



This document was produced  
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une  
numérisation par balayage  
de la publication originale.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA  
ÉTUDE 89-16

**CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES  
ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES  
GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES  
DE L'ARCTIQUE**

L.W. Sobczak  
J.F. Halpenny

1990



Énergie, Mines et  
Ressources Canada

Energy, Mines and  
Resources Canada

Canada

**L'ÉNERGIE DE NOS RESSOURCES**

**NOTRE FORCE CRÉATRICE**

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA  
ÉTUDE 89-16

**CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES  
ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES  
GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES  
REHAUSSÉES DE L'ARCTIQUE**

L.W. Sobczak  
J.F. Halpenny

1989

© Ministre des Approvisionnementnements et Services Canada 1989

En vente au Canada par l'entremise de nos

agents libraires agréés et autres librairies

ou par la poste au

Centre d'édition du gouvernement du Canada  
Approvisionnementnements et Services Canada  
Ottawa, Canada K1A 0S9

et aussi aux:

Bureaux de la Commission géologique du Canada,

601, rue Booth  
Ottawa, K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.,  
Calgary, Alberta T2L 2A7

Un exemplaire en consignment de la présente publication  
est également disponible dans les bibliothèques publiques  
à travers le Canada

N° de catalogue M44-89/16  
ISBN 0-660-55068-7

Prix sujet à changement sans avis préalable

**Lecteurs critiques**

*M. Drury*

*M. Thomas*

*Manuscrit original soumis le 8-6-1988*

*Version finale approuvée aux fins de publication le 27-2-1989*

## TABLE DES MATIÈRES

1	Résumé
1	Introduction
2	Base de données gravimétriques
3	Anomalies gravimétriques
4	Corrections de l'anomalie isostatique totale
5	Anomalies isostatiques
8	Anomalies isostatiques rehaussées
9	Sommaire
9	Bibliographie

### Illustrations

en pochette	Carte 1738A	Carte des anomalies gravimétriques isostatiques de l'Arctique
en pochette	Carte 1739A	Carte des anomalies gravimétriques isostatiques rehaussées de l'Arctique
2	1.	Corrélations entre les anomalies moyennes à l'air libre et les anomalies moyennes de Bouguer.
4	2.	Anomalies isostatiques moyennes en fonction d'augmentations des intervalles de masse rocheuse équivalente.
5	3.	Importante anomalie isostatique non égale à zéro.
6	4.	Anomalies isostatiques rehaussées de la région polaire.
7	5.	Profil A-A' traversant la marge polaire canadienne.



---

# CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES ET CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES DE L'ARCTIQUE

---

## Résumé

*Des cartes des anomalies gravimétriques et des anomalies gravimétriques isostatiques rehaussées ont été mises au point pour aider à l'interprétation des anomalies gravimétriques en fonction de la géologie. Les anomalies gravimétriques isostatiques observées dans l'Arctique font preuve de corrélations topographiques que l'on a éliminées afin de produire un nouveau genre de carte des anomalies gravimétriques, à savoir une carte des anomalies isostatiques rehaussées. Cette dernière met en valeur les variations à ondes courtes locales de la gravité en fonction des structures géologiques et élimine les variations à ondes longues liées aux effets dus à la topographie, au régime thermique et à la glaciation. La carte des anomalies isostatiques rehaussées permet de délimiter aisément des zones actives (tectoniques) et inactives (stables) susceptibles d'indiquer la présence possible de ressources en hydrocarbures d'un bassin sédimentaire quelconque, et d'identifier les régions de croûte océanique récente (habituellement < 100 Ma) ou de croûte continentale plus ancienne (> 100 Ma).*

## INTRODUCTION

Une base de données gravimétriques comprenant 355 120 observations distribuées au hasard a été utilisée pour produire une carte à l'échelle de 1/6 000 000 montrant les anomalies de Bouguer sur terre et les anomalies à l'air libre au large dans la région située au nord de 64°N de latitude (Sobczak et coll., sous presse). Les observations ont généralement une précision de 5 mGal dans les zones marines libres de glace et de 2 mGal dans la plupart des zones terrestres et zones marines couvertes de glace. Cette base de données a été réduite à 90 095 observations, portées sur une grille (où les carrés mesurent 10 km de côté), qui ont été utilisées pour produire des cartes séparées des anomalies de Bouguer et des anomalies à l'air libre, couvrant à la fois les zones terrestres et marines. On constate qu'il existe d'importantes corrélations entre d'une part les anomalies de Bouguer et les anomalies à l'air libre et d'autre part la topographie ou les reliefs rocheux équivalents s'il s'agit de régions couvertes d'eau ou de glace (fig. 1). Cette influence de la topographie tend à déformer et à obscurcir des signatures gravimétriques liées à la géologie. Dans les zones contiguës des États-Unis, ce type d'effet est éliminé en grande partie par des corrections isostatiques (Simpson et coll., 1986); la carte des anomalies isostatiques qui en résulte ne présente que des corrélations limitées avec la topographie. Toutefois, dans le cas de l'Arctique les corrélations sont évidentes, même entre les anomalies isostatiques et l'altitude (fig. 2). Une fois cette dernière composante topographique du champ de la pesanteur éliminée de la carte des anomalies isostatiques (AI), on a pu produire un nouveau type de carte des anomalies gravimétriques, soit une carte des

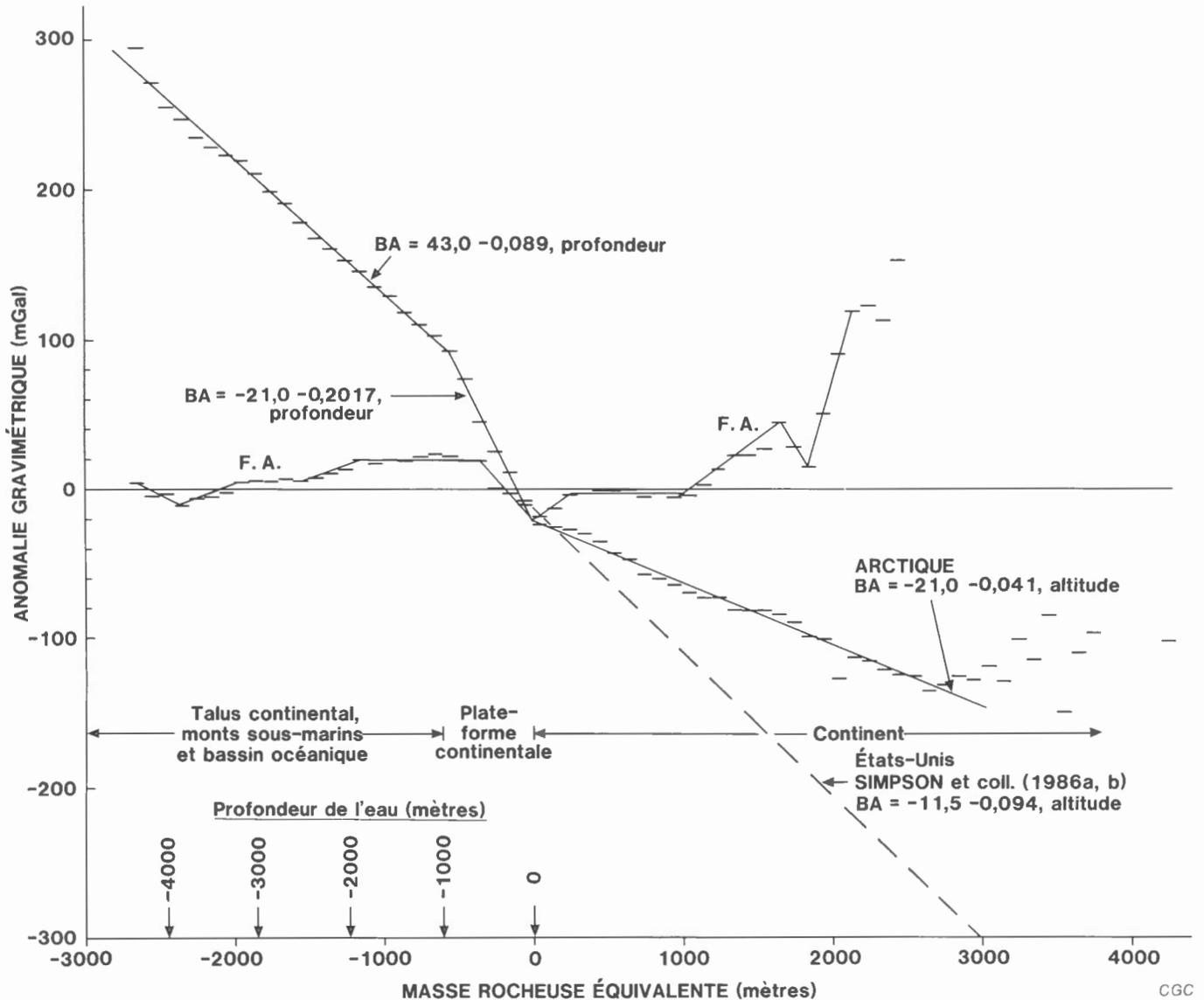
anomalies isostatiques rehaussées (AIR). On présente et décrit dans le présent rapport la carte des anomalies isostatiques et la carte des anomalies isostatiques rehaussées pour la région de l'Arctique (cartes 1738A et 1739A respectivement).

Sobczak et Halpenny décrivent brièvement ailleurs les avantages de la carte des anomalies isostatiques rehaussées (sous presse). Ces auteurs rehaussent dans celle-ci les variations gravimétriques liées à la structure géologique et éliminent les variations liées aux limites entre la croûte continentale et la croûte océanique, aux interfaces entre l'eau et la roche, ainsi qu'à la topographie et à la bathymétrie et aux racines et antiracines isostatiques connexes. En général, l'isoligne des anomalies isostatiques rehaussées zéro délimite les zones de volcanisme mafique et d'intrusions mafiques, la croûte océanique ou continentale et les régions qui ont été tectoniquement actives pendant les 100 derniers Ma. Dans les régions océaniques, les anomalies négatives peuvent indiquer l'existence d'une croûte océanique ou de fragments de croûte continentale plus anciens (> 100 Ma), alors que les anomalies positives témoignent de l'existence d'une croûte océanique relativement jeune (< 100 Ma). Dans les régions continentales, les anomalies positives correspondent à des zones récemment actives (< 100 Ma), par exemple montagneuses, volcaniques, des zones d'intrusions et de surcharge sédimentaire non compensée, alors que les anomalies négatives indiquent qu'il s'agit de zones stables, plus anciennes (> 100 Ma) et de bassins sédimentaires non métamorphisés qui, dans l'Arctique pourrait contenir des hydrocarbures.

## BASE DE DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

Au début, pour la carte des anomalies de Bouguer, on utilisait une distance interpolée de 200 km entre les valeurs gravimétriques connues, mais cette méthode faisait ressortir plusieurs zones d'anomalie, là où aucune observation gravimétrique n'avait été faite, comme la partie

nord de la région limitrophe de Chukchi, les terrains montagneux des îles d'Ellesmere et de Devon, la partie nord du Groenland et les côtes est et ouest de l'Islande. On a alors utilisé une distance d'interpolation plus petite (60 km) dans les présentes cartes, ce qui a permis d'éliminer la plupart de ces contradictions. La carte ainsi obtenue comporte un plus grand nombre de lacunes, mais



**Figure 1.** Corrélations entre les anomalies (mGal) moyennes à l'air libre (FA) et les anomalies (mGal) moyennes de Bouguer (BA), et des accroissements de 100 m d'altitude ou de profondeur de la masse rocheuse équivalente (mètres). Sur terre, la masse rocheuse équivalente équivaut à l'altitude du terrain au-dessus du niveau marin, à l'exception des régions englacées du Groenland où la glace (masse volumique  $0,9 \text{ Mg/m}^3$ ) est convertie en une masse rocheuse équivalente de masse volumique  $2,67 \text{ Mg/m}^3$  et ajoutée à l'altitude du terrain. Au large, l'eau de masse volumique  $1,03 \text{ Mg/m}^3$  est remplacée par une masse rocheuse équivalente de masse volumique  $2,67 \text{ Mg/m}^3$  et la profondeur de cette surface rocheuse équivalente est indiquée. On présente des droites de régression  $y = a + bx$  relatives aux anomalies de Bouguer dans trois régions de pentes différentes, à savoir: sur terre,  $a = -21$  et  $b = -0,0413$ ; sur la plate-forme continentale,  $a = -21$  et  $b = -0,2017$ ; et sur le talus continental et dans le bassin océanique,  $a = -43$  et  $b = -0,0890$ . À titre de comparaison, on montre la droite de régression relative aux terres contiguës des États-Unis, tirée de Simpson et coll. (1986a), où  $a = -11,5$  et  $b = -0,0942$ .

s'avère un peu plus représentative des données gravimétriques, là où des observations gravimétriques et soit bathymétriques, soit altimétriques ont été faites. Toutefois, au-dessus de l'océan, certaines régions peuvent être couvertes par des observations gravimétriques sans que soient mentionnées les hauteurs d'eau correspondantes. Cette méthode permet de construire une carte des anomalies à l'air libre, mais non la carte des anomalies de Bouguer correspondantes. On peut interpoler les profondeurs d'eau à partir des cartes bathymétriques existantes pour augmenter la couverture, mais cette interpolation n'a pas été faite faute de ressources financières. Les zones de la carte où aucune observation gravimétrique n'a été faite ne sont peut-être pas représentatives du champ de la pesanteur.

## ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

On a calculé les anomalies gravimétriques à partir des relations suivantes :

$$\text{Anomalie à l'air libre } FA = g_0 - \gamma_0 + Fe$$

$$\text{et anomalie de Bouguer } BA = Fa - Be$$

où  $g_0$  = gravité observée;  $\gamma_0$  = gravité théorique;  $Fe$  = effet à l'air libre;  $Be$  = effet de Bouguer.

La gravité observée ( $g_0$ ) est la valeur de la gravité déterminée dans certaines stations au sol par rapport à une station de référence. Les valeurs de cette dernière sont fondées sur le Réseau de normalisation international de la gravité de 1971 (IGSN 71, Morelli et coll., 1974). La gravité théorique ( $\gamma_0$ ) qui est une fonction de la latitude ( $\Phi$ ) est basée sur l'ellipsoïde de référence du Système géodésique de référence 1967 (GRS67, International Association of Geodesy, 1971) avec :

$$\gamma_0 = 978,03185 (1 + 0,005278895 \sin^2 \Phi + 0,000023462 \sin^4 \Phi) \text{ Gal.}$$

Un Gal est une unité d'accélération égale à 1 cm/s<sup>2</sup>. Un mGal est un millième de Gal, soit 10 μm/s<sup>2</sup>.

L'effet à l'air libre ( $Fe$ ) est une fonction de l'altitude ou de la profondeur de la station observée, par rapport à l'ellipsoïde de référence, considéré ici comme le niveau moyen de la mer.

$Fe = (dg/dz)h - (dg/dz - 4\pi G\rho_w)d_w$ , où  $dg/dz$  est le gradient vertical de la gravité et qui est égal à 0,3086 mGal/m,  $h$  est l'altitude de la station en mètres,  $G$  est la composante de la gravitation universelle ( $6,672 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{Mgs}^2$ ),  $\rho_w$  représente la masse volumique de l'eau de mer ( $1,03 \text{Mg}/\text{m}^3$ ), et  $d_w$  représente la profondeur de l'eau uniquement pour les stations sous-marines. L'effet de Bouguer ( $Be$ ) est une fonction de la masse au-dessus ou au-dessous de l'ellipsoïde de référence. La correction normale pour la masse, approximativement l'équivalent d'une dalle semi-infinie dont le sommet et la base coïncident respectivement avec la station et le niveau de la mer, est

$Be = 2\pi G\rho_c h + 2\pi G(\rho_c - \rho_w)d_w + 2\pi G(\rho_c - \rho_i)d_i$ , où  $2\pi G = 0,04192 \times 10^{-5} \text{m}^3/\text{Mgs}^2$ ,  $\rho_c$  représente la masse volumique présumée ( $2,67 \text{Mg}/\text{m}^3$ ) de la croûte superficielle,  $\rho_i$  représente la masse volumique présumée de la glace ( $0,9 \text{Mg}/\text{m}^3$ ) et  $d_i$  représente l'épaisseur de la

glace en mètres. Les corrections topographiques (afin de tenir compte du relief qui n'est pas inclus dans l'approximation de la dalle) ont été faites uniquement dans le cas des monts Richardson.

On a comparé les divers types d'anomalies gravimétriques avec une topographie rocheuse équivalente pour déterminer le degré de corrélation. On obtient cette topographie rocheuse équivalente en remplaçant la glace ou l'eau, là où elles sont présentes, par une masse équivalente de roche de masse volumique  $2,67 \text{g}/\text{cm}^3$ , et en ajoutant la masse rocheuse correspondant à la topographie existante, au sol, ou au fond de l'océan. On a calculé des valeurs des anomalies gravimétriques moyennes pour des intervalles verticaux successifs de 100 m, comportant normalement de 50 à 14 000 observations gravimétriques et reportées vis-à-vis de chaque intervalle.

La figure 1 montre que l'anomalie de Bouguer présente une bonne corrélation avec l'altitude, alors que la corrélation entre l'anomalie à l'air libre et l'altitude est moins bonne et beaucoup plus aléatoire. (Sobczak et Halpenny, sous presse). L'anomalie à l'air libre, obtenue en apportant seulement une seule correction en fonction de l'altitude (correction à l'air libre) aux observations originales, est normalement très sensible à la topographie locale; elle est relativement positive au-dessus des sommets et négative au-dessus des vallées. Toutefois, la topographie régionale subit généralement une compensation isostatique et tend à produire un champ d'anomalies à l'air libre caractérisé, à l'échelle régionale par des valeurs proches de zéro. L'anomalie de Bouguer inclut non seulement la correction à l'air libre, mais aussi une correction négative qui tient compte de la masse ou de la roche présentes au-dessus du niveau de la mer (et une correction positive qui convertit l'eau en masse rocheuse de masse volumique de  $2,67 \text{Mg}/\text{m}^3$ , lorsqu'il existe une couche d'eau). De ce fait, on a observé une corrélation beaucoup plus marquée entre l'anomalie de Bouguer et la topographie. La corrélation est liée à la compensation isostatique au niveau de l'interface entre la croûte et le manteau où se développent des racines crustales en réponse à la surcharge topographique.

Le concept de compensation (connue sous le nom d'isostasie) a été introduit par Airy (1855) et par Pratt (1855). D'après l'hypothèse d'Airy, les surcharges crustales sont compensées par les racines crustales de la même façon qu'un iceberg flotte sur l'eau, alors que d'après l'hypothèse de Pratt, la compensation résulte de variations latérales de masse volumique à l'intérieur de la croûte, qui gardent constant le poids d'un volume cylindrique vertical jusqu'à un certain niveau d'équilibre. Simpson et coll. (1986a, b) et Goodacre et coll. (1987) ont utilisé le modèle d'Airy pour déterminer l'effet gravimétrique de l'isostasie. D'après la méthode de Goodacre et coll., utilisée ici, les masses compensatrices sont concentrées dans une mince couche située à une profondeur de 30 km. On calcule l'effet gravimétrique dû à ces masses, au-dessus de toute la région et sur une grille régulière; l'effet en question est connu sous le nom de champ total des anomalies isostatiques.

## CORRECTIONS DE L'ANOMALIE ISOSTATIQUE TOTALE

Divers auteurs ont étudié les mérites et la variabilité de la correction isostatique; leurs conclusions sont résumées par Simpson et coll. (1986a, b). Selon ces derniers, les différences entre les corrections isostatiques données par divers modèles, incluant notamment l'oubli de l'effet de la résistance mécanique de la croûte lithosphérique sur la répartition de la compensation, tendent à constituer un faible pourcentage du total de la correction isostatique. Dans ce cas, on ignore les paramètres élastiques de la croûte, et l'on réduit la topographie superficielle à une couche équivalente de roche de masse volumique ( $\rho_c$ ) 2,67 Mg/m<sup>3</sup>, et la couche d'eau de masse volumique ( $\rho_w$ ) 1,03 Mg/m<sup>3</sup> à une couche équivalente de roche présentée par la formule  $WD \times \rho_w = \rho_c \times ER$ , où WD est la profondeur d'eau et ER est l'épaisseur équivalente de la roche. La profondeur jusqu'au sommet de cette ER est égale à  $WD - ER = 0,61423 WD$ . On place cette masse rocheuse équivalente à une profondeur de 30 km, où elle constitue une masse compensatrice, et l'on calcule son

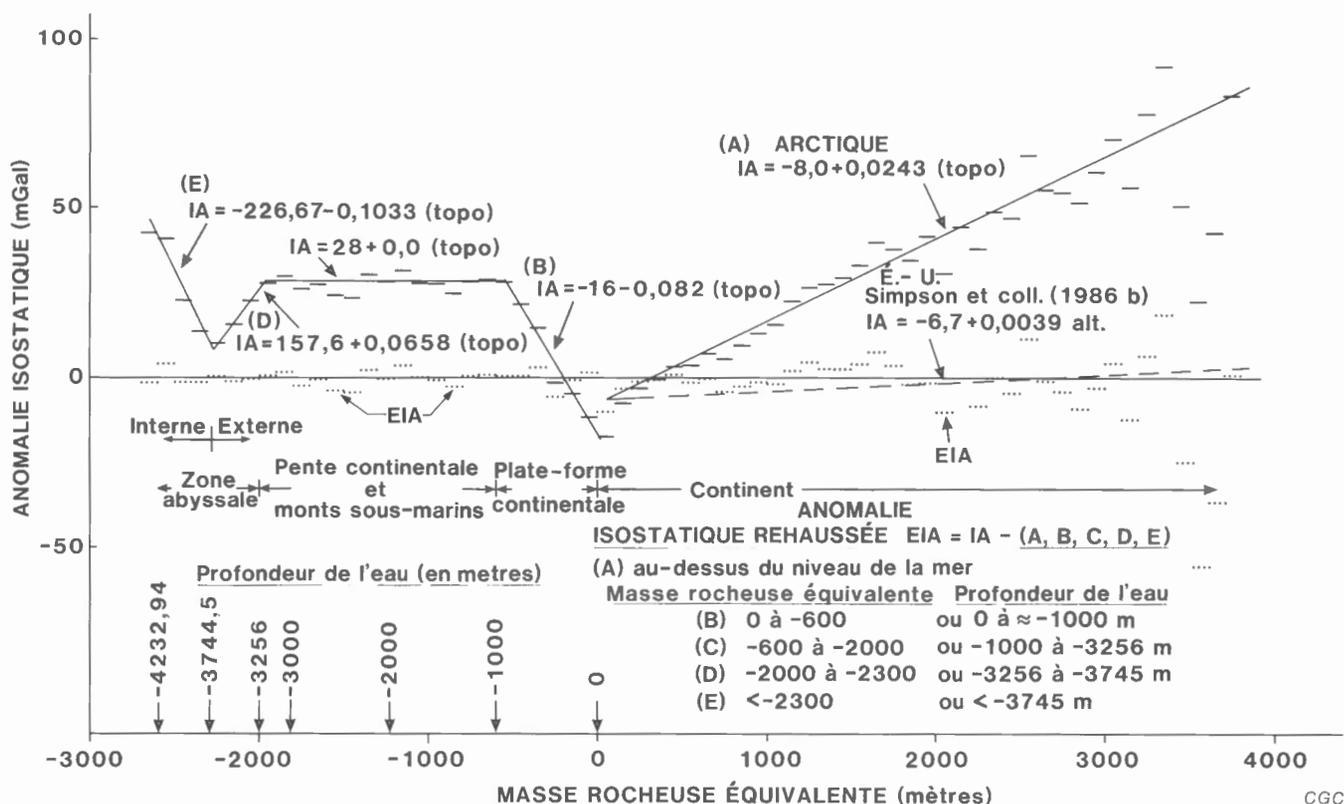
effet gravimétrique en chaque point de la grille en utilisant la fonction de pondération suivante

$$w(r,z) = \frac{1}{2\pi} \left[ \frac{z}{(z^2 + r^2)^{3/2}} \right]$$

où z est la profondeur de compensation et r est la projection horizontale de la distance entre le point de compensation et le point calculé. On applique cette pondération jusqu'à une distance de 166,7 km. Des compensations isostatiques supplémentaires, tenant compte de la topographie terrestre au-delà de cette distance jusqu'à 180° sur un géoïde sphérique, ont été tirées des diagrammes publiés par Karki et coll. (1961). La correction apportée à l'anomalie isostatique totale (TIA) en chaque point de la grille est égale à :

$$TIA = 2\pi G \sum_i h_i \rho_c [w_i(r_i, z)] + KC$$

où KC représente la correction de Karki et  $h_i$  représente l'altitude de 1<sup>e</sup> bloc.



**Figure 2.** Anomalies isostatiques moyennes (IA) en fonction d'augmentations de 100 m des intervalles de masses rocheuses équivalentes (altitude et profondeur d'eau modifiées). Les profondeurs d'eau (m) sont indiquées aux fins de comparaisons plus faciles. On indique également des droites de régression,  $y = a + bx$ , pour cinq régions à pentes distinctes, à savoir : sur terre,  $a = -8$  et  $b = 0,0243$ ; sur la plate-forme continentale,  $a = -16$  et  $b = -0,082$ ; sur le talus continental et dans le bassin océanique,  $a = 28$  et  $b = 0,0$ ; et au centre de l'océan, deux lignes de régression de pente inversées, l'une pour l'océan externe,  $a = 157,6$  et  $b = +0,0658$  et l'autre pour l'océan interne,  $a = -226,7$  et  $b = -0,1033$ . A titre de comparaison, la figure montre la droite de régression applicable aux régions contiguës des États-Unis (tirée de Simpson et coll., 1986a), où  $a = -6,7$  et  $b = 0,0039$ . L'anomalie isostatique rehaussée (EIA) est égale à l'anomalie isostatique (IA) moins la relation appropriée entre les anomalies isostatiques et la couche rocheuse équivalente.

La topographie et la bathymétrie ont été reportées sur une grille à intervalles de 5 minutes (base de données bathymétriques convertie en numérique, fichier DBDB-5) par Francis L. Marchant, Robert R. Murchison, Frederich H. Sorensen, Laverne W. Snodgrass, Oascar B. Eckhoff et Thomas M. Davis de la division bathymétrique de l'United States Naval Oceanographic Office, Stennis Space Centre, Mississippi. La bathymétrie correspond à la carte GEBCO 5.17 (Johnson et coll. 1979). On a envisagé de convertir en numérique la carte de Perry et coll. (1986), en vue d'augmenter la précision, mais les différences entre les deux cartes dans le but de permettre l'établissement d'une carte de correction des anomalies isostatiques totales, ont été jugées trop peu importantes pour justifier cet effort supplémentaire. Ainsi, le fichier DBDB-5 a servi à établir une carte des masses rocheuses équivalentes susceptible de permettre le calcul des corrections des anomalies isostatiques totales, même si les courbes bathymétriques de Perry et coll. (1986) apparaissent déjà sur ces cartes.

La topographie du fichier DBDB-5 concernant la région du Groenland a été modifiée de façon à accommoder la calotte glaciaire étendue et très épaisse (atteignant 3 km), où la masse volumique de la glace  $\rho_i$  est égale à  $0,9 \text{ Mg/m}^3$ . Les données sur l'épaisseur de la glace sont tirées des cartes d'isopaques de la glace établies par radar et fournies par l'Institut géodésique du Danemark (Overgaard, 1983). Aucune correction n'a été faite relativement aux calottes glaciaires plus petites comme par exemple celles des îles d'Ellesmere et de Baffin.

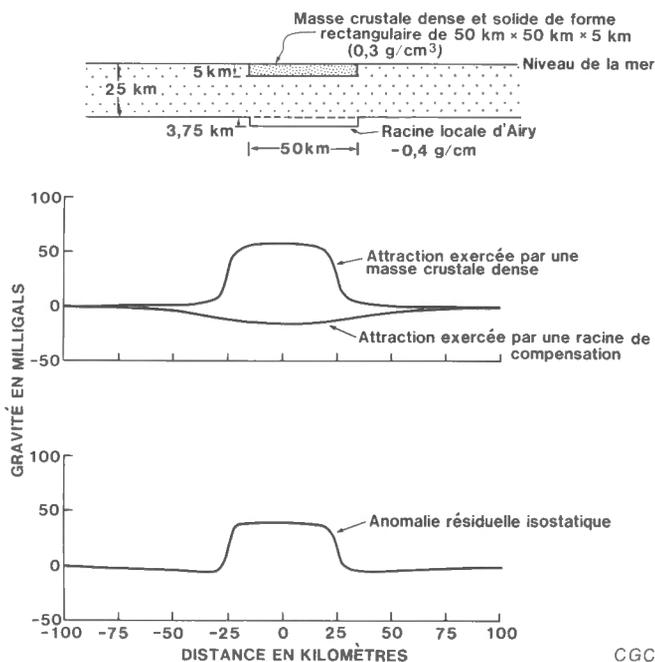
Les corrections de l'anomalie isostatique totale dépassent  $100 \text{ mGal}$  au-dessus des régions montagneuses et sont inférieures à  $-200 \text{ mGal}$  au-dessus des régions océaniques, plus ou moins équivalentes du point de vue de leurs magnitudes régionales mais de signe opposé à l'anomalie de Bouguer. Les corrections de l'anomalie isostatique totale peuvent comporter de petites ( $< 5 \text{ mGal}$ , Simpson et coll., 1986a) erreurs de grande longueur d'onde dans les zones terrestres, résultant de l'emploi de paramètres de modélisation différents de ceux qu'ont utilisés Karki et coll. (1961) : ces derniers ont utilisé une profondeur de compensation crustale au niveau de la mer égale à  $30 \text{ km}$  et une différence de masse volumique de  $0,6 \text{ Mg/m}^3$  à la limite de la croûte et du manteau, alors que dans les calculs effectués dans la présente étude les valeurs respectives utilisées sont  $30 \text{ km}$  et  $0,4 \text{ Mg/m}^3$ . Dans les parties les plus profondes de l'océan, ces erreurs peuvent atteindre  $10 \text{ mGal}$  (Simpson et coll., 1986a). Heureusement, ces erreurs ne représentent généralement qu'un faible pourcentage des importantes valeurs gravimétriques obtenues pour l'anomalie de Bouguer et les corrections de l'anomalie isostatique totale, et ne diminuent pas sérieusement la précision des corrections apportées.

## ANOMALIES ISOSTATIQUES

Les anomalies isostatiques (IA) sont la somme de l'anomalie de Bouguer et des corrections de l'anomalie isostatique totale; c'est-à-dire  $IA = Ba + \text{corrections de TIA}$ . L'élimination de l'anomalie isostatique totale permet théoriquement de corriger les distorsions isostatiques du champ de pesanteur; une carte des anomalies isostatiques présente donc essentiellement les zones d'anomalie liées à une structure intracrustale. En général, la carte des anomalies isostatiques montre une ressemblance avec la carte combinée des anomalies de Bouguer (terre) et anomalies à l'air libre (océan) présentée par Sobczak et coll. (sous presse).

On doit utiliser la carte des anomalies isostatiques avec circonspection. Les anomalies présentée sur cette carte peuvent être attribuées à des zones où des masses engendrent des anomalies ou à des régions qui ont été sous-compensées ou surcompensées.

Les cartes des anomalies isostatiques présentent un net avantage par rapport aux cartes des anomalies de Bouguer ou des anomalies à l'air libre, du fait qu'aucune anomalie ne doit surcompenser la topographie ou la bathymétrie et la correction isostatique totale compensera l'attraction exercée par les masses compensatrices sous-jacentes. Toutefois, toutes les surcharges existant à l'intérieur de la croûte au-dessus du niveau de la mer, même si elles sont isostatiquement compensées, peuvent toujours produire des anomalies isostatiques importantes, comme l'indique la figure 3. Si elles n'avaient pas été compensées, les anomalies isostatiques auraient même été plus grandes. En général, si l'on ne connaît pas l'épaisseur de la croûte, surtout quand les masses qui créent une surcharge dépassent  $100 \text{ km}$  de large, il est impossible de déduire des mesures gravimétriques quel degré de compensation a eu lieu. Mais lorsque l'épaisseur est connue

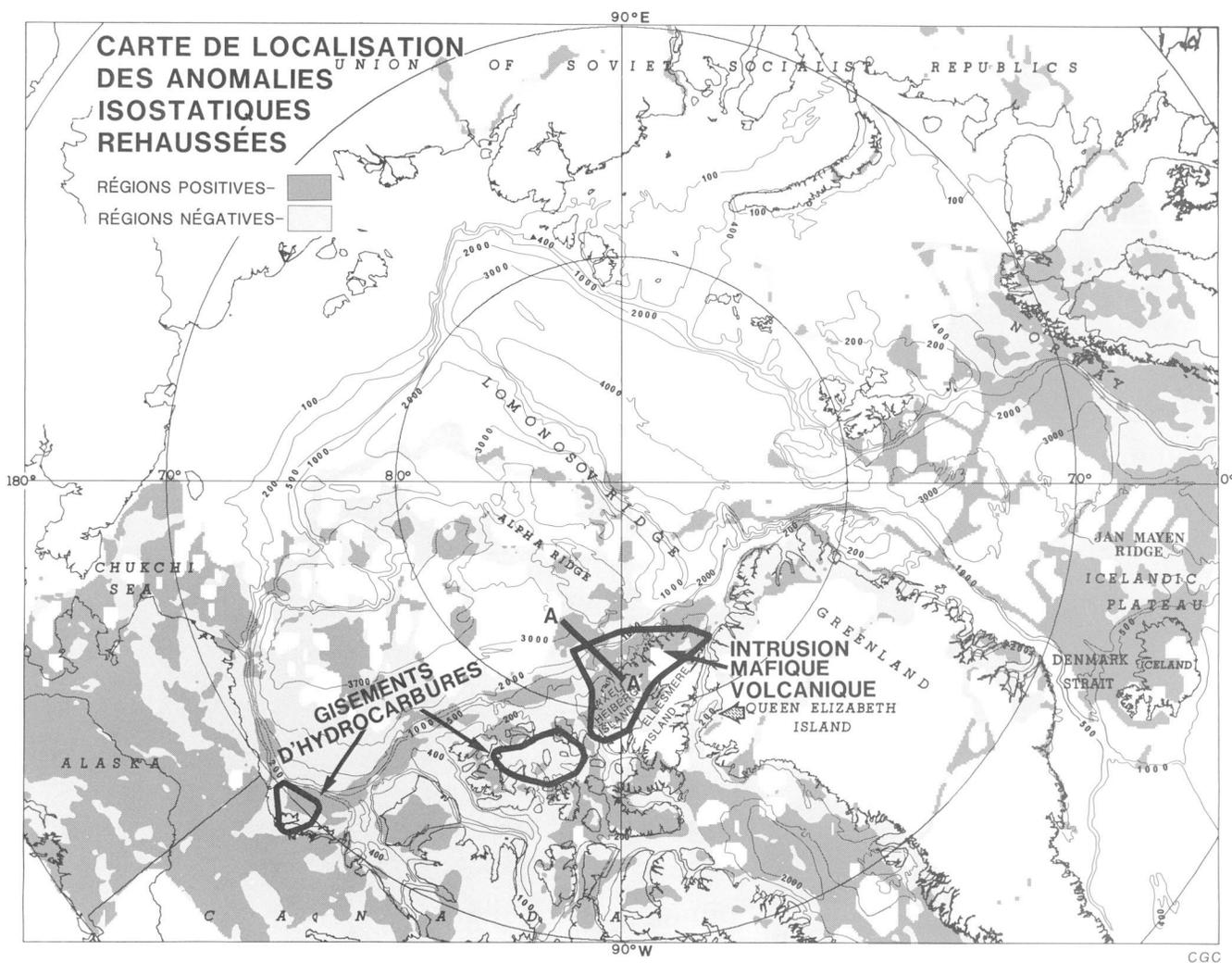


**Figure 3.** Importante anomalie isostatique, non égale à zéro correspondant à une masse rectangulaire située à faible profondeur sous le niveau de la mer et complètement compensée par une racine profonde d'Airy (d'après Simpson et coll., 1986a).

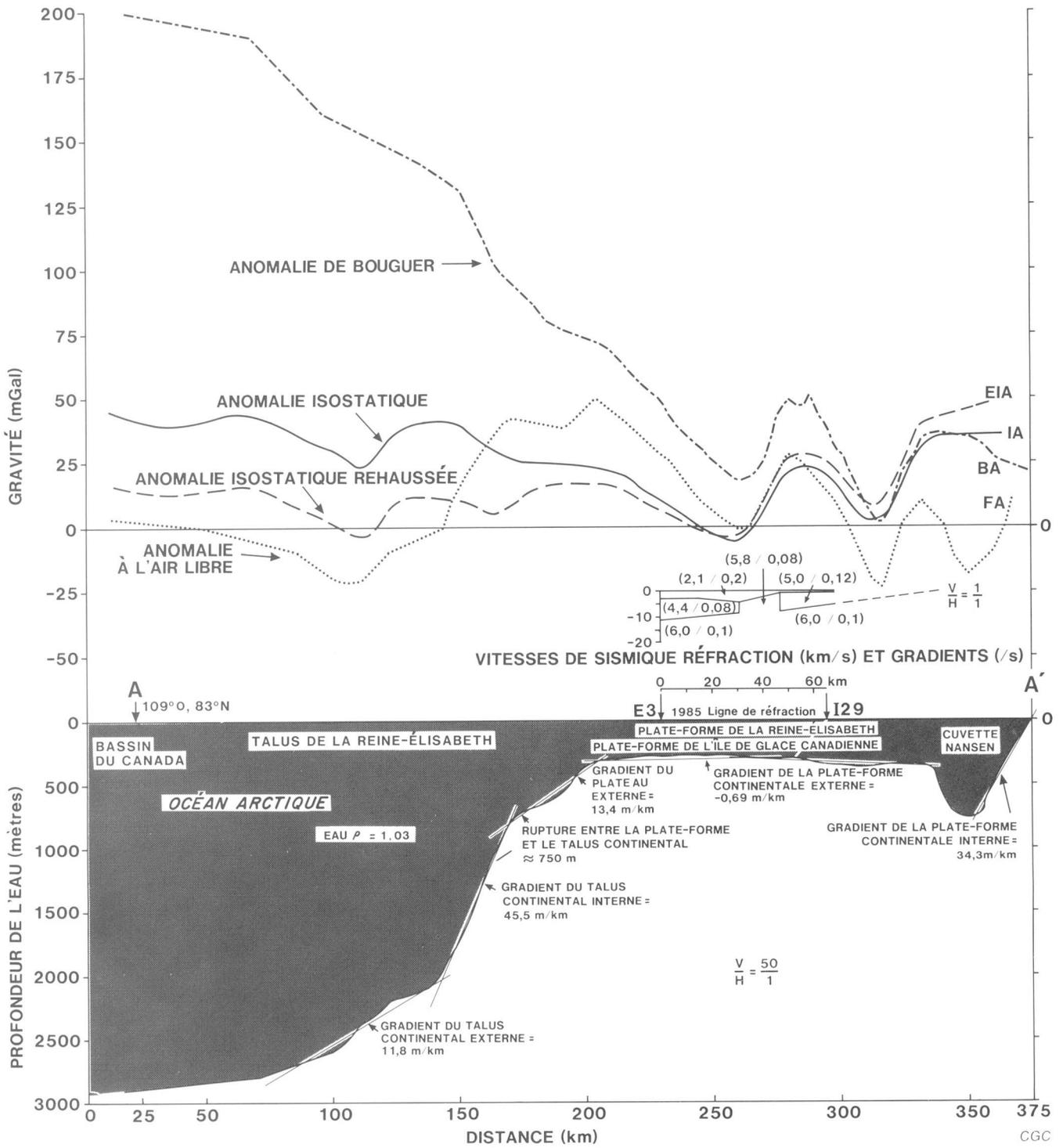
à partir de sources indépendantes, il est possible d'évaluer le degré de compensation. Par exemple, l'effet de gravité (jusqu'à 140 mGal) que crée le déficit de masse des sédiments dans l'immense bassin de Sverdup (la géométrie des sédiments a été déterminée par méthode sismique et par des forages) est presque complètement éliminé par la compensation isostatique (Sobczak et coll., 1986).

Les anomalies isostatiques moyennes sont représentées graphiquement en fonction de la masse rocheuse équivalente au-dessus des terres et des océans à des intervalles de 100 m (fig. 2). Sur les terres, une droite de régression ( $y = a + bx$ ), où  $a = -8$  mGal et  $b = +0,0243$  mGal/m, indique que les anomalies isostatiques

moyennes présentent une corrélation positive et uniforme avec l'altitude, beaucoup plus importante que celle obtenue par Simpson et coll. (1986b) dans les régions contiguës des États-Unis, où  $a = -6,7$  mGal et  $b = +0,0039$  mGal/m. Cette relation positive semble indiquer que, dans l'Arctique, la topographie subit peut-être un effet de compensation isostatique. Il est probable que le manteau supérieur subisse une poussée exercée par un manteau plus chaud que la normale, qui supporte les terrains de surface. En même temps que le manteau se refroidit, des racines crustales se forment à mesure que la croûte s'enfonce, et les anomalies gravimétriques tendent vers zéro, comme l'indiquent Simpson et coll. (1986a).



**Figure 4.** Isolignes zéro tirées de la carte des anomalies isostatiques rehaussées correspondant en général aux bordures des masses productrices d'anomalies. Les zones positives et les zones négatives sont indiquées. On indique les emplacements de sept trous de forage effectués à l'intérieur et à proximité de la région de volcanisme, dans la partie centre-nord des îles de la Reine-Élisabeth, ainsi que l'emplacement de la croûte océanique et d'un profil de la baie de Baffin tiré de Menzies (1982), d'un trou de forage, de la limite entre le continent et l'océan et d'un profil du nord de l'océan Atlantique, allant du plateau de Voring à la crête de Jan Mayen, ce dernier tiré de Skogseid et Eldholm (1987). Sobczak et Halpenny décrivent ces entités (sous presse).



**Figure 5.** Profil A-A' (fig. 4) traversant la marge polaire canadienne, et montrant la bathymétrie et les anomalies à l'air libre, de Bouguer, isostatiques et isostatiques rehaussées.

Au-dessus de la région océanique, on a découvert quatre relations distinctes entre les anomalies isostatiques et la profondeur d'eau. Dans la région de la plate-forme continentale,  $a = -16$  mGal et  $b = -0,082$  mGal/m; cette relation inverse indique que l'anomalie isostatique augmente avec la profondeur. Cette région reflète probablement l'existence d'une zone de transition entre une région influencée par des surcharges glaciaires et délimitée par des anomalies isostatiques négatives, et une région où la croûte océanique repose sur un manteau relativement chaud qui la maintient surélevée, créant ainsi des anomalies positives. A mesure que cette région se refroidit, le manteau s'affaisse et de façon générale, les anomalies isostatiques positives se rapprochent progressivement de zéro.

Le talus continental et les bassins océaniques, où la hauteur d'eau varie environ entre 1000 m et 3300 m, sont associés à une droite de régression horizontale où  $a = 28$  mGal et  $b = 0$ . Cette droite montre qu'il n'existe aucune corrélation entre la profondeur d'eau et les anomalies isostatiques. Les anomalies sont toutefois de 28 mGal plus élevées que prévu. Il est probable que le manteau supérieur est toujours relativement chaud et gît plus proche de la surface que s'il était plus froid. Sans doute, à mesure que le manteau se refroidit, il s'enfonce et le niveau de l'anomalie gravimétrique se réduit à zéro.

Dans les fonds océaniques dépassant 3300 m de profondeur, on a trouvé des relations positives correspondant à un océan externe (3300 à 3700 m) et des relations négatives correspondant au plus profond océan interne (> 3700 m); l'océan externe présente une droite de régression avec  $a = 157,6$  mGal et  $b = +0,066$  mGal/m tandis que dans l'océan interne,  $a = -226,7$  mGal et  $b = -0,1033$  mGal/m. Ces lignes se croisent aux environs de la valeur +7 mGal dans la région centrale des plaines abyssales, ce qui pourrait indiquer que ces régions se refroidissent et s'enfoncent, abaissant du fait les valeurs gravimétriques.

## ANOMALIES ISOSTATIQUES REHAUSSÉES

Les anomalies isostatiques représentent des anomalies auxquelles a été apportée une correction isostatique de premier ordre tenant compte des masses compensatrices des couches de terrain et de la bathymétrie, que cette compensation ait eu lieu ou non. Ces anomalies comprennent des effets de gravité liés à d'autres causes, comme l'âge, le bilan thermique, et les contrastes élevés de la densité intracrustale, qui peuvent en outre influencer sur l'isostasie. Diverses relations linéaires entre les anomalies et l'altitude ou la profondeur de l'eau peuvent encore exister (fig. 2). Ces effets régionaux perturbent les anomalies gravimétriques locales qui font en général l'objet de discussions et peuvent être éliminées des anomalies isostatiques en ayant recours aux relations entre les anomalies isostatiques et la topographie ou bathymétrie (fig. 2). Cette correction finale produit une anomalie résultante provisoirement appelée anomalie isostatique rehaussée (EIA);  $EIA = IA - R$ , où R représente la relation

régionale (courbes de régression linéaires, comme le montre la figure 2). Les cartes des anomalies isostatiques rehaussées ne doivent pas contenir d'effets régionaux en rapport avec des mécanismes compensateurs répondant à des surcharges ou à des allègements topographiques et bathymétriques ou à une poussée ascendante éventuelle d'origine thermique. Les anomalies isostatiques rehaussées doivent être directement liées à des masses qui engendrent des anomalies au sein de la croûte terrestre.

La carte des anomalies isostatiques rehaussées définit dans les limites de précision (généralement < 10 mGal) des observations gravimétriques et des observations sur le développement des anomalies isostatiques, les régions de masses productrices d'anomalie sans rapport avec la topographie, les bordures, les limites, les effets isostatiques et régionaux tels que décrits plus haut. L'isoligne d'anomalie zéro dans cette carte, représentée aussi à la figure 4, coïncide généralement avec les bords des masses productrices d'anomalies. Sobczak et Halpenny (sous presse) ont décrit brièvement la lithologie et la structure de trois régions (partie centre-nord des îles de la Reine-Élisabeth, baie de Baffin et nord de l'océan Atlantique). La figure 5 donne un exemple de la variation des différents types d'anomalies à travers la marge polaire canadienne.

## SOMMAIRE

Les analyses des anomalies à l'air libre, de Bouguer et isostatiques montrent une corrélation évidente avec le relief. Ces relations ont été éliminées en vue de l'établissement d'un nouveau type de carte d'anomalies gravimétriques, soit la carte des anomalies isostatiques rehaussées. On compare ces divers types d'anomalies dans la figure 5, suivant un profil de la marge polaire canadienne, afin de montrer certaines insuffisances des anomalies à l'air libre, de Bouguer et isostatiques et l'intensité des anomalies isostatiques rehaussées. Le calcul de ces dernières permet la détermination d'une composante régionale (relations indiquées à la figure 2) attribuable à des effets thermiques dans les zones d'anomalies gravimétriques positives et à des effets de surcharge glaciaire dans les zones d'anomalies gravimétriques négatives, ainsi qu'une composante locale qui permet de définir facilement les parties de la croûte qui engendrent des anomalies.

La carte des anomalies isostatiques rehaussées invalide les effets dus à la topographie, aux bordures, aux limites, à l'isostasie, à la température et à la surcharge glaciaire. Par conséquent, les zones d'anomalies gravimétriques associées à une structure géologique sont définies de façon plus précise, car les composantes régionales ont été enlevées. La présente carte délimite des zones de croûte océanique et continentale, ancienne ou nouvelle, et de croûte stable ou instable. Les régions d'anomalies positives peuvent être des régions de volcanisme, d'intrusions, d'orogénèse récente, et de croûte océanique et transitionnelle. Les régions d'anomalies négatives représentent soit une croûte continentale qui n'a pas été activée au cours des 100 derniers Ma environ, soit une croûte océanique

probablement plus ancienne que 100 Ma. A mesure que la croûte océanique vieillit, les anomalies gravimétriques représentées sur la carte des anomalies isostatiques rehaussées tendent à se rapprocher de zéro, phénomène qui indique probablement que la croûte et le manteau sous-jacent se refroidissent et s'enfoncent progressivement, alors que le système dans son ensemble se maintient dans un équilibre isostatique continu.

L'utilisation des anomalies isostatiques rehaussées facilite l'étude du champ de la pesanteur le long de la marge polaire. La marge située au large des îles d'Axel Heiberg et d'Ellesmere où ont été effectués des levés linéaires de sismique réfraction détaillés à partir de l'île de glace canadienne, est un exemple de région qui bénéficiera de l'étude basée sur le recours aux anomalies isostatiques rehaussées. Dans les îles de la Reine-Élisabeth, la carte des anomalies isostatiques rehaussées délimite des régions d'anomalies positives associées au métamorphisme et au volcanisme, alors que des régions d'anomalies négatives sont liées à une sédimentation qui peut correspondre à des régions possiblement productrices d'hydrocarbures. Par exemple, une province riche en hydrocarbures, située dans la partie ouest des îles de la Reine-Élisabeth, et délimitée par Nassichuk (1987), correspond à une région d'anomalies isostatiques rehaussées de signe négatif. Il y a moyen de localiser de telles zones de gisements possibles dans d'autres régions de l'Arctique en se servant de la carte des anomalies isostatiques rehaussées.

D'après cette analyse, l'Arctique, au nord du 64<sup>e</sup> parallèle de latitude nord, se trouve peut-être en équilibre isostatique, mais il est probablement toujours soumis à l'influence thermique et glaciaire. Dans de vastes régions peut-être encore relativement chaudes, les matériaux du manteau qui subissent une poussée ascendante expliqueraient, à l'échelle régionale, les anomalies isostatiques et les anomalies isostatiques rehaussées de signe positif. En outre, des régions plus petites dans l'Arctique et des régions beaucoup plus grandes au centre du Canada pourraient être influencées par une surcharge glaciaire là où existent, à l'échelle régionale, des anomalies isostatiques négatives. Par endroits, dans la partie centrale des plaines abyssales océaniques, le refroidissement survient probablement à mesure que les anomalies gravimétriques baissent jusqu'à une valeur moyenne de +7 mGal. Dans la région littorale, entre 300 m de fond et 300 m d'altitude (fig. 2), a eu lieu une surcompensation (les anomalies isostatiques rehaussées tombent à -18 mGal sur la ligne de rivage) causée par l'effet résiduel de la déglaciation, c'est-à-dire que la glace a surchargé la croûte et repoussé cette dernière à l'intérieur du manteau, créant ainsi une racine crustale qui a soutenu la glace. Puis, après la fonte des glaces, probablement rapide, la racine a largement subsisté, donnant ainsi naissance à une anomalie gravimétrique négative. Il est probable que la croûte va continuer à se soulever (Farrand et Gajda, 1962) pour retrouver son équilibre isostatique.

## BIBLIOGRAPHIE

- Airy, G.B.**  
1855: On the computation of the effect of the attraction of the mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys; Royal Society of London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 101-104.
- Farrand, W.R. and Gajda, R.T.**  
1962: Isobases on the Wisconsin marine limit in Canada; Geophysical Bulletin No. 17, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Canada, p. 5-22.
- International Association of Geodesy**  
1971: Geodetic Reference System 1967 Paris; The International Association of Geodesy Special Publication No. 3, 116 p.
- Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., and Halpenny, J.F.**  
1987: Isostatic gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 4, scale 1:10 000 000.
- Johnson, G.L., Monahan, D., Gronlie, G., and Sobczak, L.W.**  
1979: General bathymetric chart of the oceans, Arctic Ocean, Chart 5.17; Canadian Hydrographic Service, Ottawa, Canada.
- Karki, P., Kivioja, L. and Heiskanen, W.A.**  
1961: Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km; Publications of the Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, No. 35, 23p.
- Menzies, A.W.**  
1982: Crustal history and basin development of Baffin Bay in Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics, edited by P.R. Dawes and J. Wm. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 295-312.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, J.G., Szabo, B., Uotila, U., and Whalen, C.T.**  
1974: The international gravity standardization net 1971 (IGSN 71); The International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, 194 p.
- Nassichuk, W.W.**  
1987: Forty years of northern non-renewable natural resource development; Arctic v. 40, p. 274-284.
- Overgaard, S.**  
1983: Unpublished maps of the Greenland ice sheet; Electromagnetic Institute, Technical University of Copenhagen, scale 1:2 500 000.
- Perry, R.K., Fleming, H.S., Weber, J.R., Kristoffersen, Y., Hall, J.K., Grantz, A., Johnson, G.L., Cherkis, N.Z., and Larsen, B.**  
1986: Bathymetry of the Arctic Ocean; Williams and Heintz Map Corporation, Capital Heights, MD. 20743, Map and Chart Series MC-6.
- Pratt, J.H.**  
1855: On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India; Royal Society London, Philosophical Transactions, v. 145, p. 53-100.
- Simpson, R.W., Jachens, R.C., and Blakely, R.J.**  
1986a: A new isostatic gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic anomalies; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 8348-8372.
- Simpson, R.W., Jachens, R.C., Saltus, R.W., and Blakely, R.J.**  
1986b: Isostatic gravity, topographic, and first-vertical-derivative gravity maps of the conterminous United States; United States Geological Survey, Map GP-975.

**Skogseid, J. and Eldholm, O.**

1987: Early Cenozoic crust at the Norwegian continental margin and the conjugate Jan Mayen Ridge; *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 11471-11491.

**Sobczak, L.W., Mayr, U., and Sweeney, J.F.**

1986: Crustal section across the polar continent-ocean transition in Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23. p. 608-621.

**Sobczak, L.W., Hearty, D.B., Forsberg, R., Kristoffersen, Y., Eldholm, O., and May, S.P.**

In press: Gravity from 64°N to the North Pole, *in* The Arctic region, edited by A. Grantz, L. Johnson, and J.F. Sweeney; Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. L.

**Sobczak, L.W. and Halpenny, J.F.**

In press: Gravity anomaly maps of the Arctic (Free-air, Bouguer, isostatic and enhanced isostatic); *Tectonophysics*, Special issue.