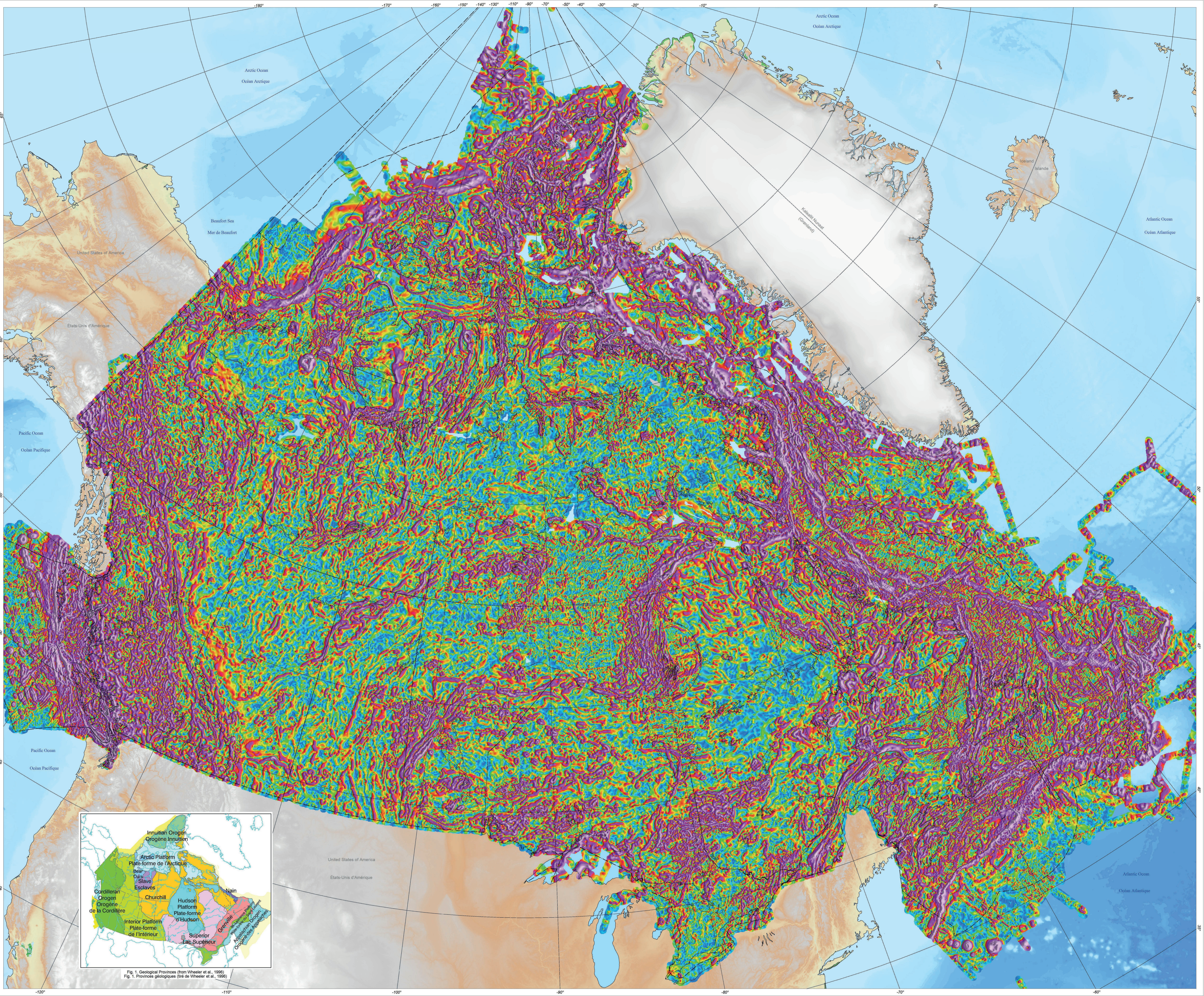



Fig. 1. Geological Provinces (from Wheeler et al., 1996)
Fig. 1. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1996)

## ABSTRACT

The horizontal gradient of gravity anomalies map of Canada shows variations in the gravity field caused by lateral variations in the density of Earth's crust and upper mantle that reflect differences in composition and thickness. Systematic gravity mapping began in Canada in 1944 and is ongoing. All Canadian gravity data are tied to the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) to create a coherent dataset at the global scale. Local gravity anomalies result from the juxtaposition of relatively high- and low-density rock types. The horizontal gradient achieves local maxima over or near contacts between rock units with different density.

## INTRODUCTION

This map presents the horizontal gradient magnitude of gravity anomalies. The data were compiled from the holdings of the Canadian Geodetic Survey, Surveyor General Branch. The data were collected to map the gravity field over the Canadian landmass and offshore areas. Variations in gravity are due to Earth's shape and differences in the mass of underlying materials. 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 Earth, or mean sea level if Earth were completely covered with water.

## GRAVITY

Gravity is the combination of the gravitational attraction of Earth and its rotation (centrifugal force). Gravitation is the force of attraction one mass has for another. According to Newton's law of gravitation, the force increases with increasing mass. The force of the attraction also increases as we approach the centre of mass. 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 Earth's oblate spheroidal shape, unless corrections are made to account for variations in Earth's shape and topography. As Earth's radius is approximately 20 km smaller at the poles than at the equator, the force of gravity increases as we get closer to the poles. In addition, Earth's rotation results in a slightly smaller measured gravity at the equator than at the poles. In order to isolate the effect of lateral variations in density within Earth, the bulk gravity effects of Earth due to latitude must be removed. The normal (theoretical) gravity ($\gamma_\varphi$) is given in mGal ($10^{-5}$ m•s$^{-2}$) by the International Gravity Formula

$$\gamma_\varphi = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}}$$

based on the Geodetic Reference System of 1980 (GRS80), where $\varphi$ is the latitude in degrees of any point on Earth, $\gamma_e$ is normal gravity at the equator (= 978,032.67715 mGal), $e$ is the eccentricity ($e^2$ = 0.00669438002290), and $k$ is an ellipsoidal parameter (= 0.001931851353). The vertical gradient of gravity (vertical rate of change of the force of gravity, ~0.3086 mGal•m$^{-1}$) is given by

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = -2\frac{\gamma_\varphi(1 + f + m - 2f\sin^2\varphi)}{a} + 3\frac{\gamma_\varphi}{a^2}H$$

where $a$ is the semi-major axis (= 6,378,137 m), $f$ is the flattening (= 0.00335281068118), $m$ = 0.00344978600308, and $H$ is the elevation of the station. The effect of latitude is removed from an observed gravity value by subtracting the theoretical value of gravity, and the effect of variations in elevation is removed by subtracting the vertical gradient of gravity multiplied by the elevation of the station. The application of these corrections to the observed gravity produces the free-air gravity anomaly ($\Delta g_{fa}$):

$$\Delta g_{fa} = g_t - \gamma_\varphi - \frac{\partial \gamma}{\partial H}H$$

where $g_t$ is the observed gravity on Earth's surface.

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 the mean sea level. This is the Bouguer gravity anomaly ($\Delta g_B$), which is given (in mGal) for static land measurements by the formula

$$\Delta g_B = \Delta g_{fa} + 2\pi G\rho H$$

where $\Delta g_{fa}$ is the free-air anomaly, $G$ is the gravitational constant (6.672 x $10^{-11}$ m³•kg$^{-1}$s$^{-2}$ or 6.672 x $10^{-6}$ m²•kg$^{-1}$•mGal), $\rho$ is the density of crustal rock (kg•m$^{-3}$), and $H$ is the elevation above mean sea level (m). In areas of rough terrain, a terrain correction (*TC*) for the effect of nearby masses above (mountains) or mass deficiencies below (valleys) the gravity measurement point can be calculated and applied to the Bouguer anomaly. 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 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 752,000 gravity observations, including 229,000 on land, acquired between 1944 and 2015. The data spacing ranges from less than 1 km to over 20 km, with an average spacing of 15 km. All measurements were reduced to the IGSN71 datum. Normal (theoretical) gravity values were calculated from the Geodetic Reference System 1980 (GRS80) gravity formula. Bouguer anomalies were calculated using the Bouguer anomaly equation described above using a crustal density of 2,670 kg•m$^{-3}$. For this map, the data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km. The absolute value of the horizontal gradient magnitude was calculated from a plane generated from a least squares fit of a 5 x 5 array of grid cells centred on the calculation point. The filtered data enhance shortwavelength anomalies that correspond to near-surface density contrasts. The magnitude of the horizontal gradient reaches a maximum over contacts between bodies with contrasting densities. Cordell (1979) showed that the magnitude reaches a local maximum directly over vertical contacts and is offset in the down-dip direction over dipping contacts. The colour image of the anomalies is combined with their shaded relief to accentuate the higher frequency data. The illumination has a declination of 135° and an inclination of 60°.

## DESCRIPTION OF MAJOR FEATURES

The gravity anomalies correspond to variations in lateral density and mass in the upper mantle and the crust. Most high-frequency anomalies are caused by near-surface contacts of rocks that have significantly different densities. These anomalies are enhanced by the horizontal derivative filter. For example, in the Superior Province (Fig. 1; Wheeler et al., 1996) of the Canadian Shield, the east-west trending structural fabric is marked by east-west trending horizontal gradient anomalies over the contacts between low density plutonic rock and higher density volcanic rock. The boundary between the Trans-Hudson Orogen and the Superior Province (Goodacre, 1972) is marked by an extensive, curvilinear horizontal gradient high corresponding to the juxtaposition of denser material of the associated magmatic arcs with adjacent lower density plutonic rock, as well as differences in crustal thickness and density between the Superior and Churchill Provinces. Horizontal gradient maxima at the continental margins mark the transition between continental and oceanic crust. Large intrusive bodies having high density contrasts with host rock are ringed by horizontal gradient highs such as the anomaly at Sept-Îles, Québec (N 50°, W 66°).

This publication is available for free download through GEOSCAN (http://geoscan.nrcan.gc.ca/). Corresponding digital point and gridded data are available from Natural Resources Canada's Geoscience Data Repository for Geophysical Data at http://gdr.agg.nrcan.gc.ca/index_e.html. The same products are also available, for a fee, from the Geophysical Data Centre, Geological Survey of Canada, Room 580, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8. Telephone: 613-995-5326, email: NRCan.infogdc-infogdc.RNCan@canada.ca.

## REFERENCES/RÉFÉRENCES

Cordell L (1979) Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico; New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference, p. 59-64.

Goodacre AK (1972) Generalized structure of the deep crust and upper mantle in Canada; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 3146–3161.

Wheeler JO, Hoffman PF, Card KD, Davidson A, Sanford BV, Okulitch AV, Roest WR (1996) Geological Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map D1860A, scale 1:5,000,000.

## RÉSUMÉ

La carte des anomalies du gradient horizontal du champ de gravité au 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 différences de composition et d'épaisseur. La cartographie gravimétrique systématique au Canada a commencé en 1944 et se poursuit encore de nos jours. Toutes les données gravimétriques du Canada sont rattachées au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971 (IGSN71) afin de créer un jeu de données qui est cohérent à l'échelle mondiale. À l'échelle locale, les anomalies gravimétriques sont dues à la juxtaposition de roches de densité relativement faible et de roches de densité relativement élevée. Le gradient horizontal atteint son maximum à l'aplomb du contact entre des unités lithologiques de densités contrastantes, ou à peu de distance de ce contact.

## INTRODUCTION

Cette carte montre l'intensité du gradient horizontal de l'anomalie de gravité. Les données ont été compilées à partir des archives de données des Levés géodésiques du Canada, Direction de l'Arpenteur général. Ces données ont été recueillies afin de cartographier le champ de gravité qui s'exerce sur la masse continentale et les régions extracôtières du Canada. Les variations gravimétriques sont dues à la forme de la Terre et aux différences de 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 (avec sa rotation), 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 sera plus forte. Les mesures de la gravité ne fournissent pas beaucoup d'information géologique directe, mis 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 des variations de la forme de la Terre et de son relief. Comme le rayon de la Terre est d'environ 20 km plus court aux pôles qu'à l'équateur, la force de gravité augmente quand on s'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 $\varphi$ représente la latitude en degrés d'un point donné à la surface de la Terre, la valeur théorique de la gravité ($\gamma_\varphi$) en ce point est fournie par la formule gravimétrique internationale suivante :

$$\gamma_\varphi = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}}$$

en mGal ($10^{-5}$ m•s$^{-2}$), selon le Système géodésique de référence de 1980 (GRS80). Dans cette équation, $\gamma_e$ correspond à la gravité théorique à l'équateur (= 978 032,67715 mGal), $e$ représente l'excentricité ($e^2$ = 0,00669438002290) et $k$ est le paramètre ellipsoïdal (= 0,001931851353). On calcule le gradient vertical de la gravité (le taux de variation suivant la verticale de la force de gravité, soit ~0,3086 mGal•m$^{-1}$) au moyen de l'équation suivante :

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = -2\frac{\gamma_\varphi(1 + f + m - 2f\sin^2\varphi)}{a} + 3\frac{\gamma_\varphi}{a^2}H$$

où $a$ est le demi grand axe (= 6 378 137 m), $f$ est l'aplatissement (= 0,00335281068118), $m$ = 0,00344978600308 et $H$ est l'altitude de la station. On corrige l'effet de la latitude en soustrayant la valeur théorique de la gravité de sa valeur observée; on corrige l'effet des variations d'altitude en soustrayant de la valeur observée de la gravité le gradient vertical de la gravité multiplié par l'altitude de la station. L'application de ces corrections à la gravité observée nous donne l'anomalie gravimétrique à l'air libre ($\Delta g_{fa}$) :

$$\Delta g_{fa} = g_t - \gamma_\varphi - \frac{\partial \gamma}{\partial H}H$$

où $g_t$ est la pesanteur mesurée à la surface de la Terre.

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 l'anomalie gravimétrique de Bouguer ($\Delta g_B$). Dans le cas d'une mesure statique sur la terre ferme, la valeur de l'anomalie de Bouguer (en mGal) est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$\Delta g_B = \Delta g_{fa} + 2\pi G\rho H$$

où $\Delta g_{fa}$ est l'anomalie à l'air libre, $G$ est la constante universelle de la gravitation (6,672 x $10^{-11}$ m³•kg$^{-1}$s$^{-2}$ ou encore 6,672 x $10^{-6}$ m²•kg$^{-1}$•mGal), $\rho$ est la masse volumique de la lithologie crustale (kg•m$^{-3}$) et $H$ est l'altitude au-dessus du niveau moyen de la mer (m). Dans les terrains accidentés, il est possible de calculer et d'appliquer des corrections de terrain au point de mesure de la gravité qui tiennent compte d'un excès de masse (montagnes) ou d'un déficit de masse (vallées). L'anomalie gravimétrique de Bouguer finale reflète les variations latérales de la densité des roches.

## ACQUISITION DES DONNÉES

Les données gravimétriques sont généralement recueillies au moyen de gravimètres relatifs qui mesurent les changements de la force de gravité d'un endroit à un autre. À l'intérieur de la masse continentale du Canada, la pesanteur a été mesurée à l'aide de gravimètres statiques. Au large des côtes, quelques mesures ont été prises avec des gravimètres statiques placés sur le fond océanique, mais la plupart des mesures ont été prises à bord de navires en mouvement utilisant des gravimètres dynamiques. 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 mesure 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 (RNCG). Les stations de contrôle ont été établies à partir du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971 (IGSN71). 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.

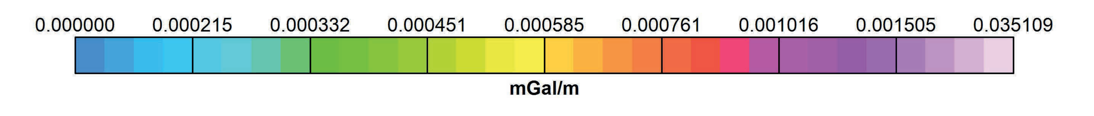
## PRÉSENTATION

Les données utilisées pour la compilation de cette carte proviennent d'environ 752 000 observations gravimétriques acquises entre 1944 et 2015, dont 229 000 sur la terre ferme. L'espacement des points de mesure varie de moins de 1 km à plus de 20 km et se situe en moyenne à 15 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 1980 (GRS80). L'anomalie de Bouguer a été calculée au moyen de l'équation ci-dessus en employant une masse volumique de 2 670 kg•m$^{-3}$ pour les lithologies crustales. 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 valeur absolue de l'intensité du gradient horizontal a été calculée à partir d'un plan obtenu par un ajustement par la méthode des moindres carrés d'une grille de 5 cellules sur 5 cellules centrée sur le point à déterminer. Les données filtrées rehaussent les anomalies de courte longueur d'onde qui sont le reflet de l'existence de contrastes de densité près de la surface. L'intensité du gradient horizontal atteint son maximum à l'aplomb des contacts qui séparent des corps affichant des densités contrastantes. Cordell (1979) a démontré que l'intensité atteint un maximum local directement à l'aplomb des contacts verticaux et que la position de la valeur maximale est décalée vers l'aval-pendage dans le cas des contacts inclinés. L'image en couleur des anomalies a été combinée à leur représentation par estompage du relief afin de mettre en évidence les données de plus haute fréquence. La source d'éclairage virtuelle présente une inclinaison de 60° et un azimut de 135°.

## DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS IMPORTANTS

Les anomalies gravimétriques correspondent à des variations latérales de densité et à des différences de 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. Ce type d'anomalie est rehaussé par le filtre de la dérivée horizontale. Par exemple, dans la Province du lac Supérieur (fig. 1, Wheeler et al., 1996) du Bouclier canadien, la fabrique structurale est-ouest est soulignée par des anomalies du gradient horizontal qui montrent la même orientation et dont la trace se situe à l'aplomb des contacts entre des roches plutoniques de faible densité et des roches volcaniques de densité plus élevée. La limite entre l'orogène trans-hudsonien et la Province du lac Supérieur (Goodacre, 1972) est marquée par une vaste crête curviligne du gradient horizontal qui rend compte de la juxtaposition du matériau plus dense des arcs magmatiques de l'orogène aux roches plutoniques moins denses des secteurs environnants, ainsi qu'à des différences d'épaisseur et de densité de la croûte entre les provinces du lac Supérieur et de Churchill. Les valeurs maximales du gradient horizontal observées le long des marges continentales témoignent du passage de la croûte continentale à la croûte océanique. Les grands massifs intrusifs qui affichent un contraste de densité marqué avec les roches encaissantes sont auréolés de crêtes du gradient horizontal, comme c'est le cas de l'anomalie observée à Sept-Îles (Québec), située à 50° N, 66° W.

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir de GEOSCAN (http://geoscan.rncan.gc.ca/). Les données numériques correspondantes (données maillées ou données ponctuelles) sont disponibles depuis l'Entrepôt de données géoscientifiques pour les données géophysiques de Ressources naturelles Canada à l'adresse http://gdr.agg.rncan.gc.ca/index_f.html. On peut se procurer les mêmes produits, moyennant des frais, en s'adressant au Centre des données géophysiques de la Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, pièce 580, Ottawa (Ontario) K1A 0E8. Téléphone : 613-995-5326; courriel : NRCan.infogdc-infogdc.RNCan@canada.ca.




GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA OPEN FILE 8079 / DOSSIER PUBLIC 8079 DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

# HORIZONTAL GRADIENT OF GRAVITY ANOMALIES MAP
# CARTE DES ANOMALIES DU GRADIENT HORIZONTAL DU CHAMP DE GRAVITÉ
# CANADA

Authors: D. M. Jobin, M. Véronneau and W. Miles

Data compilation by the Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario

Digital cartography by D. Oreschuk, Geological Survey of Canada

doi:10.4095/299659

Scale 1:7 500 000 - Échelle 1/7 500 000

Auteurs : D. M. Jobin, M. Véronneau et W. Miles

La compilation des données a été effectuée par la Commission géologique du Canada, Ottawa (Ontario)

Cartographie numérique : D. Oreschuk, Commission géologique du Canada

doi:10.4095/299659

HORIZONTAL GRADIENT OF GRAVITY ANOMALIES MAP
CARTE DES ANOMALIES DU GRADIENT HORIZONTAL DU CHAMP DE GRAVITÉ
CANADA

OPEN FILE
DOSSIER PUBLIC
8079
GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
2017

**Recommended citation:**
Jobin, D. M., Véronneau, M. and Miles, W., 2017. Horizontal Gradient of Gravity Anomalies Map, Canada / Carte des anomalies du gradient horizontal du champ de gravité, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 8079, scale 1:7 500 000. doi:10.4095/299659

**Notation bibliographique conseillée :**
Jobin, D. M., Véronneau, M. et Miles, W., 2017. Carte des anomalies du gradient horizontal du champ de gravité, Canada / Horizontal Gradient of Gravity Anomalies Map, Canada; Commission géologique du Canada, Dossier public 8079, échelle 1/7 500 000. doi:10.4095/299659

Canada