
Soumis le : 12/12/2013

Forme révisée acceptée le : 19/12/2015

Email de l'auteur correspondant

haddad_mahdi@yahoo.fr

Nature & Technology

Evaluation des Surfaces d'Anomalies Gravimétriques à l'Air Libre en Méditerranée Occidentale

^aM. Haddad, ^bH. Hachemi, ^aN Rabehi, ^aH. Taibi, ^aH Bousmaha

^aCentre des Techniques Spatiales, Département de Géodésie Spatiale. 1 Avenue de Palestine, BP 13 Arzew. Oran, Algérie

^bEcole Nationale Supérieure de Technologie. Ex Ct Siège DG SNVI Route National Z.i, N5, Rouïba. Alger, Algérie

Résumé

L'objectif de l'article est de vérifier la qualité des surfaces d'anomalies gravimétriques globales en Méditerranée Occidentale. Dans ce cadre, l'ensemble des données marines d'anomalies à l'air libre, acquises auprès du Bureau Gravimétrique International -BGI et réparties sur la zone de -10° à 15° en longitude et de 30° à 45° en latitude, ont été comparées d'une part à celles interpolées à partir des deux grilles dérivées de l'altimétrie spatiale : Sandwell & Smith et DTU10 et d'autre part, à celle estimées à partir de six modèles globaux de géopotential : EGM96, EGM2008, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s.

L'analyse des moyennes des différences (écarts), entre les anomalies à l'air libre BGI et celles estimées à partir des différentes surfaces d'anomalies à l'air libre, a montré que les deux grilles Sandwell & Smith et DTU10 ainsi que le modèle EGM2008 correspondent le mieux aux données gravimétriques marines, avec une moyenne sur les écarts quasiment-identique (-10.52 mGal, -10.60 mGal et -10.59 mGal, respectivement).

Mots clés : Données marines BGI ; grille Sandwell & Smith ; grille DTU10 ; modèles géopotentiels ; altimétrie spatiale.

1. Introduction

Les données satellitaires et les modèles géopotentiels offrent une vue globale des anomalies gravimétriques et peuvent être utilisées pour compléter les données existantes en particulier en mer.

Les travaux réalisés dans la modélisation globale du champ de pesanteur terrestre ont donné naissance à des modèles géopotentiels globaux de haute résolution et de meilleure qualité comme le modèle EGM2008 [1] qui a été adapté par plusieurs pays. Aussi, le récent développement de l'altimétrie satellitaire, a permis de déterminer précisément la surface du géoïde en mesurant le temps d'aller retour d'un signal radar émis par le satellite et réfléchi par la surface de la mer. Ces mesures ont permis de déterminer un géoïde marin global et une grille du champ de gravité sur tous les océans, voir par exemple [2] et [3] et souvent d'en déduire la bathymétrie [4].

En effet, afin de représenter les variations à petite échelle, le géoïde de très grande précision peut être converti en anomalies de gravité. Le calcul de ces anomalies est complexe, basé sur les lois de la physique, de la géométrie et des statistiques [3].

Par ailleurs, pour discuter de l'exactitude des solutions de géoïde marin, il peut être intéressant d'analyser aussi les anomalies de gravité à l'air libre (*free air anomaly*) associées aux différentes solutions. Parce qu'il est plus facile de se concentrer sur la longueur d'onde plus courte décrite par le champ de gravité, en outre, les surfaces d'anomalie de gravité peuvent être directement comparées à des mesures in-situ indépendantes du potentiel de la Terre, que sont les données gravimétriques marines.

L'objectif de cette étude est d'effectuer une comparaison entre les différentes surfaces d'anomalies à l'air libre et les mesures gravimétriques marines en Méditerranée Occidentale. Cette analyse est une comparaison indépendante communément effectuée ; voir par exemple [3], [5] et peut aider à déduire la précision de la longueur d'onde courte de chaque surface. Cette comparaison doit être appliquée avec soin, car les données gravimétriques marines ne sont pas exemptes d'erreurs. A ce titre, nous avons considéré huit surfaces d'anomalies à l'air libre : deux déduites de l'altimétrie spatiale (la grille de Sandwell & Smith [6] et la grille DTU10 [7] [8]) et six issues de modèles géopotentiels globaux (EGM96 [9], EGM2008 [1], GGM03C[10], GOGRA02S[11], ITG-Goce02 [12] et ULux_CHAMP2013s [13]). Ces modèles géopotentiels

globaux ont été choisis selon la source de données intégrées et utilisées lors de leurs développements (voir tableau 1).

L'ensemble des huit surfaces d'anomalies gravimétriques ont été comparées à des mesures in situ fournies par le Bureau Gravimétrique International -BGI.

2. Données utilisées

2.1. Données gravimétriques marines

Les données de gravimétrie océanique utilisées à travers cette étude proviennent du Bureau Gravimétrique International (<http://bgi.obs-mip.fr/>). La tâche principale de ce bureau est de collecter les mesures du champ de gravité et les informations associées, de les valider et de les archiver dans une base de données informatisée destinée à soutenir des utilisations scientifiques et académiques [14].

Le descriptif du format des données gravimétriques marines fournies (format EOS) est détaillé dans le document [15]. Le fichier de données dispose de 115451 points de gravimétrie marine répartis sur la zone de -10° à 15° en longitude et de 30° à 45° en latitude (figure 1). Ces mesures de gravité marines ont une précision variable qui dépend de multiples facteurs comme par exemple la navigation, les rattachements à terre ainsi que les corrections de dérive. Le fichier EOS contient des informations notamment sur l'origine des données, la position et la profondeur des points, la valeur mesurée de la pesanteur et sa précision, l'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer. Chaque point consiste en un enregistrement de 150 caractères. Ces mesures sont géoréférencées par rapport au datum GRS67 [15].

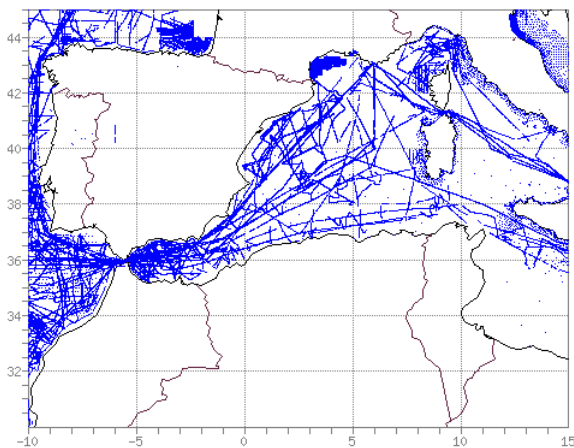


Fig. 1. Données gravimétriques marines en Méditerranée Occidentale. Source BGI.

L'anomalie à l'air libre (Δg) est calculée en mer comme étant la différence entre la pesanteur mesurée et la pesanteur d'un modèle de référence choisi (ellipsoïde de 1930, GRS67, GRS80,...) :

$$\Delta g = g - \gamma_0 \quad (1)$$

où g désigne la valeur observée de la gravité et γ_0 désigne la valeur théorique de la gravité.

Les modèles d'ellipsoïdes ont varié au cours des dernières décennies, selon le modèle choisi, les valeurs d'anomalie peuvent donc varier. La formule de la pesanteur normale référencée à l'ellipsoïde de référence GRS67 [16]:

$$\gamma_{1967} = 978031.85 [1 + 0.005278895 \sin^2 \varphi + 0.000023462 \sin^4 \varphi] \text{ mGal} \quad (2)$$

où φ est la latitude géographique.

Les anomalies à l'air libre sont réduites à l'ellipsoïde (GRS80) à l'aide de la formule de correction [16]:

$$(0.8316 + 0.0782 \sin^2 \varphi - 0.0007 \sin^2 2\varphi) \text{ mGal} \quad (3)$$

2.2. Altimétrie spatiale

L'association des données collectées par les altimètres a permis à Sandwell & Smith d'établir une carte des anomalies gravimétriques de la mer (par inversion du géoïde) [3], utilisées par la suite pour prédire la profondeur du plancher océanique entre les lignes bathymétriques sondées. Ces premiers travaux ont été affinés par la suite et de nouvelles cartes d'anomalies gravimétriques ont été mises à la disposition de la communauté scientifique.

Deux grilles d'anomalies à l'air libre issues de l'altimétrie spatiale, majoritairement employées à l'heure actuelle, ont été utilisées dans cette étude :

- La première est celle produite par Scripps Institution of Oceanography -SIO/ National Oceanic and Atmospheric Administration -NOAA USA, communément désignée par la grille de Sandwell & Smith. Cette grille a une précision de 2 à 4 mGal et une résolution spatiale d'une minute en latitude et en longitude, pour les latitudes comprises entre 80° S et 80° N [6]. La version utilisée (V21.1) est disponible depuis le site de l'Université de Californie San Diego:

http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html

- La deuxième est celle du Danish National Space Centre -DNSC. Cette grille, développée par Andersen [7] [8] et communément désignée par DTU10, est une amélioration des versions précédentes DNSC07 et DNSC08. La grille DTU10 s'étend de 90° N à 90° S pour une résolution d'une minute. Elle est disponible depuis le site Internet de l'Université Technique de Danemark: http://www.space.dtu.dk/english/Research/Scientific_data_and_models/Global_Marine_Gravity_Field

La différence principale entre les algorithmes d'estimation employés par DNSC et SIO/ NOAA est la forme sous laquelle les données altimétriques entrent dans l'estimation des anomalies gravimétriques. Le DNSC utilise des hauteurs de la mer résiduelles (residual Sea Surface Heights -SSH), tandis que le SIO/NOAA utilise des gradients de SSH résiduelles (residual slopes of the SSH), déterminées à partir de la différenciation numérique des données altimétriques voisines [17].

Chacune de ces deux techniques d'estimation présente des avantages et des inconvénients. En particulier pour un modèle gravitationnel de référence donnée, l'utilisation de SSH résiduelles est moins affectée par le manque de données près des zones côtières, par rapport à l'utilisation des gradients de SSH résiduelles.

D'autre part, l'utilisation des gradients de SSH résiduelles tend à produire des anomalies de gravité nettement plus "riches" en hautes fréquences, par rapport à l'utilisation de SSH résiduelles [17]. La différence entre les résultats des deux techniques d'estimation sont bien sûr réduites du faite que les modèles de référence utilisés sont communs dans les deux techniques [17].

2.3. Modèles géopotentiels

Les modèles géopotentiels sont utilisés pour calculer les grandes longueurs d'onde des différentes quantités gravimétriques qui dépendent du potentiel de gravité de la Terre telles que les anomalies de pesanteur et l'ondulation du géoïde [18].

Actuellement il existe plusieurs modèles géopotentiels dont les coefficients sont développés à partir d'informations gravimétriques, altimétriques, ainsi que des données dérivées de l'étude des perturbations d'orbite des différents satellites artificiels permettant de quantifier le potentiel gravitationnel terrestre. D'autre part, on trouve d'autres modèles géopotentiels qui sont définis seulement à l'aide des missions spatiales. Par ailleurs, avec l'apparition des modèles géopotentiels issus des missions spatiales : CHAMP -CHALLENGING Mini-satellite Payload (2000-2010) [19], GRACE -Gravity Recovery and Climate Experiment (2002) [20] et GOCE -Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (2009-2013) [21], destinées à l'amélioration du champ de pesanteur, la précision sur les quantités gravimétriques calculées ne cesse de s'améliorer.

Notons que le satellite CHAMP a été lancé avec comme objectif, entre autres, la détermination du géoïde à une précision de 10 cm aux grandes échelles spatiales (jusqu'à 400 km de résolution). Dans la foulée de CHAMP, la seconde mission GRACE a été dédiée pour la mesure des variations temporelles du champ de gravité terrestre, avec une résolution temporelle qui peut atteindre 10 jours et une résolution spatiale de l'ordre de 400 km. Le champ de pesanteur statique peut aussi être calculé, à environ 200 km de résolution [20]. La mission GOCE avec son satellite à très basse altitude (250 km) et son gradiomètre embarqué s'inscrit dans la lignée des deux missions précédentes. La haute résolution offerte par la mission GOCE de 100 Km permet en effet la détermination d'un modèle du champ de gravité avec une précision inférieure à 2-3 cm pour le géoïde et une précision de 1 mGal pour les anomalies gravimétriques [22].

Les modèles de développement du potentiel en harmoniques sphériques, utilisés pour calculer les anomalies de gravité dans la présente étude, sont énumérés dans le tableau 1.

Tableau 1

Modèles géopotentiels utilisés

| Modèle | Année | Degré | Données |
|-----------------|-------|-------|-----------------|
| EGM96 | 1996 | 360 | EGM96S, G, A |
| EGM2008 | 2008 | 2190 | S (GRACE), G, A |
| GGM03C | 2009 | 360 | S (GRACE), G, A |
| GOGRA02S | 2013 | 230 | S (GOCE,GRACE) |
| ITG-Goce02 | 2013 | 240 | S (GOCE) |
| ULux_CHAMP2013s | 2013 | 120 | S (CHAMP) |

S:données du suivi satellitaire, G :données gravimétriques, A :données altimétriques

Le modèle communément admis comme référence, largement utilisé dans le cadre des applications nécessitant ce type de données, est l'EGM2008 (Earth Gravitational Model), délivré à la communauté scientifique par l'équipe de développement de l'EGM de la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA). Il remplace le modèle EGM96 et son exactitude globale est estimée par la NGA à environ 15 cm [17]. L'EGM2008 est complet jusqu'aux ordre et degré 2159 du développement en harmoniques sphériques et comprend des coefficients supplémentaires allant jusqu'au degré 2190 et l'ordre 2159. Plus d'informations sur l'EGM2008 sont disponibles sur le site: <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008>.

3. Analyse des données

Les anomalies gravimétriques sont interpolées dans les deux grilles Sandwell & Smith et DTU10 grâce aux fonctions "interp2" et "tln2val" sous Matlab en utilisant l'option "cubic".

Aussi, les anomalies gravimétriques sont calculées en fonction des coefficients harmoniques des modèles géopotentiels globaux (équation 4) en utilisant le programme "harmonic_synth_v02.f", élaboré par Holmes et Pavlis sous Fortran [23]:

$\Delta g =$

$$\frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{N_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (4)$$

où θ et λ représentent la colatitude géocentrique et la longitude du point de calcul ; r la distance géocentrique ; a le rayon équatorial de la terre ; \bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} sont les coefficients harmoniques normalisés ; \bar{P}_{nm} sont les fonctions associées de 1ère espèce (normalisées) de Legendre et N_{max} est le degré maximum du modèle géopotentiel.

Les anomalies à l'air libre; interpolées à partir des deux grilles Sandwell & Smith et DTU10 et calculées d'après les modèles géopotential globaux EGM96, EGM2008, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s, ont été comparées à celles figurant dans le fichier du BGI et les écarts ont été calculés. Les différences sont ainsi calculées. Toutefois, avant de procéder au calcul des écarts-types sur ces différences, une étape qui consiste à éliminer les points aberrants (où la différence en anomalie BGI-surface est importante) s'impose.

Pour ce faire, on détermine la différence minimale d (en fonction de la statistique t de *Student*) qui amène à rejeter l'hypothèse nulle de conformité de la moyenne observée à la moyenne théorique :

$$|d| = t_{\alpha} \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (5)$$

où : N est l'effectif de l'échantillon, σ est l'écart type et t_{α} est la valeur critique du t de *Student*.

On a déterminé ainsi l'intervalle de confiance $m + d$ et $m - d$, où m représente la moyenne théorique. Tous les points à l'extérieur de cette intervalle différent significativement au seuil de risque α de la moyenne théorique et par conséquent sont rejetés.

Un programme interactif élaboré sous *Matlab* inclus une fonction pour la détermination de l'intervalle de confiance avec la possibilité du choix du seuil de risque α . Ce programme a comme sortie graphique un histogramme des écarts et une carte des points rejetés.

Le tableau 2 offre les statistiques des écarts entre les anomalies à l'air libre (BGI) et celles obtenues des différents modèles : Sandwell & Smith, DTU10, EGM96, EGM2008, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s. Le taux de risque α est pris de 5%, soit un intervalle de confiance de 95%.

Tableau 2

Taux de rejet des mesures avec un seuil de risque de 5% et statistiques sur les écarts BGI vs Surface.

| BGI vs Surface | % de rejet | Min. (mGal) | Max. (mGal) | Moy. (mGal) | E-Type (mGal) |
|------------------|------------|-------------|-------------|-------------|---------------|
| Sandwell & Smith | 3.52 | -57.49 | 38.45 | -10.52 | 21.80 |
| DTU10 | 3.61 | -56.77 | 37.79 | -10.60 | 21.45 |
| EGM96 | 4.48 | -67.02 | 44.30 | -12.51 | 24.77 |
| EGM2008 | 3.58 | -56.77 | 37.76 | -10.59 | 21.46 |
| GGM03C | 5.12 | -65.77 | 44.92 | -11.35 | 24.37 |
| GOGRA02S | 5.03 | -74.06 | 47.75 | -14.07 | 26.47 |
| ITG-Goce02 | 5.56 | -73.78 | 46.81 | -14.19 | 25.90 |
| ULux_CHAMP2013s | 5.27 | -83.39 | 49.49 | -18.79 | 28.83 |

La répartition des points gravimétriques rejetés avec un seuil de risque de 5% est représentée par la figure 2. Ces points correspondent aux valeurs jugées aberrantes (en dehors de l'intervalle de confiance). On note l'existence de

régions de regroupement de points rejetés quasiment similaires sur toutes les illustrations. Les mesures rejetées se trouvent pour la plupart dans la partie comprise entre -5° et 5° en longitude.

Les histogrammes des écarts entre les anomalies à l'air libre BGI et celles obtenues des différents surfaces: Sandwell & Smith, DTU10, EGM96, EGM2008, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s sont illustrés par la figure 3.

La dispersion importante des écarts en anomalies BGI vs modèle ULux_CHAMP2013s (de -83.39 mGal à 49.49 mGal ; voir figure 3.h) est due au fait que ce modèle est développé à partir des mesures de la mission CHAMP, qui pour rappel est destinée aux grandes échelles spatiales (jusqu'à 400 km de résolution).

Comparés aux données marines, la grille Sandwell & Smith est la surface la plus proche avec un écart moyen de -10.52 mGal. La grille DTU10 et le modèle EGM2008 occupent le rang suivant avec une moyenne quasiment identique (-10.60 mGal et -10.59 mGal, respectivement), également proche à celle obtenue par l'utilisation de la grille Sandwell & Smith.

La similitude des résultats obtenus avec la grille DTU10 et le modèle géopotential EGM2008 est due du faite que les données DNSC07 (prédécesseur des deux versions DNSC08 et DTU10) ont été intégrées au projet de développement de l'EGM2008 [17]. Les détails concernant les données utilisées pour produire DNSC07 et l'algorithme d'estimation employé se trouvent dans [8], puisque ceux-ci sont les mêmes pour les deux versions DNSC08 et DTU10. La différence essentielle entre les deux solutions DNSC07 et DTU10 est que cette dernière grille a été produite après que l'EGM2008 a été finalisé et publié, et elle a ainsi bénéficié de valeurs de référence calculées en utilisant le modèle final EGM2008. La grille d'anomalies à l'air libre SIO/NOAA utilisée dans cette étude (grille Sandwell & Smith V21.1) a été également produite après que l'EGM2008 a été finalisé et publié, comme dans le cas de la grille DTU10 discuté précédemment [17]. Ceci explique d'ailleurs la ressemblance des histogrammes des différences entre les anomalies BGI-Sandwell & Smith, BGI-DTU10 et BGI-EGM2008 (voir figure 3).

Aussi, le modèle EGM2008 offre des écarts avec une meilleure moyenne par rapport à son prédécesseur l'EGM96 (moyenne de -12.51 mGal pour l'EGM96). En effet, l'intégration des données de la mission Grace a permis une amélioration du modèle géopotential avec l'EGM2008 par rapport à sa version antérieure l'EGM96.

La moyenne tolérable sur les écarts obtenue par l'utilisation du modèle GGM03C est de -11.35 mGal. Cette valeur concorde avec celles obtenues par l'utilisation des surfaces Sandwell & Smith, DTU10 et EGM2008. Ceci est dû du fait que GGM03C a été développé à partir de différentes sources de données issues de la mission Grace, de mesures gravimétriques terrestres, marines et de mesures d'altimétrie satellitaire.

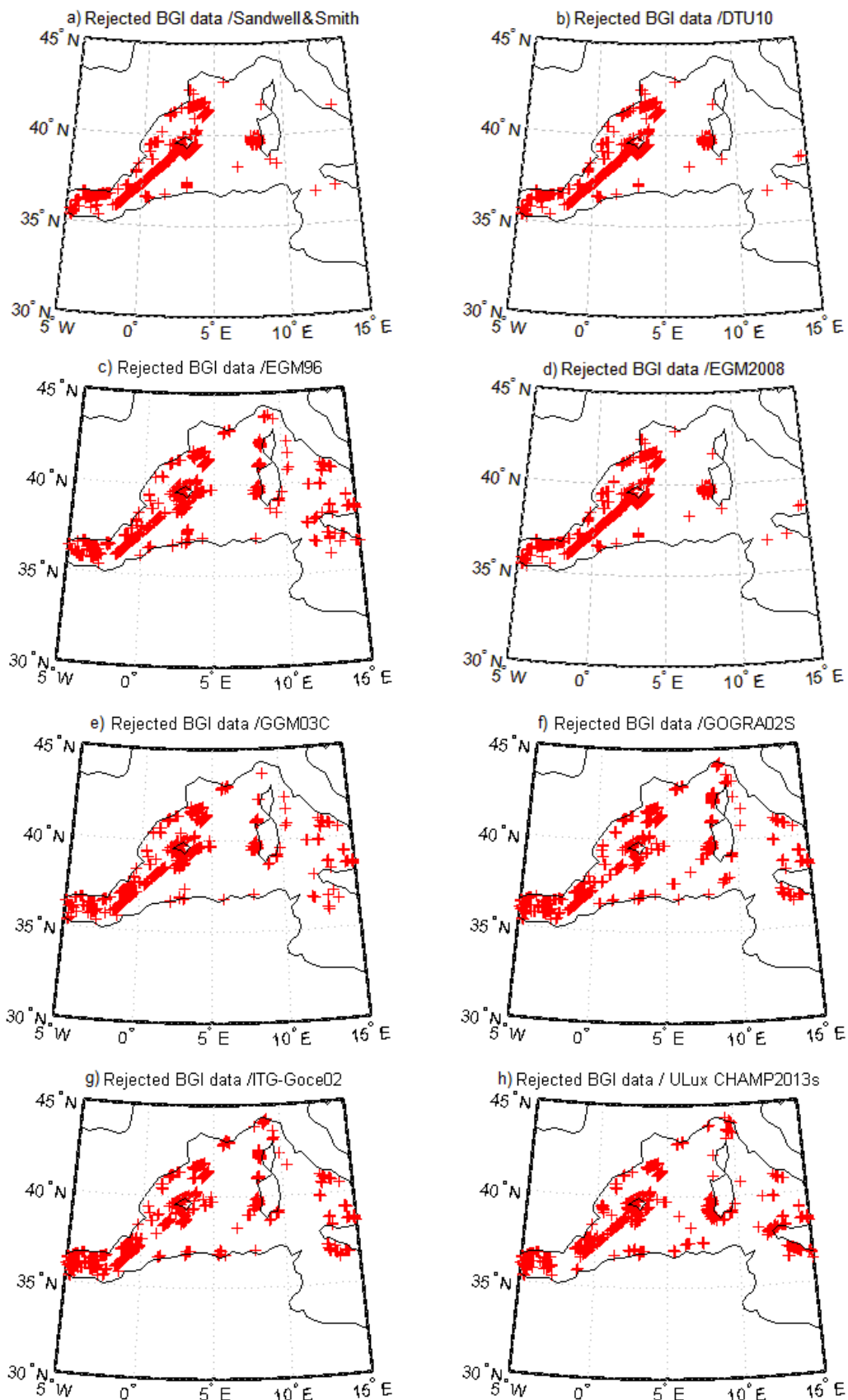


Fig. 2. Distribution géographique des points rejetés. De haut en bas et de gauche à droite : a) Sandwell & Smith, b) DTU10, c) EGM96, d) EGM2008, e) GGM03C, f) GOGRA02S, g) ITG-Goce02 et h) ULux_CHAMP2013s.

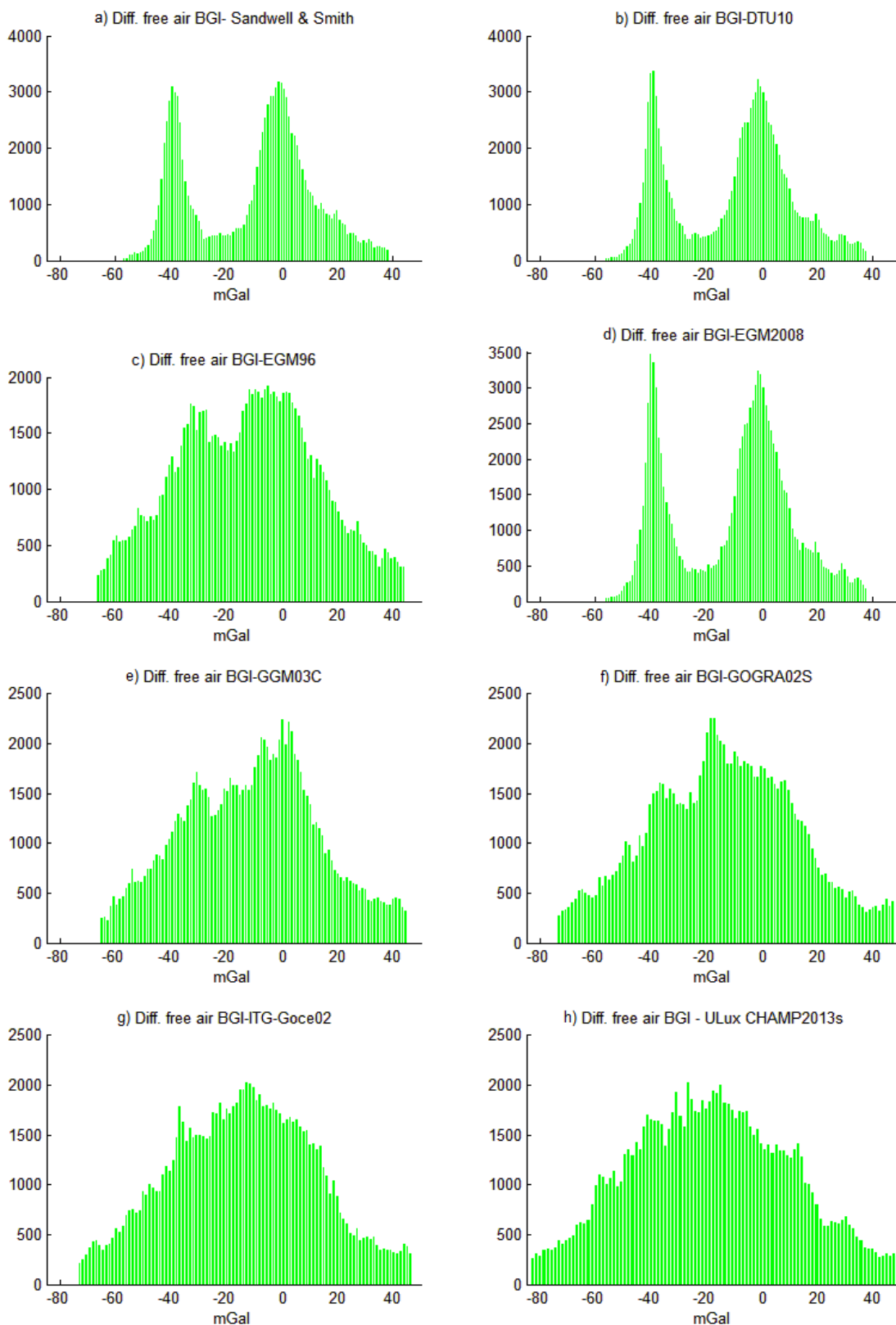


Fig. 3. Histogrammes des écarts entre les anomalies à l'air libre BGI et a) Sandwell & Smith, b) DTU10, c) EGM96, d) EGM2008, e) GGM03C, f) GOGRA02S, g) ITG-Goce02 et h) ULux_CHAMP2013s, respectivement.

Pour ce qui est des modèles développés uniquement à partir des mesures issues des missions de gradiométrie spatiale : GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s, on constate que les deux premiers modèles, basés sur les mesures satellitaires GOCE, donnent

de meilleures moyennes sur les écarts (-14.07 mGal et -14.19 mGal, respectivement) par rapport au modèle ULux_CHAMP2013s (18.79 mGal), qui quant à lui est basé sur les mesures satellitaires CHAMP.

Ceci-est dû éventuellement d'une part, du faite que GOCE bénéficie de concepts et d'instruments (en particulier des accéléromètres) validés avec la mission antérieure CHAMP et améliorés depuis, et d'instruments spécifiques (un gradiomètre mesurant les gradients de gravité à bord de GOCE) et d'autre part, du faite de la haute résolution offerte par la mission GOCE de 100 Km.

4. Conclusion

Dans le cadre de cette étude, l'ensemble des données d'anomalies à l'air libre des 115451 points de gravimétrie marine du BGI, répartis sur la zone de -10° à 15° en longitude et de 30° à 45° en latitude, ont été comparées d'une part à celles interpolées à partir des deux grilles dérivées de l'altimétrie spatiale : Sandwell & Smith et DTU10 et d'autre part, à celles estimées à partir de six modèles de géopotential : EGM2008 et son prédécesseur EGM96, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s.

Les moyennes obtenues sur les écarts entre les anomalies à l'air libre BGI et celles estimées à partir des différentes surfaces d'anomalies à l'air libre considérées dans cette étude (Sandwell & Smith, DTU10, EGM96, EGM2008, GGM03C, GOGRA02S, ITG-Goce02 et ULux_CHAMP2013s) sont de -10.52 mGal à -18.79 mGal. Cependant, un résultat général apparaît au cours de l'ensemble des comparaisons : Par rapport aux données marines, les deux grilles Sandwell & Smith et DTU10, ainsi que le modèle EGM2008 sont les surfaces les plus proches aux mesures in-situ en Méditerranée Occidentale. Les moyennes obtenues sur les écarts en anomalies à l'air libre sont quasiment-identiques : 10.52 mGal, -10.60 mGal et -10.59 mGal, respectivement.

Références bibliographiques

[1] N.K. Pavlis, S.A. Holmes, S.C. Kenyon and J.K. Factor, An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

[2] A. Cazenave, P. Schaeffer, M. Bergé, C. Brossier, High-resolution mean sea-surface computed with altimeter data of ERS-1 (Geodetic mission) and Topex/Poseidon, *Geophys. J. Int.*, 125, 696-704, 1996

[3] D.T. Sandwell and W.H.F. Smith, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellites, *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054, 1997.

[4] D.T. Sandwell and W.H.F. Smith, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 21803-21824, 1994.

[5] O. B. Andersen and P. Knudsen, Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry. *J. Geophys. Res.* Vol. 103, C4, 8129-8137, 1998.

[6] D.T. Sandwell and W.H.F. Smith, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009.

[7] O.B. Andersen, The DTU10 Gravity field and Mean sea surface, Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska, 2010a.

[8] O.B. Andersen, P. Knudsen and P. Berry, The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry; *Journal of Geodesy*, 84(3), 191-199, doi: 10.1007/s00190-009-0355-9, 2010b.

[9] F.G. Lemoine, S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M. Wang, R.G. Williamson, E.C. Pavlis, R.H. Rapp and T.R. Olson, The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96, NASA Technical Paper NASA/TP1998206861, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA, 1998.

[10] B. Tapley, J. Ries, S. Bettadpur, D. Chambers, M. Cheng, F. Condi, and S. Poole, The GGM03 Mean Earth Gravity Model from GRACE, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G42A-03, 2007.

[11] W. Yi, R. Rummel and T. Gruber, Gravity field contribution analysis of GOCE gravitational gradient components, *Studia Geophysica et Geodaetica* 57 pp 174-202, doi: 10.1007/s11200-011-1178-8, 2013.

[12] J. Schall, A. Eicker and J. Kusche, The ITG-Goce02 gravity field model from GOCE orbit and gradiometer data based on the short arc approach, *Journal of Geodesy*, 88(4), 403-409, doi: 10.1007/s00190-014-0691-2, 2014.

[13] M. Weigelt, T. Van Dam, A. Jäggi, L. Prange, M. J. Tourian, W. Keller and N. Sneeuw, Time-Variable Gravity Signal in Greenland Revealed by High-Low Satellite-to-Satellite Tracking, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118(7), 3848-3859, doi: 10.1002/jgrb.50283, 2013.

[14] BGI, EOL/EOS format - 08/08/2012; 2012a. http://bgi.obs-mip.fr/fr/content/download/720/4949/file/BGI_EOL_EOS_Data_format.pdf

[15] BGI, The International Gravimetric Bureau; In "The Geodesist's Handbook 2012". H. Drewes, H. Hornik, J. Adam, S. Rozsa Eds. (International Association of Geodesy). *Journal of Geodesy*, 86, 10, doi: 10.1007/s00190-012-0584-1, 2012b. <http://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs00190-012-0584-1.pdf>

[16] BGI, Détermination de la pesanteur normale - 08/08/2012. http://bgi.obs-mip.fr/fr/content/download/723/4969/file/BGI_Formules_Pesanteur_Normale.pdf

[17] N.K. Pavlis, S.A. Holmes, S.C. Kenyon and J.K. Factor, The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *J. Geophys. Res.*, 117, B04406, doi:10.1029/2011JB008916, 2008.

[18] W.A. Heiskanen and H. Moritz, *Physical Geodesy*, W. H. Freeman and company, San Fransisco, 1967.

[19] C. Reigber, R. Bock, C. Förste, L. Grunwaldt, N. Jakowski, H. Lühr, P. Schwintzer and C. Tilgner, CHAMP Phase-B Executive Summary, GFZ 1996, STR96/13.

[20] GRACE. Gravity Recovery and Climate Experiment: Science and Mission Requirements Document, revision A, JPLD-15928, NASA's Earth System Science Pathfinder Program, 1998.

[21] ESA SP-1233, The Four Candidate Earth Explorer Core Missions - Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission, ESA Publications Division 1999, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands.

[22] M.R. Drinkwater, R. Haagmans, D. Muzi, A. Popescu, R. Floberghagen, M. Kern and M. Fehringer, The GOCE Gravity Mission: ESA's First Core Earth Explorer, Proceedings of 3rd International GOCE User Workshop, 6-8 November, 2006, Frascati, Italy, ESA SP-627, ISBN 92-9092-938-3, pp.1-8, 2007.

[23] S.A. Holmes and N.K. Pavlis, Spherical harmonic synthesis software harmonic_synth_v02.f. http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/new_egm/new_egm.html, 2006.