GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA | COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

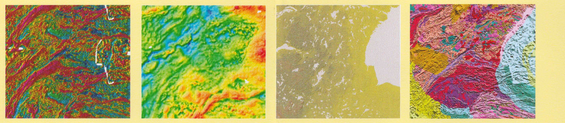
ISOSTATIC RESIDUAL GRAVITY ANOMALY MAP
CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES RESIDUELLES DU CHAMP DE GRAVITÉ
CANADA

SCALE 1:7 500 000 ÉCHELLE

0 100 200 300 400 500 km

LAMBERT CONFORMAL CONIC PROJECTION
CENTRAL MERIDIAN 95°W
STANDARD PARALLELS 49° AND 77°

PROJECTION CONIQUE CONFORME DE LAMBERT
MÉRIDIEN CENTRAL 95°W
PARALLÈLES D'ÉCHELLE CONSERVÉE 49°N ET 77°N



ABSTRACT

The isostatic residual gravity anomaly map of Canada shows variations in the gravity field caused by lateral variations in the density of the Earth's crust and upper mantle that reflect variations in composition and thickness. Systematic gravity mapping began in Canada in 1944 and is ongoing. All data are tied to the International Gravity Standardization Network 1971. Local gravity anomalies result from the juxtaposition of relatively high- and low-density rock types. Shorter wavelength anomalies, representing nearer surface density contrasts, are enhanced by removing the calculated effects of the isostatic roots that support topographic loads.

INTRODUCTION

This map presents isostatic residual Bouguer gravity anomalies. The data were compiled from the holdings of the Canadian Geodetic Information System maintained by the Geodetic Survey Division, Geomatics Canada. The data were collected to map the variation in gravitational attraction over the Canadian landmass and offshore areas. Variations in the force of gravity are due to variations in the mass of underlying rock units. These data are useful for geological interpretation and have applications in oil, gas and mineral exploration. The gravity field is also used to define the geoid, which is the ideal shape of the Earth, or mean sea level if the Earth were completely covered with water.

GRAVITY

Gravitation is the force of attraction one mass has for another. Gravity is the gravitational attraction of the Earth. According to Newton's law of gravitation, the force increases with increasing mass. The force of the attraction also increases as the centre of mass is approached. If one geological body is denser than another, it will have a greater mass per unit volume and a greater gravitational attraction. Measurements of gravity yield little direct geological information, other than to represent the Earth's oblate spheroidal shape, unless corrections are made to account for variations in the Earth's shape and topography. As the Earth's diameter is approximately 20 km smaller from pole to pole than through the equator, the force of gravity increases the closer we get to the poles. In addition, the Earth's rotation results in a slightly smaller measured gravity at the equator than near the poles. In order to isolate the effect of lateral variations in density within the Earth, the bulk gravity effects of the Earth due to latitude must be removed. The theoretical gravity is given in milligals (10^{-3}ms^{-2}) by the International Gravity Formula

$$g_t = 9780331.85(1.0+0.5278895\sin^2(\theta)+0.0000234623\sin^2(\theta))$$

based on the 1967 Geodetic Reference System, where θ is the latitude in degrees of any point on the Earth. The effect of latitude is removed by subtracting the theoretical value of gravity from the observed values. To correct for variations in elevation, the vertical gradient of gravity (vertical rate of change of the force of gravity, 0.3086 mGal•m^{-1}) is multiplied by the elevation of the station and the result is added, producing the free-air anomaly. To isolate the effects of lateral variations in density on gravity, it is also necessary to correct for the gravitational attraction of the slab of material between the observation point and mean sea level. This is the Bouguer gravity anomaly, which is given for static land measurements by the formula

$$BA = g_o - g_t + (0.3086z - 2\pi G\rho_c)h$$

where g_o = observed gravity (mGal), g_t = theoretical gravity (mGal), 0.3086z = vertical gradient of gravity (0.3086 mGal•m^{-1}), G = gravitational constant (6.672 x 10^{-11} m^3•kg^{-1}•s^{-2} or 6.672 x 10^{-8} cm^3•g^{-1}•mGal), ρ_c = density of crustal rock (kg•m^{-3}), and h = elevation above mean sea level (m). In areas of rough terrain, a correction for the effect of nearby masses above (mountains) or mass deficiencies below (valleys) the gravity measurement point can be calculated and applied. The final Bouguer gravity anomaly reflects lateral variations in rock density.

DATA ACQUISITION

Gravity data are usually acquired using relative gravimeters that measure changes in gravity from one place to another. On the Canadian landmass, gravity has been measured at discrete stations using static gravimeters. Although measurements at some offshore stations have been taken using static gravimeters on the ocean floor, most were acquired using dynamic gravimeters aboard moving vessels. The relative nature of the gravimeters requires that the force of gravity be known at the start and end of a series of observations. The start and end points are referred to as 'base stations' or 'control stations'. The control stations used in processing the data make up the Canadian Gravity Standardization Network (CGSN). These control stations have been established from the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71). Gravimeter readings are converted to gravity observations by a least squares adjustment of the readings to the control stations.

PRESENTATION

The data used to compile this map consist of approximately 660 000 gravity observations, including 165 000 on land, acquired between 1944 and 2001. The data spacing ranges from less than 1 km to over 20 km, with an average spacing between 5 and 10 km. All measurements were reduced to the IGSN71 datum. Theoretical gravity values were calculated from the Geodetic Reference System 1967 (GRS67) gravity formula. Bouguer anomalies were calculated using a vertical gravity gradient of 0.3086 mGal•m^{-1} and a crustal density of 2 670 kg•m^{-3}. All areas are represented by isostatic residual Bouguer anomalies.

The principle of isostasy states that mass excesses, represented by topographic loads at the surface, are compensated by mass deficiencies at depth which are referred to as isostatic roots. The effect of these mass deficiencies are not accounted for in the Bouguer reduction and there exists an inverse correlation between broad Bouguer anomaly lows and positive topography. The isostatic correction removes the gravity effect of the isostatic roots. The depth of the roots were estimated based on the Airy-Heiskanen model (Simpson et al., 1986). The depth of the root is defined for land areas by the formula

$$d = d_c + e\,(\rho_c/\Delta\rho)$$

where d = depth to the bottom of the root (m), d_c = the depth of compensation for sea level compensations (30 000m), e = elevation (m), ρ_c = density of the topographic load (2670 kg•m^{-3}), and $\Delta\rho$ = density contrast between the root and underlying mantle material (600 kg•m^{-3}, see Figure 1). For oceanic areas, a negative topographic load exists, since lower density water replaces higher density rock. The depth of the root over oceanic areas is defined by the formula

$$d = d_c - d_w\,(\rho_c - \rho_w)/\Delta\rho)$$

where d_w = depth of water and ρ_w = the density of water (1030 kg•m^{-3}). Calculation of a grid of root depths was carried out using gridded topographic data with a 10 km interval. The gravitational effect of the compensating mass at a given point has been calculated using Parker's (1972, 1973, 1986, Goodacre et al., 1987) by combining the effect of roots on a flat earth within a 166.7 km radius and the effect of roots beyond this radius as described by Oldenburg (1974). As Heiskanen's outer zone calculations account for the curvature of the Earth and since better topographic models are now available, Heiskanen's formula was applied to all areas to determine the gravitational effect of the roots. Heiskanen defines the gravitational effect of a root at a point, O, by the formula

$$g_o = G\,m\,((d^2/2R) + d\cos\alpha)/(d^2 + d^2 - 2\,d\,\sin\alpha/2)^{3/2}$$

where g_o = the gravitational effect (mGal), m = mass deficiency of the root (kg), R = radius(m) of the Earth, a = distance(m) between the observation point and the point at sea level above the root, d = the distance(m) between the centre of mass of the root and the point at sea level above the root and α = the angle between lines extending from the observation point and the point at sea level above the root through the centre of the Earth (see Figure 2). For the calculation of g_o, the grid of root depths was converted to latitude, longitude and depth to root bottom with approximately 10 km spacing. These were considered as spherical coordinates and converted to X, Y and Z coordinates in metres with the centre of the sphere at the origin. The volume of the root under each point was calculated by multiplying the square of the data spacing (10 km) by the depth of the root beneath the depth of compensation at sea level (30 km). The mass deficiency under each point was calculated by multiplying the volume by the density contrast between the root and the underlying mantle. The gravitational effect of each point's root was calculated at all data points. The isostatic correction at each point is the sum of these gravitational effects. The isostatic corrections are calculated for sea level observations and so were upward continued to the topographic surface on land and left at sea level for the offshore. The isostatic residual anomalies were calculated by adding the isostatic correction to Bouguer gravity anomalies.

Topographic data used in calculating the isostatic roots were a combination of GDCTOPO1 (a 1 km grid of Canadian land elevations), ETOPO5, and Kalaallit Nunaat (Greenland) bedrock topography, surface topography and ice thickness data (Bamber et al., 2000). The Kalaallit Nunaat data were used to calculate equivalent rock topography for the Kalaallit Nunaat ice sheet. Equivalent rock topographies were also calculated for the water load in the Great Lakes, Great Bear Lake and Great Slave Lake.

For this map, the gravity data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km. The isostatic residual map emphasizes the short wavelength components in the gravity field representing nearer surface sources by removing long wavelength features caused by predictable mass deficiencies at depth.

DESCRIPTION OF MAJOR FEATURES

Gravity anomalies reflect variations in lateral density and mass in the upper mantle and the crust. Most high-frequency anomalies are caused by near-surface contacts of geological units that have significantly different densities. These anomalies are enhanced by the isostatic correction. This enhancement is most significant over areas of high topography and in offshore regions. The long wavelength gravity low seen in the Bouguer anomaly field(Miles et al.,2000) over and adjacent to the Cordilleran Orogen (Fig. 3) is removed by the isostatic correction revealing many different gravity domains that reflect the lithological diversity and structural complexity of the area. For example, gravity highs over Vancouver Island and Queen Charlotte Island correspond to high-density mafic volcanic sequences. The Bowser Basin in northwestern British Columbia has a relatively smooth and low amplitude signature. A gravity high trending northwest and centred at N52 W117 corresponds to an area of tectonically thickened supracrustal rocks. This isostatic residual anomaly has no corresponding free air or Bouguer anomaly and represents an uncompensated load in the crust (Goodacre et al., 1987). In offshore areas, the isostatic correction removes long wavelength signals from the field and corrects for the effects of bathymetry, most notably along the edges of the continental shelf. Offshore of eastern Canada many discrete isostatic residual anomalies are discernable, including a large high over the Sable Subbasin caused by thick sedimentary accumulations (Shih et al. 1991). The isostatic residual anomaly field low over Hudson Bay has been interpreted by Innes et al. (1968) to reflect an isostatic root related to incomplete post-glacial rebound.

Digital gridded or point data and copies of this map, as well as the 1 km elevation file (GDCTOPO1) are available from the Geophysical Data Centre, Geological Survey of Canada, 615 Booth Street, Room 235, Ottawa, Ontario K1A 0E9. Telephone: (613) 995-5326; fax : (613) 952-8987; email: mhogan@agg.NRCan.gc.ca; WWW: http://gdcinfo.agg.NRCan.gc.ca/gdc/.

REFERENCES / RÉFÉRENCES

Bamber, J.L., Layberry, R.L., Gogineni, S.P. 2001: A new ice thickness and bedrock dataset for the Greenland ice sheet: part1. Journal of Geophysical Research. In press.

ETOPO5: 1988. Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.

Goodacre, A.K. 1972: Generalized structure of the deep crust and upper mantle in Canada: Journal of Geophysical Research, v.77, p. 3146–3161.

Heiskanen, W. 1953. Isostatic reductions of the gravity anomalies by the aid of high-speed computing machines. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A. III. Geologica - Geographica, number 33.

Innes, M.J.S., Goodacre, A.K., Argyn-Weston, A., and Weber, J.R. 1968. Gravity and isostasy in the Hudson Bay Region; in Science, History and Hudson Bay, v.2, ed. C.S. Beals and D.A. Shenstone, p. 703-728.

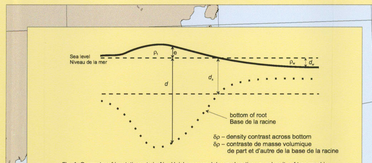
Miles, W.F.,Roest, W.R. and Vo, M.P. 2000: Gravity Anomaly Map, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 3830a.

Shih, K.G., Macnab,R., McConnell, R.K., Hearty, D.B., Halpenny, J.F., and Woodside, J. 1991: Regional geology and geophysics 2: gravity anomaly; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf. Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p.11.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely,R.J., and Saltus, R.W. 1986. A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. Journal of Geophysical Research , V. 91, No 138, p. 8348-8372.

Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Sanford, B.V., Okulitch, A.V., and Roest, W.R. 1996: Geological Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map D1860A, scale 1:5000'000.

OPEN FILE
DOSSIER PUBLIC
4160
GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
OTTAWA
11/2001



$\delta\rho$ – density contrast across bottom
$\delta\rho$ – contraste de masse volumique de part et d'autre de la base de la racine

Fig. 1. Geometry of isostatic roots in Airy-Heiskanen model. e = elevation, ρ_1 = density of topographic load, ρ_2 = density of water, $\delta\rho$ = density contrast across bottom of root, d = depth to bottom of root, d_c = depth to bottom of root at sea level elevations, d_w = depth of water (after Simpson et al., 1986).

Fig. 1. Géométrie des racines isostatiques dans le modèle d'Airy-Heiskanen. e = altitude, ρ_1 = masse volumique de la charge topographique, ρ_2 = masse volumique de l'eau, $\delta\rho$ = contraste de masse volumique de part et d'autre de la base de la racine, d = profondeur de la base de la racine, d_c = profondeur de la base de la racine pour un point situé au niveau de la mer, d_w = épaisseur de la colonne d'eau. D'après Simpson et al. (1986)

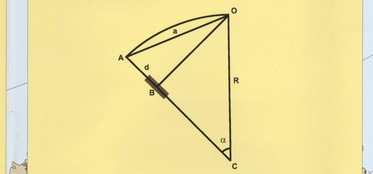


Fig. 2. Gravitational effect of an isostatic root on a point at sea level. Gray box represents isostatic root corresponding to one elevation data point. R = radius of the Earth; O = computation point, B = centre of mass of the isostatic root, A = the point at sea level above the isostatic root, d = distance from A to B (depth to bottom of root), C = centre of the Earth. The arc, AQ, represents the sea level of the Earth (after Heiskanen, 1953).

Fig. 2. Effet gravitationnel d'une racine isostatique sur un point situé au niveau de la mer. Le rectangle en gris représente la racine isostatique correspondant à un point de données du modèle altimétrique. R = rayon de la Terre, O = point de calcul, B = centre de masse de la racine isostatique, A = point au niveau de la mer au-dessus de la racine isostatique, d = distance entre A et B (profondeur de la base de la racine), C = centre de la Terre. L'arc AQ représente le niveau de la mer sur la Terre (d'après Heiskanen, 1953).

RÉSUMÉ

La carte des anomalies isostatiques résiduelles du champ de gravité du Canada illustre les variations du champ de gravité attribuables aux variations latérales de densité dans la croûte terrestre et le manteau supérieur, lesquelles reflètent des variations de composition et d'épaisseur. La cartographie gravimétrique systématique au Canada a commencé en 1944 et se poursuit toujours. Toutes les données sont rattachées au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. A une échelle locale, les anomalies gravimétriques sont dues à la juxtaposition de roches de densité relativement faible et de roches de densité relativement élevée. Les anomalies de courte longueur d'onde, qui témoignent de contrastes de densité près de la surface, sont rehaussées par l'élimination des effets calculés des racines isostatiques qui sous-tendent les charges topographiques.

INTRODUCTION

Cette carte figure les anomalies isostatiques résiduelles de l'anomalie de Bouguer. Les données ont été compilées à partir des archives de données du Système canadien d'information géodésique tenues par la Division des levés géodésiques de Géomatique Canada. Ces données ont été recueillies en vue de représenter graphiquement les variations de la force d'attraction gravitationnelle qui s'exerce sur la masse continentale et les régions extracôtières du Canada. Les variations de la force de gravité sont dues à des variations de la masse des matériaux sous-jacents. Les données gravimétriques sont utiles pour les interprétations géologiques et sont employées pour la recherche du pétrole, du gaz naturel et des ressources minérales. Le champ de gravité sert également à définir le géoïde, qui constitue la forme idéalisée de la Terre, ou le niveau moyen de la mer si la Terre était complètement recouverte d'eau.

LA GRAVITÉ

La gravitation est la force d'attraction qu'exerce un corps sur un autre. Lorsqu'elle est exercée par la Terre, cette force est appelée «gravité» ou «pesanteur». Selon la loi de la gravitation de Newton, la force d'attraction s'accroît quand la masse augmente. Elle s'accroît également quand on s'approche du centre de masse. Si un corps géologique est plus dense qu'un autre, sa masse par unité de volume sera plus grande et l'attraction gravitationnelle qui s'exercera sur lui sera plus forte. Les mesures de la gravité ne fournissent pas beaucoup d'information géologique directe, mise à part la représentation de la forme sphéroïdale aplatie de la Terre, à moins que ne leur soient appliquées des corrections pour compenser les effets de la forme de la Terre et de son relief. Comme le diamètre de la Terre est environ 20 km plus court d'un pôle à l'autre que d'un point situé à l'équateur, la force de gravité augmente quand on approche des pôles. En outre, la rotation de la Terre fait en sorte que la valeur mesurée de la gravité est légèrement plus faible à l'équateur qu'aux pôles. Afin d'isoler les effets attribuables à des variations latérales de densité à l'intérieur de la Terre, il est nécessaire d'enlever la somme des effets gravitationnels attribuables à la latitude. Si θ représente la latitude en degrés d'un point donné à la surface de la Terre, la valeur théorique de la gravité en ce point est donnée par la formule gravimétrique internationale suivante :

$$g_t = 9780331.85(1.0+0.5278895\sin^2(\theta)+0.0000234623\sin4(\theta))$$

en milligals (10^{-3}ms^{-2}), selon le Système géodésique de référence de 1967. La correction permettant de tenir compte de l'effet de latitude est obtenue en soustrayant de la valeur observée de la gravité, la valeur théorique de celle-ci. Afin de corriger les effets des variations d'altitude, il est nécessaire d'additionner le produit du gradient vertical de la gravité (le taux de variation suivant la verticale de la force de gravité, soit 0,3086 mGal•m^{-1}) par l'altitude de la station d'observation, ce qui nous donne l'anomalie à l'air libre. Afin de bien isoler les effets causés uniquement par les variations latérales de densité sur la gravité, il faut aussi tenir compte de la force d'attraction gravitationnelle qu'exerce la tranche de matériau située entre le point d'observation et le niveau moyen de la mer. Le résultat de cette correction est appelé «anomalie de Bouguer». Dans le cas d'une mesure statique sur la terre ferme, la valeur de l'anomalie de Bouguer (en milligals) est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$BA = g_o - g_t + (0.3086z - 2\pi G\rho_c)h$$

Où g_o = valeur observée de la gravité (mGal), g_t = valeur théorique de la gravité (mGal), 0,3086z = gradient vertical de la gravité (0,3086 mGal•m^{-1}), G = constante universelle de la gravitation (6,672 x 10^{-11} m^3•kg^{-1}•s^{-2} ou encore 6,672 x 10^{-8} m^3•kg^{-1}•mGal), ρ_c = masse volumique de la lithologie crustale (kg•m^{-3}) et h = altitude (hauteur au-dessus du niveau de la mer) (m). Dans les terrains accidentés, il est possible de calculer et d'appliquer des corrections qui tiennent compte de la présence de masse au-dessus (montagnes) ou de l'absence de masse au-dessous (vallées) du point de mesure de la gravité. L'anomalie de Bouguer finale reflète les variations latérales de la densité des roches.

ACQUISITION DES DONNÉES

Des données gravimétriques sont recueillies généralement à l'aide de gravimètres relatifs qui mesurent les changements de la force de gravité d'un endroit à un autre. A l'intérieur de la masse continentale du Canada, la gravité a été mesurée à l'aide de gravimètres statiques en de nombreuses stations distinctes. Au large des côtes, quelques mesures ont été faites avec des gravimètres statiques placés sur le plancher océanique, mais la plupart des mesures ont été faites avec des gravimètres dynamiques embarqués. La nature relative des mesures de ces gravimètres implique que la force de gravité doit être connue au début et à la fin d'une série d'observations. Ces points de départ et d'arrivée sont les stations de base ou stations de contrôle. Les stations de contrôle utilisées lors du traitement des données constituent le Réseau de normalisation canadien de la gravimétrie. Les stations de contrôle ont été établies à partir du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. Les lectures des gravimètres sont converties en valeurs observées de la gravité en se servant des lectures aux stations de contrôle et d'un ajustement par la méthode des moindres carrés.

PRÉSENTATION

Les données utilisées pour la compilation de cette carte proviennent d'environ 660 000 observations gravimétriques, dont 165 000 ont été acquises à l'intérieur des terres entre 1944 et 2001. L'espacement des points de mesure varie de moins de 1 km à plus de 20 km et se situe en moyenne entre 5 et 10 km. Toutes les mesures ont été ramenées au niveau de référence du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. Les valeurs théoriques de la gravité ont été calculées à l'aide de la formule gravimétrique du Système géodésique de référence de 1967. L'anomalie de Bouguer a été calculée en employant un gradient vertical de la gravité de 0,3086 mGal•m^{-1} et une masse volumique de 2 670 kg•m^{-3} pour les lithologies crustales. Dans tous les secteurs de la carte, ce sont les anomalies isostatiques résiduelles de l'anomalie de Bouguer qui sont représentées.

Selon le principe de l'isostasie, les excédents de masse associés aux charges topographiques à la surface sont compensés par des déficits de masse en profondeur, définissant ce que l'on appelle des racines isostatiques. Les effets de ces déficits de masse ne sont pas pris en considération dans la correction de Bouguer, et il existe une corrélation inverse entre les vastes creux de l'anomalie de Bouguer et les hauteurs topographiques. La correction isostatique élimine l'effet gravitationnel des racines isostatiques. L'évaluation de la profondeur de ces racines repose sur le modèle d'Airy-Heiskanen (Simpson et al., 1986). Dans les régions continentales, la profondeur de la racine est définie par l'équation :

$$d = d_c + e\,(\rho_c/\Delta\rho)$$

où d = profondeur de la base de la racine (m), d_c = profondeur du niveau de compensation pour un point situé au niveau de la mer (30 000 m), e = altitude (m), ρ_c = masse volumique de la charge topographique (2 670 kg•m^{-3}) et $\Delta\rho$ = contraste de masse volumique entre les matériaux de la racine et ceux du manteau sous-jacent (600 kg•m^{-3}, voir la figure 1). Dans les régions océaniques, une charge topographique négative existe, car l'eau, de moindre densité, prend la place de roches de densité plus élevée. La profondeur de la racine dans les régions océaniques est définie par la formule :

$$d = d_c - d_w\,(\rho_c - \rho_w)/\Delta\rho)$$

où d_w = épaisseur de la tranche d'eau et ρ_w = masse volumique de l'eau (1 030 kg•m^{-3}). La production d'une grille des profondeurs des racines isostatiques a été réalisée à l'aide d'une grille de données topographiques à maille de 10 km. L'effet gravitationnel de la masse compensatrice en un point donné a été calculé par divers chercheurs (Simpson et al., 1986, Goodacre et al., 1987), en combinant les effets qu'ont les racines sur une terre plate à l'intérieur d'un rayon de 166,7 km à ceux qu'elles ont au-delà de ce rayon selon l'approche d'Heiskanen (1953). Comme les calculs suivant l'approche d'Heiskanen pour la zone externe tiennent compte de la courbure de la Terre et puisqu'il existe maintenant de meilleurs modèles topographiques, on a appliqué la formule d'Heiskanen à tous les secteurs de la carte pour déterminer l'effet gravitationnel des racines. Selon Heiskanen, l'effet gravitationnel d'une racine en un point O est obtenu à l'aide de la formule suivante :

$$g_o = G\,m\,((d^2/2R) + d\cos\alpha)/(d^2 + d^2 - 2\,d\,\sin\alpha/2)^{3/2}$$

où g_o = effet gravitationnel (mGal), m = déficit de masse de la racine (kg), R = rayon (m) de la Terre, a = distance (m) entre le point d'observation et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine, d = distance (m) entre le centre de masse de la racine et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine, et α = angle entre les lignes tracées depuis le point d'observation et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine jusqu'au centre de la Terre (voir la figure 2). Pour le calcul de g_o, la grille des profondeurs des racines a été convertie en valeurs de latitude, de longitude et de profondeur de la base de la racine, à des intervalles de 10 km environ. Ces valeurs ont été traitées comme des coordonnées sphériques et converties en coordonnées X, Y et Z (m), avec le centre de la sphère comme point d'origine. On a calculé le volume de la racine sous chaque point en multipliant le carré de l'espacement des points de données (10 km) par la profondeur de la racine sous le niveau de compensation pour un point situé au niveau de la mer (30 km). Pour calculer le déficit de masse sous chaque point, on a multiplié le volume par le contraste de masse volumique entre les matériaux de la racine et ceux du manteau sous-jacent. On a ensuite calculé l'effet gravitationnel qu'exerce la racine sous un point quelconque sur tous les autres points de données et ce, pour tous les points de données. La correction isostatique en chaque point est la somme de ces effets gravitationnels. Les corrections isostatiques sont calculées pour des observations faites au niveau de la mer, elles ont donc été prolongées vers le haut jusqu'à la surface topographique dans les régions continentales et maintenues au niveau de la mer dans les zones extracôtières. Les anomalies isostatiques résiduelles sont obtenues en ajoutant les valeurs de la correction isostatique à celles de l'anomalie de Bouguer.

Les données topographiques utilisées dans les calculs des racines isostatiques proviennent de diverses sources : GDCTOPO1 (grille à maille de 1 km des altitudes de la masse continentale du Canada), ETOPO5, ainsi que les données sur l'épaisseur de la glace, la topographie de la surface du sol et la topographie du substratum rocheux du Kalaallit Nunaat (Groenland) (Bamber et al., 2000). Les données du Kalaallit Nunaat ont été utilisées pour calculer la topographie rocheuse équivalente pour l'Inlandsis du Kalaallit Nunaat. On a également calculé la topographie rocheuse équivalente de la charge de la colonne d'eau des Grands Lacs, le Grand lac de l'Ours et le Grand lac des Esclaves.

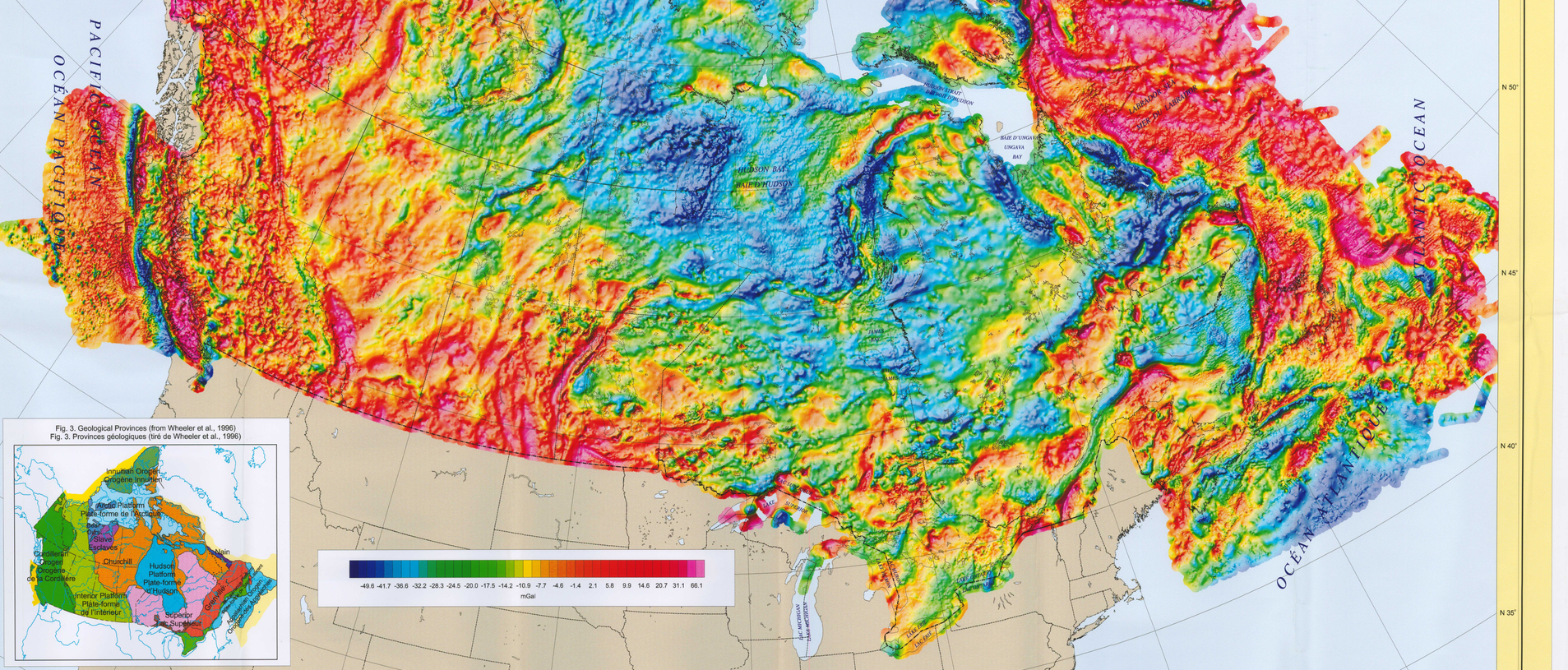
L'élaboration de cette carte a nécessité la génération d'une grille de données à maille de 2 km en employant une limite d'interpolation de 20 km. La carte des anomalies isostatiques résiduelles met en évidence les composantes de courte longueur d'onde du champ de gravité qui rendent compte de sources près de la surface, car elle élimine les composantes de grande longueur d'onde attribuables aux déficits de masse présus en profondeur.

DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS IMPORTANTS

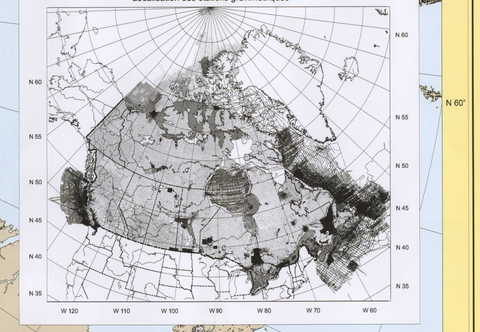
Les anomalies gravimétriques correspondent à des variations latérales de densité et à des variations de la masse dans le manteau supérieur et dans la croûte. La plupart des anomalies de haute fréquence sont dues à la présence de contacts entre des roches de densités significativement différentes près de la surface. Ces anomalies sont rehaussées par la correction isostatique. Ce rehaussement devient particulièrement significatif dans les régions à fort relief ainsi qu'au large des côtes. Le creux gravimétrique de grande longueur d'onde que l'on peut observer à l'aplomb de l'orogène de la Cordillère et dans son voisinage (figure 3) dans la représentation de l'anomalie de Bouguer (Miles et al., 2000) est éliminé par la correction isostatique, ce qui met en évidence de nombreux domaines gravimétriques différents, lesquels reflètent la diversité lithologique et la complexité structurale de la région. Par exemple, les crêtes gravimétriques à l'aplomb de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte correspondent à des séquences volcaniques mafiques de densité élevée. Le bassin de Bowser, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, présente une signature d'amplitude faible et relativement lisse. Une crête gravimétrique de direction nord-ouest centrée à 52°N, 117°O correspond à une région de roches supracrustales épaissies par tectonisme. Cette anomalie isostatique résiduelle ne correspond à aucune anomalie à l'air libre ou de Bouguer. Elle représente donc une charge non compensée dans la croûte (Goodacre et al., 1987). Dans les régions extracôtières, la correction isostatique a pour effet d'éliminer les signaux de grande longueur d'onde du champ d'anomalies et corrige les effets d'origine bathymétrique, particulièrement le long de la plate-forme continentale. Au large de la côte Est du Canada, on peut discerner plusieurs anomalies isostatiques résiduelles qui se présentent de manière isolée, notamment une crête évasée à l'aplomb du sous-bassin de Sable, dont la source est liée à d'épaisses accumulations sédimentaires (Shih et al., 1991). Selon Innes et al. (1968), le creux du champ d'anomalies isostatiques résiduelles observé au-dessus de la baie d'Hudson serait le reflet d'une racine isostatique liée à un rebond postglaciaire incomplet.

Les données numériques (données maillées ou données ponctuelles) et des exemplaires de cette carte, ainsi que le fichier de données altimétriques à maille de 1 km (GDCTOPO1), sont en vente au Centre de données géophysiques de la Commission géologique du Canada, 615, rue Booth, pièce 235, Ottawa (Ontario) K1A 0E9. Téléphone : (613) 995-5326; télécopieur : (613) 952-8987; courriel : mhogan@agg.NRCan.gc.ca; WWW : http://gdcinfo.agg.NRCan.gc.ca/gdc/.

Fig. 3. Geological Provinces (from Wheeler et al., 1996)
Fig. 3. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1996)



Gravity Station Locations
Localisation des stations gravimétriques



Recommended Citation:
Miles, W.F., Roest, W.R., and Vo, M.P. 2001: Isostatic Residual of Gravity Anomalies, Canada;
Geological Survey of Canada, Open File 4160
Scale 1:7 500 000

Notation bibliographique conseillée:
Miles, W.F., Roest, W.R. et Vo, M.P. 2001: Carte des anomalies isostatiques résiduelles du champ de gravité du Canada;
Commission géologique du Canada, Dossier public 4160
Échelle 1/7 500 000

Canada

Natural Resources Canada | Ressources naturelles Canada

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