici d'effets secondaires créés par un opérateur numérique faisant appel à des données intrapolées et extrapolées.

ETENDUE ET PROFONDEUR DES CORPS GEOLOGIQUES IDENTIFIES PAR GRAVIMETRIE

Le filtrage gravimétrique effectué à l'aide de la méthode

de la fenêtre mobile permet d'estimer la dimension approximative des corps (en 3D), en particulier les extensions latérales. La profondeur des corps est comparable à la dimension de la fenêtre sélectionnée à condition que les contrastes de densité soient comparables. Par contre, si une anomalie gravimétrique est décelée à l'aplomb d'un corps de dimensions latérales plus petites que celle de la fenêtre mobile, alors l'extension verticale de ce corps est de l'ordre de la dimension linéaire de la fenêtre mobile. L'ordre de grandeur de l'erreur relative lors de l'estimation des profondeurs est de 35 à 40%. Au nord de la FSL, la plus grande masse est celle du bloc charnockitique et migmatitique. Ce dernier conserve une signature gravimétrique importante à une profondeur plus petite ou égale à 20 km. Le signal gravimétrique de la masse d'anorthosite s'atténue rapidement entre 4 et 10 km; l'extension vers le bas de l'anorthosite de Saint-Urbain est de l'ordre de 7 à 8 km. L'extension vers le bas de corps anorthositiques semblables a été calculée. Dans une étude gravimétrique de l'anorthosite de Morin, Kearey (1978) a calculé une extension verticale moyenne de 8 km avec un maximum de 12 km. La dimension latérale du corps est d'environ 50 km x 80 km, la densité est de 2,69 g cm⁻³, le contraste de densité -0,09 g cm⁻³ et l'intensité de l'anomalie résiduelle de -13 mGal. Haworth (1978) a effectué une interprétation quantitative des données gravimétriques de l'anorthosite de Banc Beaugé dans le Saint-Laurent. Le sommet du corps anorthositique se situe à environ 1 km sous la surface et son extension vers le bas à 9 km, sa densité de 2,68 g cm⁻³ avec un contraste de -0,1 g cm⁻³ et le diamètre du corps est d'environ 100 km ce qui donne une anomalie résiduelle de -25 mGal. Des modèles gravimétriques tridimensionnels d'un massif anorthositique dans les Adirondacks suggèrent une profondeur d'environ 10 km pour les racines de ce massif (Revetta et Kidd, 1989). Rappelons pour fin de comparaison que la densité et le contraste de densité de l'anorthosite de Saint-Urbain sont de 2,68 tel que déterminé par Seguin et Beauchemin en 1984 et de -0,21 g cm⁻³ respectivement avec une anomalie résiduelle de -5 mGal et pour une extension latérale de 12 km x 20 km, une extension verticale de 8 km est très acceptable.

DENSITES DES MASSES ANOMALIQUES

Des mesures de densité à partir d'échantillons prélevés sur le terrain ont été obtenues pour chacune des unités lithologiques de la région étudiée. La densité des pyribolites et charnockites oscille entre 2,83 et 2,95 g cm⁻³. La densité a aussi été calculée grâce à la corrélation de l'anomalie de l'air libre (AF) avec l'altitude H (Fig. 7). La Figure 7 montre deux ensembles de valeur A.F. par rapport à l'altitude se rejoignant aux basses altitudes (< 50 m). On constate que l'ensemble de valeurs plus élevées se situe au nord du St-Laurent et les plus basses sur la rive sud. La densité calculée d'après $\frac{d \text{ A.F.}}{d H}$

donne pour la limite supérieure de l'ensemble 3,13 et pour la limite inférieure 3,01 g cm⁻³. La densité obtenue d'après le gradient moyen de $\frac{d \text{ A.F.}}{d H}$ est de 3,1 g cm⁻³; cette valeur a été

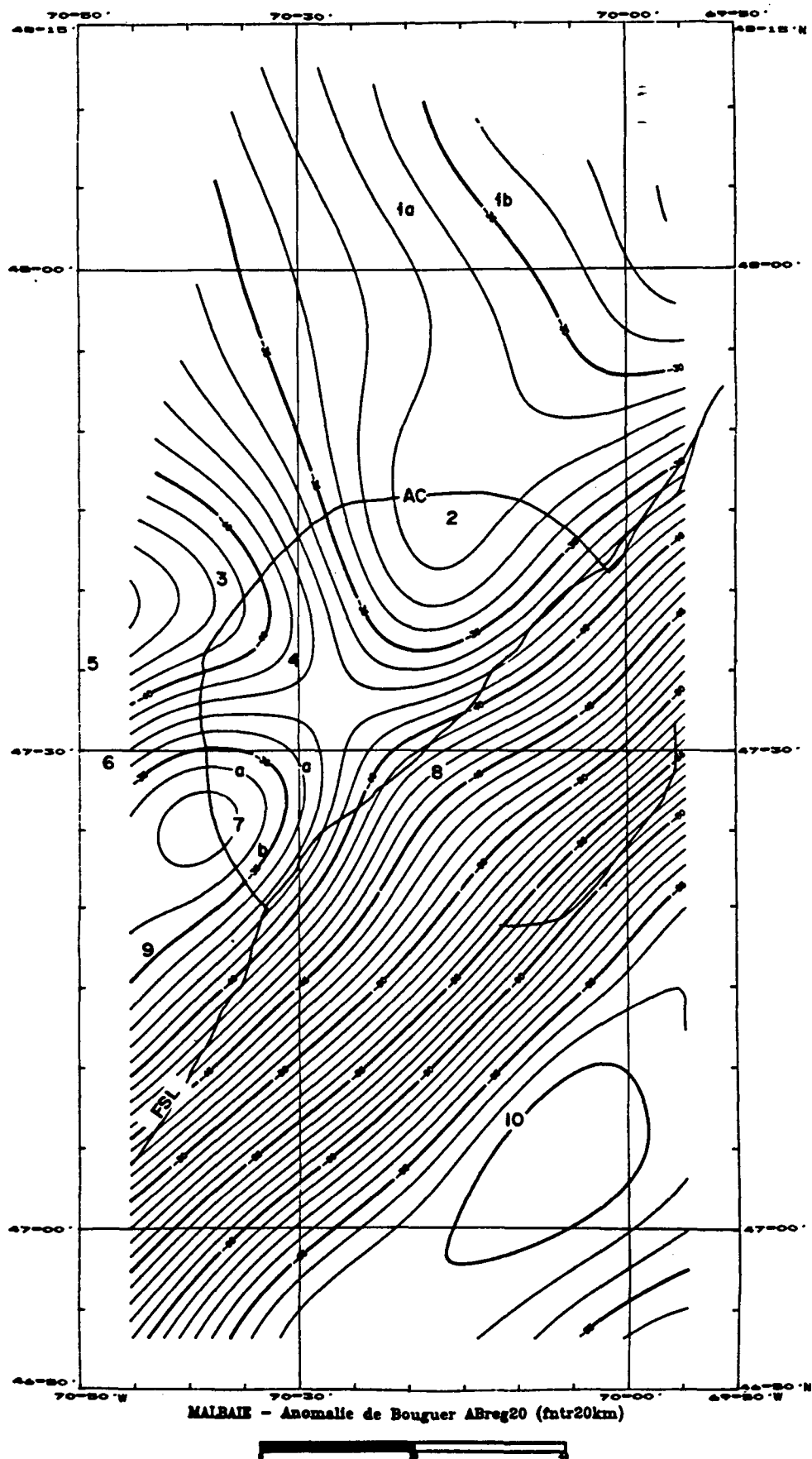


Fig. 5. Carte de contour de l'anomalie régionale définie par filtrage à l'aide de la moyenne mobile avec fenêtre de 20 km x 20 km. Intervalle des lignes de contour: 1 mGal.

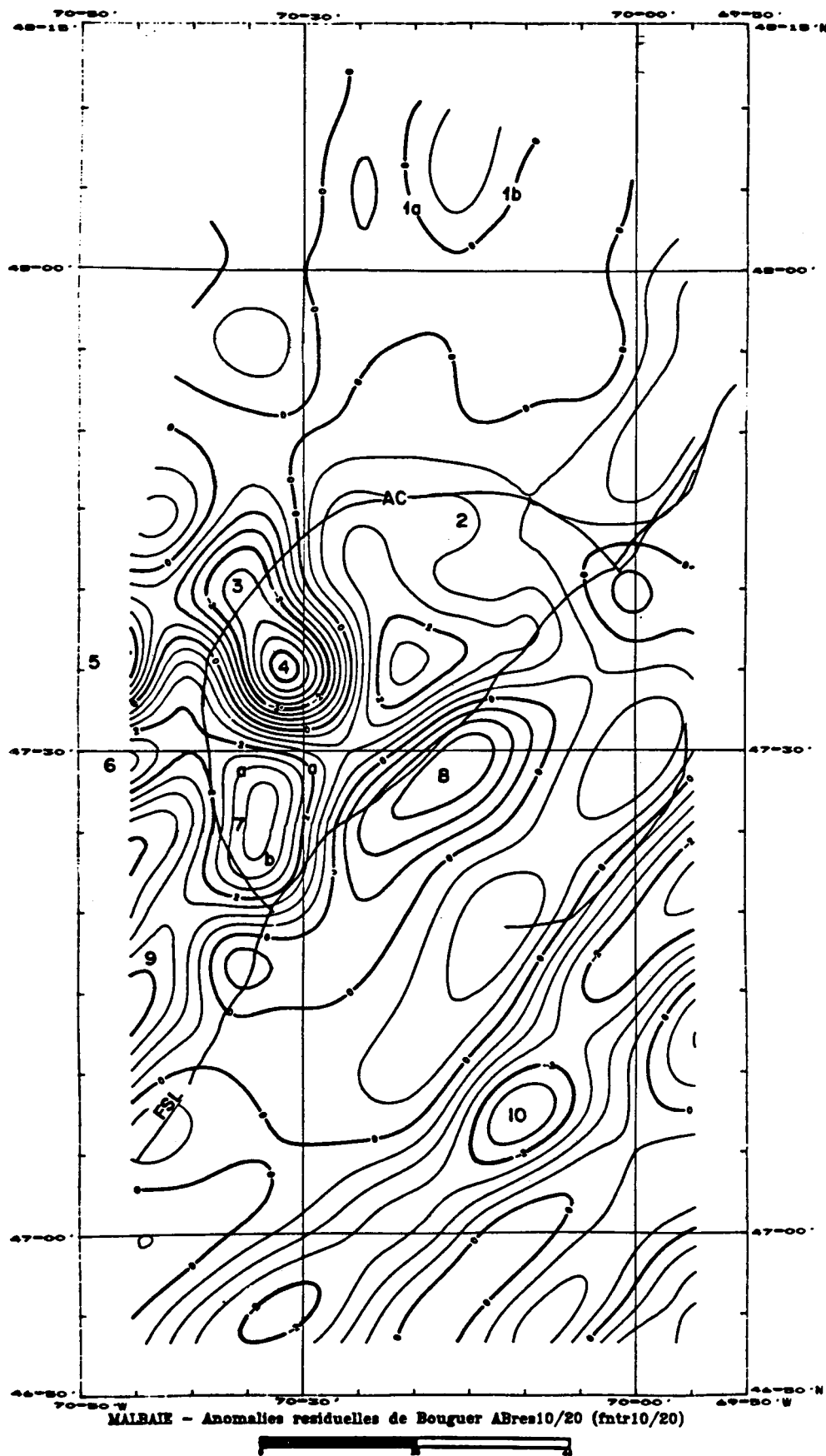


Fig. 6. Carte de contour de l'anomalie résiduelle définie par soustraction de la carte régionale avec fenêtre de 20 km x 20 km de celle de 10 km x 10 km. L'intervalle des lignes de contour est à 0,5 mGal. Sont représentés sur cette carte résiduelle les objets géologiques ayant une dimension de l'ordre de 10 à 20 km.

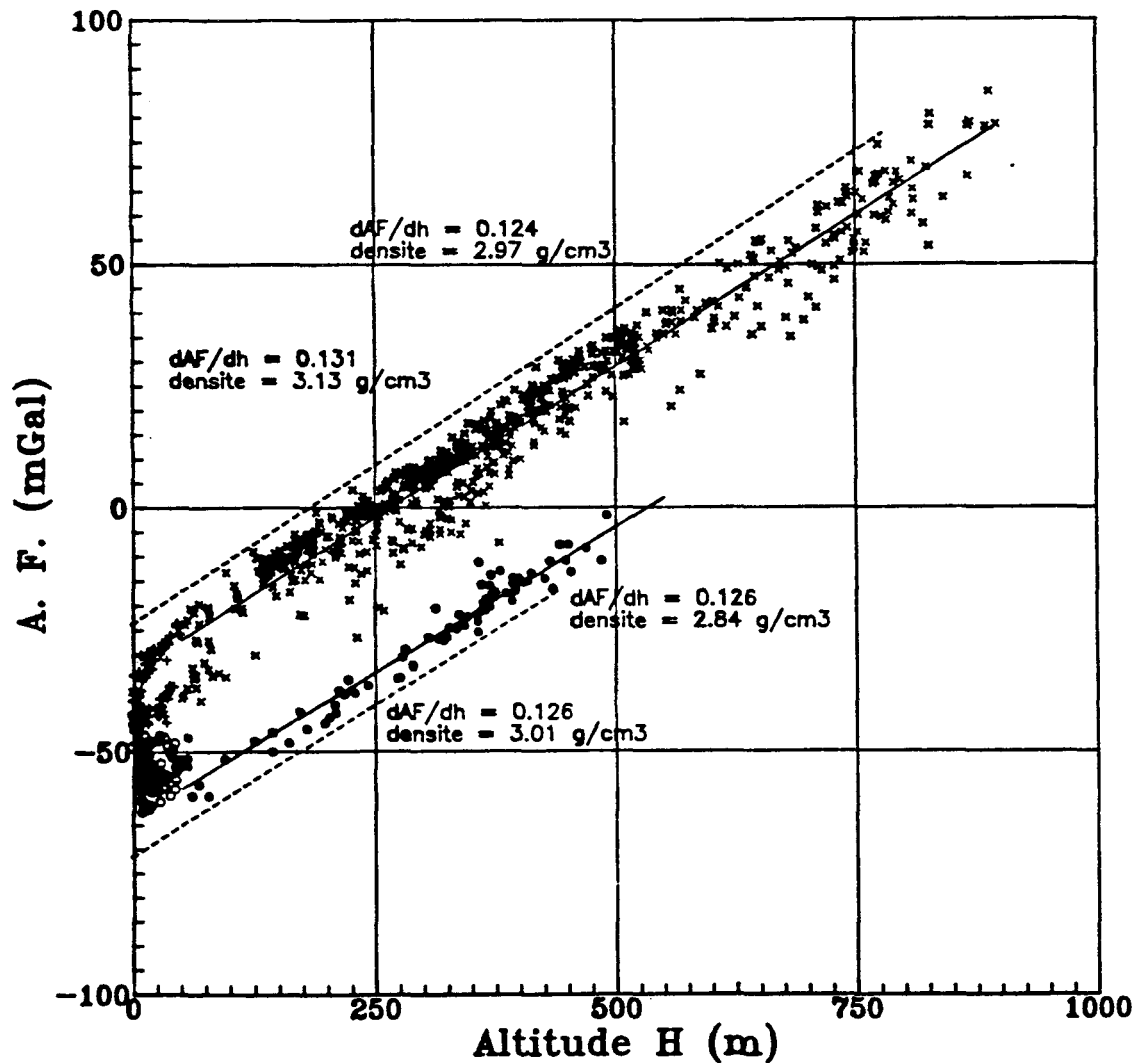


Fig. 7. Corrélation des valeurs de l'anomalie de l'air libre (Faye, A.F.) avec l'altitude. A noter les valeurs de plus faible densité aux altitudes moins grandes. + - ensemble au nord du St-Laurent, $H < 50$ m; x - ensemble au nord du St-Laurent, $H > 50$ m; o - ensemble au sud du St-Laurent, $H < 50$ m; • - ensemble au sud du St-Laurent, $H > 50$ m.

utilisée pour l'établissement de la carte de Bouguer. L'utilisation de cette densité élevée est justifiée par son augmentation avec la profondeur. Pour obtenir des moyennes de densité dans les ensembles N et S, on a éliminé les valeurs se trouvant à proximité du St-Laurent (prisme formé par la faille Logan, élévation de moins de 50 m). La densité moyenne obtenue pour la rive nord du Saint-Laurent donne $2,97 \text{ g cm}^{-3}$ tandis que celle des Appalaches donne $2,84 \text{ g cm}^{-3}$. Il est intéressant de noter que dans la région légèrement plus au nord dans le parc des Laurentides, Dunbar et Garland (1975) ont calculé une densité moyenne de $2,9 \text{ g cm}^{-3}$ en accord avec les résultats de cette étude.

DISCUSSIONS DES RESULTATS OBTENUS

La densité anormalement élevée du bloc situé au nord de la FSL correspond davantage à celle de la tranche inférieure de la croûte (20 km +). L'emplacement du bloc plus dense peut provenir du chevauchement d'écaïlles ou copeaux de la croûte inférieure; chevauchement du bloc "Quebecia" au SE

d'une géosuture NE-SW passant par Chicoutimi (Rondot, 1986). Un contraste de densité des blocs NW et SE (Duncan et Garland, 1977) de part et d'autre de cette géosuture, accompagnée par des failles de charriage à pendage SE, a pu intervenir dans la production du séisme du 25 novembre 1988 au sud de Chicoutimi [mb (Lg)-6.5] selon la logique de Goodacre et Hasegawa (1980). D'après les données gravimétriques, l'astrolème de Charlevoix n'a pas d'influence sur la sismicité de la région même si l'impact a pu faire rejouer momentanément certaines failles d'effondrement. La zone de forte sismicité se trouve d'ailleurs sous le fleuve et à l'Est de l'astrolème. Ceci corrobore les observations de Solomon et Duxbury (1981) à l'effet que les failles causées par l'impact météoritique ne contrôlent pas des zones spécialement favorables à de futurs séismes. Les tremblements de terre intra-plaques sont concentrés dans d'anciennes zones de faiblesse structurale (Sykes, 1978) réactivées par des événements tectoniques (Hasegawa, 1986), tels que le rift de l'océan Iapétus (Anglin, 1984), l'orogénie tectonique (Fig. 8), l'ouverture de l'Atlantique actuel (Sbar et Sykes, 1973), le

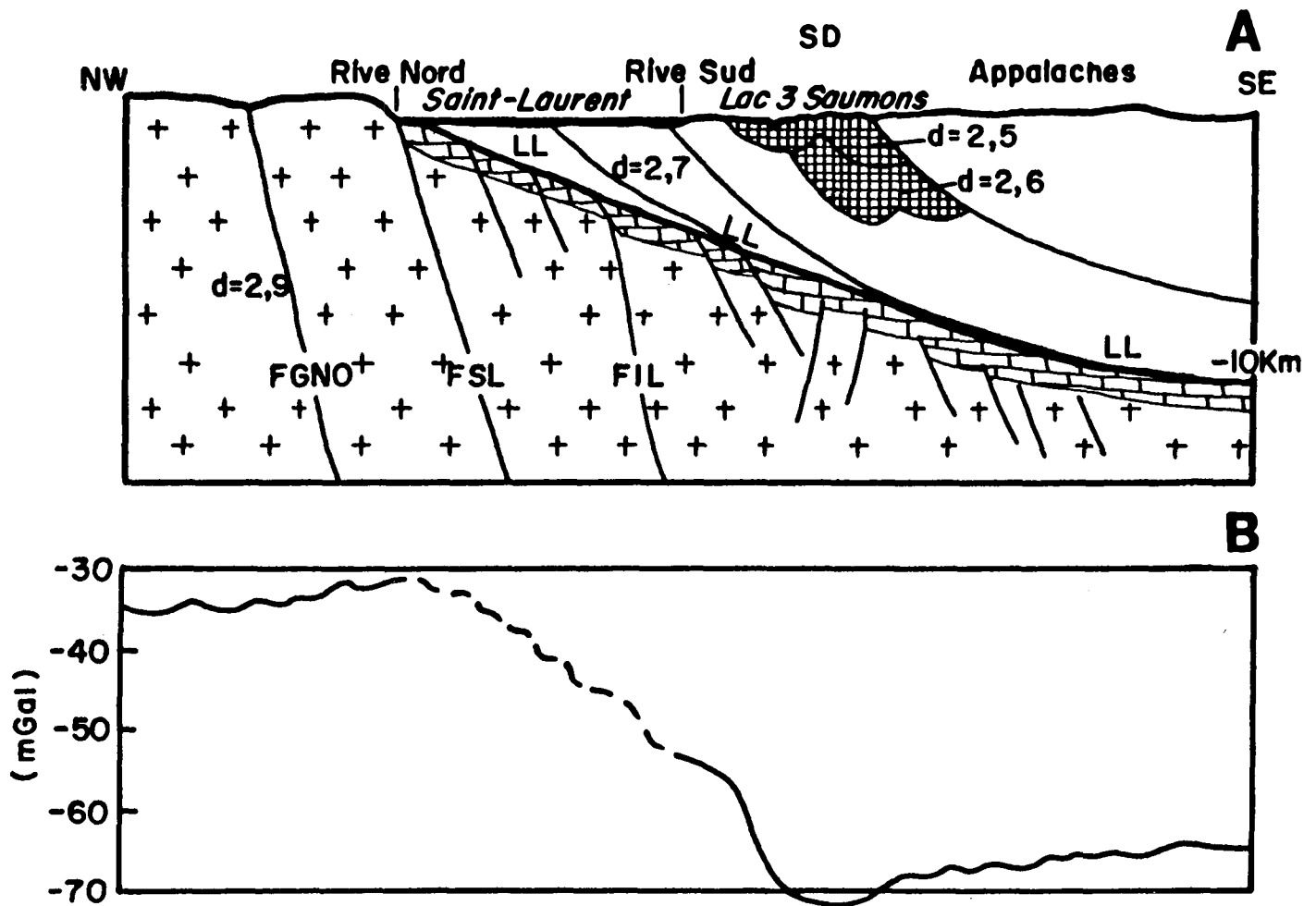


Fig. 8. Coupe schématique NW-SE à partir de l'extrémité SE de la Figure 3 et anomalie de Bouguer corrigée (mGal) correspondante.

déplacement et l'augmentation de la poussée de la lithosphère océanique en direction du continent Nord-Américain (Yang et Agarwal, 1981) ou d'autres événements néo-tectoniques.

Les causes de la présence de charge non-compensée peuvent être diverses. Un relèvement isostatique différentiel du bloc du parc des Laurentides peut provenir d'une déglaciation plus précoce dans cette région (Rondot, 1974). Le soulèvement anormal de cette région peut aussi être expliqué par diverses causes néo-tectoniques (panaches, rifts, ou autres).

Les causes de la sismicité actuelle sont aussi variées bien que limitées. Dunbar et Garland (1975) supposent que le mouvement vertical vers le bas reconnu par Frost et Lilly (1966) est dû à la subsidence d'une charge non-compensée provenant d'une bosse frontale proglaciaire, cette dernière étant découplée de ses environs par des failles majeures (graben du Saguenay, faille du St-Laurent, graben Ottawa-Bonnechère, géosuture grenvillienne passant par Chicoutimi).

La subsidence relative observée (-15 cm au centre) se trouve dans une zone où le relèvement postglaciaire devrait être de +3 mm par an (Peltier, 1986). Cette contradiction pourrait s'expliquer par les 3 conditions suivantes: (1) charge non-compensée au NW de la FSL; (2) présence d'une zone de faiblesse active depuis le Précambrien le long de la côte nord

du St-Laurent (entre les failles FIL et GNO); (3) situation de cette zone au milieu de la plaque nord-américaine dont le déplacement vers le W-NW est bloqué en Alaska, le résultat étant une compression provoquant un chevauchement de la région au SE de la FSL et une subsidence de la région au NW. Cette étude gravimétrique n'influence pas le degré de compréhension actuel de la sismicité de la région de façon substantielle. Ceci est dû au fait qu'elle n'a pas mis en évidence de nouvelles caractéristiques structurales reliées aux failles sous le fleuve Saint-Laurent où se trouve concentrée la majeure partie de l'activité sismique. Malheureusement, il n'existe pas à date de données gravimétriques sous l'eau. Toutefois l'étude gravimétrique donne indirectement des renseignements sur les causes de la sismicité de cette région. Ainsi, les zones de failles détachées dans le secteur nord de la région sont susceptibles d'expliquer l'activité sismique récente de la zone au sud de Chicoutimi. De même, l'absence presque complète d'anomalie gravimétrique négative au-dessus de l'astrolème de Charlevoix indique que la sismicité de la zone de Charlevoix n'est pas causée par cette structure caractérisée par une absence quasi-totale de contraste de densité.

CONCLUSION

Cette étude a conduit à la confection de cartes détaillées des anomalies de Bouguer, régionales et résiduelles de la région sismiquement active de Charlevoix. Elle a permis la détermination de la majeure partie des causes anomaliées en établissant une corrélation de la géologie de surface extrapolée en profondeur avec les anomalies gravimétriques. Une relation très claire a été établie entre les plus fortes densités ($2,97 \text{ g cm}^{-3}$) et les grandes élévations (900-1000 m a.n.m.m.). Cette charge non-compensée contribue au mouvement relatif vers le bas des blocs plus lourds (charnockite et migmatite) confinés entre les zones de failles préexistantes. Cette étude a aussi permis l'identification des structures profondes pouvant contribuer à la grande sismicité de la zone de Charlevoix. Une densité anormalement élevée de la croûte terrestre a été calculée pour le bloc charnockitique et migmatique au nord de la faille du St-Laurent. Des densités aussi élevées impliquent une délamination d'une couche de croûte inférieure qui est transportée plus près de la surface par chevauchement.

Une explication possible des tremblements de terre de la région de Charlevoix, pourrait être la conjonction d'une zone de faiblesse de la croûte terrestre au milieu de la plaque nord-américaine en mouvement et d'un contraste de densité non-compensé de part et d'autre de cette zone, les déplacements se produisant le long des failles du rift hadrynien rajeunies lors de l'orogénie taconique (faille du Saint-Laurent). Les failles dues à l'astrolème sont peu profondes et inactives par la suite.

REMERCIEMENTS

Les remarques et commentaires de Messieurs Pierre Keating et Maurice Lamontagne ont largement contribué à l'amélioration du manuscrit. Ces recherches ont été subventionnées par le CRSNG (No: A-7070 octroyé à M.K.-S.).

ANGLIN, F.M. 1984. Seismicity and faulting in the Charlevoix Zone of the St. Lawrence Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, pp. 595-603.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA. 1980. Ministère de l'Energie des Mines et des Ressources du Canada. Direction de la Physique du Globe. Commission géologique du Canada, No. 80-1F.

DUNBAR, W.S. et GARLAND, G.D. 1975. Crustal loads and vertical movements near Lake St. John, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, pp. 711-720.

DUNCAN, P.M. et GARLAND, G.D. 1977. A gravity study of the Saguenay area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, pp. 145-152.

FROST, N.H. et LILLY, J.E. 1966. Crustal movement in the Lac St. Jean area, Quebec. *Canadian Surveyor*, 2, pp. 292-299.

GOODACRE, A.K. et HASEGAWA, H.S. 1980. Gravitationally induced stresses at structural boundaries. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 1286-1291.

HASEGAWA, H.S. 1986. Seismotectonics in eastern Canada: an overview with emphasis on the Charlevoix and Miramichi

regions. *Earthquake Notes*, 57, pp. 83-94.

HAWORTH, R.T. 1978. Interpretation of geophysical data in the northern Gulf of St. Lawrence and its relevance to lower Paleozoic geology. *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp. 1091-1110.

HUBERT, C. 1973. Région de Kamouraska, La Pocatière, Saint-Jean-Port-Joli, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. RG 151, 205 p.

KEAREY, P. 1978. An interpretation of the gravity field of the Morin Anorthosite Complex, southwest Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp. 467-475.

LYONS, J.A., FORSYTH, D.A., et MAIR, J.A. 1980. Crustal studies in the La Malbaie region, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 478-490.

MATHERON, G. 1969. Le krigeage universel. *Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Fontainebleu*.

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC (MRNQ). 1978. Interprétation de données aéromagnétiques dans la région de Beauce-Charlevoix. DPV-557, 69 p.

NYLAND, E. 1973. An interpretation of vertical crustal movement observations in the area of Lac St. Jean, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, pp. 1471-1478.

PELTIER, W.R. 1986. Deglaciation-induced vertical motions of the North American continent and transient lower mantle rheology. *Journal of Geophysical Research*, 91, p. 9099.

RANKIN, D.W. 1975. Opening of the Iapetus ocean: Appalachian salients and recesses as Precambrian triple junctions. *Geological Society, Abstracts with Programs*, 7, p. 1238.

RENARD, D. 1984. Smoothing discontinuities when extrapolating using moving neighbourhoods. *In Proceedings, NATO, ASI, Geostatistics for natural resources characterization. Edited by G. Verly. Reidel, Dordrecht, The Netherlands*, pp. 679-690.

REVETTA, F.A. et KIDD, K. 1989. Three-dimensional model of the Adirondack anorthosite massif. *Geological Society of America, Northeastern Section, 23rd annual meeting. Abstract*, 20, p. 65.

RONDOT, J. 1968. Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, pp. 1305-1317.

——— 1970. La structure de Charlevoix comparée à d'autres impacts météoritiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, pp. 1194-1202.

——— 1972. La Transgression ordovicienne dans le Comté de Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, pp. 1187-1203.

——— 1974. L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, XXVIII, 4, pp. 375-388.

——— 1979. Région de Charlevoix-Saguenay. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. DPV-682, 44 p.

——— 1985. Post-Impact modification is a deep (0,2D) gravity compensation. *Meteorites*, 20, pp. 447-448.

——— 1986. Geosutures dans le Grenville. *In The Grenville Province. Edité par J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological Association of Canada, S.P. 31*, pp. 313-325.

——— 1989. Géologie de Charlevoix. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. MB 89, 21 p.

SBAR, M.L. et SYKES, L.R. 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intra-plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*

- tin, 84, pp. 1861-1882.
- SEGUIN, M.K. et BEAUCHEMIN, Y. 1984. Etude gravimétrique détaillée de la région de la Malbaie: relation avec la sismotectonique. Colloque de géophysique appliquée. Compte-rendu du 51^e congrès de l'ACFAS, pp. 230-267.
- SEGUIN, M.K. et DESBIENS, J. 1987. Modélisation gravimétrique et sismique de Charlevoix. Colloque de géophysique appliquée. Comptes-rendus des 51^e et 53^e congrès de l'ACFAS, pp. 264-294.
- SEGUIN, M.K., FRYDECKI, J., et ROY, S. 1989. Modèle gravimétrique régional de l'intrusif du Mont Mégantic. Atlantic Geology, 25, pp. 113-124.
- SOLOMON, S.C. et DUXBURY, E.D. 1987. A test of longevity of impact-induced faults as preferred sites for later tectonic activity. Proceedings of the seventeenth lunar and planetary Science Conference, part 2d. Journal of Geophysical Research, 92, pp. E759-E768.
- SYKES, L.R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. Review of Geophysics and Space Physics, 16, pp. 621-688.
- VANICEK, P. et HAMILTON, A.C. 1972. Further analysis of vertical crustal movement observations in the Lac St. Jean area, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 9, pp. 1139-1147.
- YANG, J.P. et AGGARWAL, Y.P. 1981. Seismotectonics of northwestern United States and adjacent Canada. Journal of Geophysical Research, 86, pp. 4981-4998.