

FOREWORD

In September '97, during the IAG General Meeting in Rio, a special meeting of the International Geoid Service has been held to push the geodetic activity on this aspect in South America.

The meeting was attended by about 40 people from all South American countries, thus providing the existence of a considerable human potential in the continent for this specific section of geodesy. This was further confirmed by the attendance to the Geoid School run immediately after the meeting.

To make the point on this activity and to further prove the interest of IAG and in particular of IGeS in the enhancement of this work of research, calculation and use of the geoid, it has been decided to issue a special number of the IGeS Bulletin in Spanish and Portuguese, with the aim of reaching a wider group of scientists in South America.

This volume is the result of this editing job of group of persons including Denizar Blitzkow, Melvin Hoyer, Cristina Lobianco, Laura Sanchez, Marcelo Santos and Miguel J. Sevilla, who also acted as reviewers. My sincere thanks go to them for the nice activity performed.

In case this number will have a reasonable success of public with our Spanish/Portuguese speaking colleagues we might consider repeating the experiment.

Now everything is in the hands of readers!

Durante la reunión general de la Asociación Internacional de Geodesia, celebrada en septiembre de 1997 en la ciudad de Río de Janeiro, tuvo lugar un encuentro de los geodestas hispanoparlantes con el fin de poner en marcha en Sudamérica una subcomisión de la Comisión Internacional del Geoide.

A dicho encuentro asistieron más de cuarenta personas procedentes de todas las naciones iberoamericanas. Allí se puso de manifiesto la importancia de este grupo en el ámbito de la geodesia. Hecho que quedó además confirmado durante el desarrollo de la escuela internacional del geoide.

Como punto de partida de esta iniciativa, y como muestra del interés de la IAG, y más concretamente del Servicio Internacional del Geoide, por la investigación, producción y uso del geoide en los países sudamericanos, se decidió publicar un número especial del Boletín del IGeS en español y portugués. El resultado es este volumen que espero y deseo no sea el último.

Para los labores de redacción y revisión del texto se ha contado con la colaboración de un comité ad hoc integrado por Denizar Blitzkow, Melvin Hoyer, Cristina Lobianco, Laura Sanchez, Marcelo Santos y Miguel J. Sevilla. Quiero agradecer a todos ellos el trabajo realizado y resaltar que si este número tiene éxito entre los geodestas de lengua española y portuguesa, el experimento se podría repetir en el futuro. ¡Esta todo en vuestras manos!

Fernando Sansò

RELATÓRIO

Sub-Comissão do Geóide para América do Sul (SCGSA)

Denizar Blitzkow
EPUSP – PTR
Caixa Postal 61548
05424-970 São Paulo – SP – Brasil
dblitzko@usp.br

Com a criação da Sub-Comissão do Geóide para a América do Sul (SCGSA) em 1993, não somente foi possível reunir e tornar compatível uma grande quantidade de informações para o cálculo de um modelo geoidal para o continente, como também desenvolver um contínuo intercâmbio de dados e informações entre instituições de diferentes países, visando a mesma finalidade.

O marco fundamental para as atividades relacionadas com a SCGSA foi o South American Gravity Project (SAGP, 1989), desenvolvido pelo Geophysical Exploration Technology (GETECH) da Universidade de Leeds, UK. Através do SAGP, foram compilados todos os dados gravimétricos disponíveis na época. Uma versão inicial do geóide com base nestas informações foi apresentada em [Blitzkow, 1996].

Com o término do SAGP, procurou-se manter a base de dados atualizada. Além disso, deu-se início a um esforço considerável para a elaboração de um modelo digital do terreno com resolução de 3' (DTM).

Vários países têm envidado esforços visando a melhoria dos dados gravimétricos, a qualidade do DTM e a intensificação das observações GPS sobre a rede de nivelamento. No primeiro caso, há iniciativas no Brasil, na Argentina, no Uruguai, na Colômbia, no Equador, na Venezuela e no Chile. Diversas instituições no Brasil têm contribuído através de diferentes esforços. Podem ser citadas: PETROBRAS, IBGE, Observatório Nacional, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) e várias universidades: Escola Politécnica e Instituto Astronômico e Geofísico, ambos da Universidade de São Paulo, Universidade Federal do Amazonas, Universidade Federal do Pará, Universidade de Brasília, Universidade Federal do Paraná. Na Argentina as seguintes instituições devem ser mencionadas: Instituto Geografico Militar, Instituto de Física de Rosário (IFIR), Universidade Nacional de La Plata (UNLP). No Uruguai o Servicio Geografico Militar (SGM) vem há muitos anos sistematizando os levantamentos no país. Na Colômbia o esforço fica por conta do Instituto Agustín Codazzi e no Equador da Escuela Politecnica do Ejercito (APÊNDICE I). Duas instituições venezuelanas devem ser citadas: Universidad

del Zulia e Instituto de Cartografia Nacional. Finalmente, no Chile o Instituto Geografico Militar (IGM) está preocupado em melhorar a cobertura gravimétrica no país. A figura 1 mostra a atual distribuição das estações gravimétricas na região continental da América do Sul.

Em relação ao DTM, no Brasil e na Argentina tem-se procurado digitalizar as cartas topográficas nas escalas 1:50 000 e 1:100 000 disponíveis com um espaçamento de 2 km. Estes esforços visam a obtenção de um modelo com resolução de 3' (Fig. 2). A região da Cordilheira dos Andes que representa uma importância fundamental para o DTM encontra-se bastante completa em termos de cartas digitalizadas. O Chile é o país mais deficiente, mas o IGM está preocupado com o problema e a curto prazo deve desenvolver um esforço para digitalizar as cartas. O projeto SIRGAS (Sistema de Referência Geocêntrico para a América do Sul) tem facilitado a realização de observações GPS sobre a rede de nivelamento. Os valores derivados diretamente da comparação da altura geométrica com a altura ortométrica constituem uma possibilidade de avaliação dos resultados obtidos a partir de informações gravitacionais.

A Escola Internacional do Geóide, realizada no Rio de Janeiro em 1997, contribuiu na dissiminação dos softwares para o cálculo das alturas geoidais. Isto tem contribuído para que diferentes técnicas de cálculo sejam aplicadas e comparadas: FFT, integração numérica, colocação por mínimos quadrados. O modelo do geopotencial EGM96 tem sido sistematicamente usado como referência para a obtenção dos longos comprimentos de onda das alturas geoidais e para a remoção da componente sistemática da anomalia da gravidade.

O último esforço para a obter um modelo geoidal sulamericano foi publicado em [Blitzkow, 1999]. Pretende-se, para os próximos meses, calcular um novo modelo com base na última atualização de dados realizada em fevereiro de 1999.

Referências Bibliográficas

- Blitzkow D. (1996). O Problema de Valor de Contorno da Geodésia - Resultados práticos para a América do Sul. Tese de Livre Docência. Apresentada ao Departamento de Engenharia de Transportes da Escola Politécnica da USP. São Paulo.
- Blitzkow D. (1999). Toward a 10' resolution geoid for South America: a comparison study. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, vol. 24,nº 1, pp. 33-39.

APÊNDICE I

RELATÓRIO SOBRE ATIVIDADES PARA DETERMINAÇÃO DO GEOIDE NO ECUADOR

ALFONSO R. TIERRA C.
ESCUELA POLITECNICA DEL EJERCITO (ESPE)
FACULTAD DE INGENIERIA GEOGRAFICA Y DEL MEDIO AMBIENTE
(FIGMA)

Email: alfi@espe.edu.ec

SANGOLQUÍ-ECUADOR

Para poder cumprir com o objetivo da Sub-Comissão do Geóide para América do Sul, nosso país vem trabalhando há vários anos. Atualmente, esta-se organizando e classificando a informação existente.

No momento pode-se informar o seguinte:

- Existem dados de 35 linhas de nivelamento de primeira ordem. Além disso, se dispõe nos mesmos pontos de observações GPS e gravimétricas. Outras 30 linhas dispõem de dados de nivelamento e de gravimetria.
Os pontos da rede de nivelamento estão separados por uma distância de 1,5-2,0 Km. As linhas, que compõem a rede, têm cada uma delas 20 pontos e a precisão é da ordem de 2mm√K. Toda a rede de nivelamento do Ecuador já está ajustada.
As observações GPS foram feitas com receptores de dupla frequência, utilizando posicionamento relativo mediante o método estático. Os dados gravimétricos foram levantados com gravímetro La Coste & Romberg e ainda não estão ajustados.
No momento está sendo feita uma verificação de toda esta informação, tendo-se completado cerca de 30% do total na região da Costa, a qual foi afetada pelo fenomeno "EL NIÑO".
- Para a elaboração do Modelo Digital do Terreno (DTM), se começou a fazer a digitalização de mapas na escala 1:50000. Além disso, também se dispõe de fotografias aéreas na escala 1:60000.

Em conjunto com o Instituto Geografico Militar (IGM) se tem planejado continuar com a classificação da informação e também se vai dar continuidade com a digitalização para a obtenção do DTM. A avaliação final determinará os rumos para a elaboração de um plano de novos dados de nivelamento, GPS e gravimetria nas regiões onde existam vazios, de forma a atingir o objetivo.

Gravity Data in South America - Feb 99

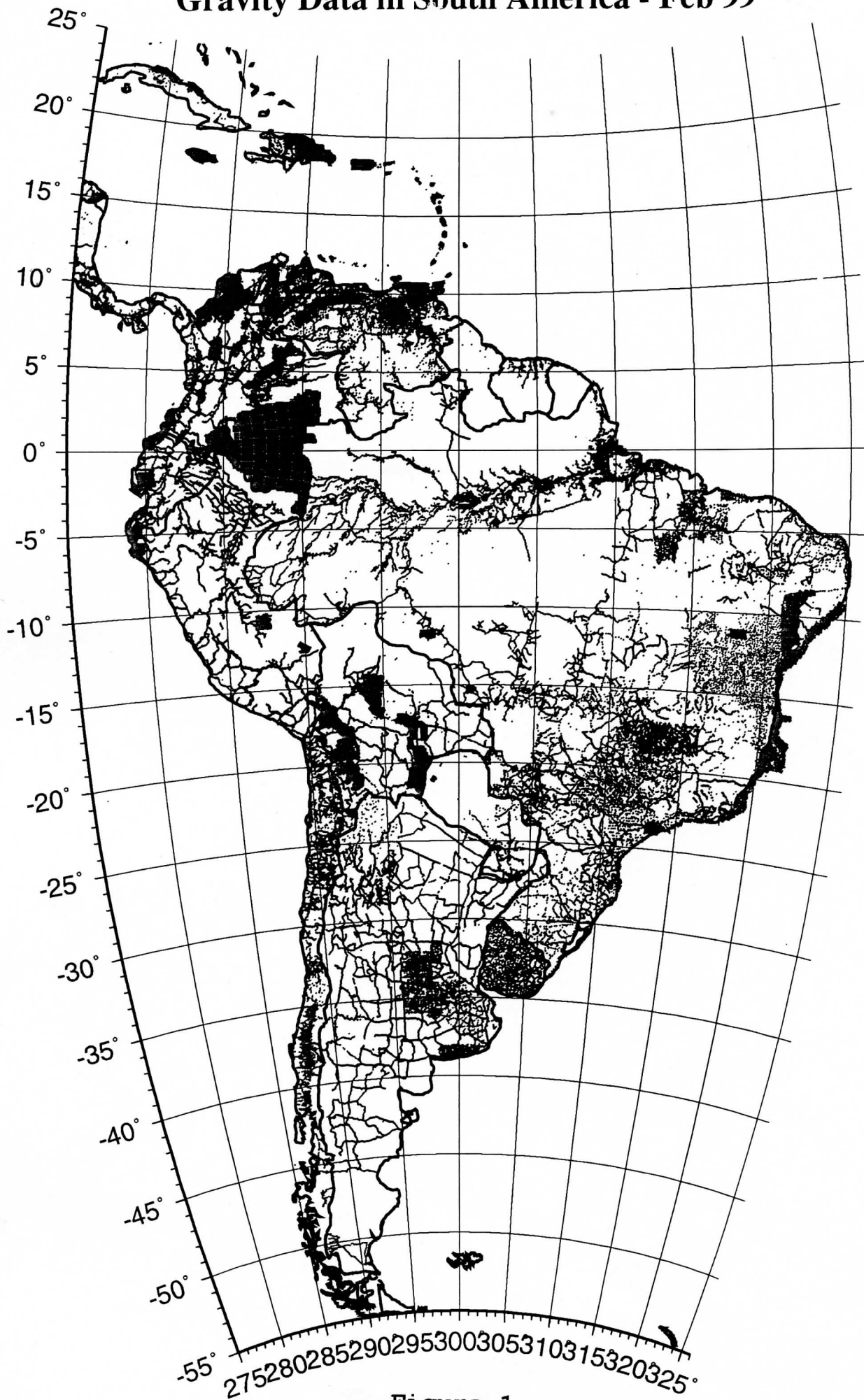


Figura 1.

DTM3, February 1999



Figura 2.

República Argentina

Working Group Geoid Model Report **Period 1995 –1999**

Objectives

By the end of 1994, The Sub – Committee of Geodesy of the CNUGGI (National Committee of IUGG) has established the Working Group Geoid Model in Argentina to be the National Organization linked with the Sub – Commission for the Geoid in South America (Chairman: D. Blitzkow, Brazil).

Geof. Graciela Font (Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata) and Ing. María Cristina Pacino (Instituto de Física de Rosario de la Universidad Nacional de Rosario and Consejo Nacional de Inverstigaciones Científicas y Técnicas) were responsible for this group which the main tasks are:

To collect and to compile all the gravity data available in the country. The data were acquired from IGM (Instituto Geografico Militar), from YPF S: A. and different Universities.

To established a database at the Instituto de Física de Rosario (IFIR).

To incorporate new gravity determinations to the existent database.

To measure ellipsoidal height on the geometric levelling network through GPS observations.

To define the methodologies for a correct integration of the gravimetric anomalies.

To test and to generate software for the geoid determination.

To get in contact to well known researchers from other countries.

To organize Seminars, Graduate Courses, Courses, Workshops, Meetings.

To participate in the national and the international scientific events.

To provide to the Sub–Commission for the Geoid in South America the gravimetric data in order to use it for the determination of geoid models for South America.

To generate a geoid model for Argentina.

Results (1995-1999)

Preliminary geoid models for Argentina with resolutions of 20'x20' and 30'x30' have been constructed using a set of more than 15000 gravity points measured by IGM (Instituto Geografico Militar) and national universities.

Gravity stations were measured in areas where no information was available and where

several data gaps existed in order to accomplish a homogeneous coverage. These measurements have been carried out by:

Instituto Geográfico Militar (IGM) in the patagonian area and in the provinces of Corrientes y Misiones;

Instituto de Física de Rosario (IFIR) of the Universidad Nacional de Rosario (UNR) in the provinces of San Luis, San Juan, Córdoba, Mendoza and Santa Fe; Dpto. de Gravimetría de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG) de la Universidad de La Plata (UNLP) in the whole province of Tierra del Fuego, north of the province of Buenos Aires and in the provinces of Chubut and Mendoza. People from the University of Moron have been carrying out gravity surveys in the north of the province of Buenos Aires supervised by Dpto de Gravimetría de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG) since 1998.

The gravimetric data from Dr. J. Goetze in the NW of Argentina was recently added to the existent database.

The geopotential models OSU91, JGM2 and recently EGM96 have been tested as reference field in the remove – restore technique for the computation of the Preliminary Geoid Models for Argentina (30'x30' and 20'x20'). Computations facilities as well as data around Argentina were provided by Dr. Denizar Blitzkow in order to solve the modified Stokes's integral.

The DTM3 (3'x3' grid of topography and bathymetry) produced by the University of Leeds and the World-wide topographic grid (ETOPO5) were included in the database.

Software

Fortran software provided by Escola Politecnica of the University of São Paulo has been set up at FCAGLP in order to perform the main tasks for geoid computations: processing of the data to derive mean gravity anomalies, dealing with geopotential models, performing the numerical integration of the modified Stokes formula.

Software provided by the Second International School for the Determination and Use of the geoid has been set up at FCAGLP in order to perform a gravimetric geoid using FFT techniques.

International Activities

Visit to the University of Leeds

In August 1997, Dr. D. Blitzkow and Ing. M.C.Pacino visited the University of Leeds in order to screen the data and reprocess the whole information.

Visits to the Escola Politecnica of the University of San Paulo

In March, 1996 Ing. M.C. Pacino visited the EPUSP for training in the data base management and software.

In March, 1997 Geof. Graciela Font and Ing. M.C. Pacino were invited to EPUSP to examine different processing programs and the results of the preliminary geoid models (20'x20' y 30'x30') determined by the remove - restore technique.

In October, 1998 Ing. M.C. Pacino and Geof. C. Tocho (FCAG-UNLP) were invited to EPUSP in order to analyse the software package for the solution of GBVP by means the Fast Fourier Transform.

Participation in the Second International School for the determination and use of the geoid

Participation in the Second International School for the Determination and Use of the Geoid was very useful for the group:

to complete the academic formation,

to train in the use of relevant software for the modelling of the geoid with different techniques: Collocation, FFT,

to get in contact with Professors like M. Sideris, R. Fosberg, C. Tcherning, N. Pavlis y F. Sansó and researchers from different countries.

Assistants:

Ing. M. C. Pacino (IFIR-UNR)

Geof. Graciela Font (FCAG-UNLP)

Geof. Claudia Tocho (FCAG-UNLP)

Publications

Introcaso A. y M. C. Pacino, 1998. Ondulación del geoide y anomalías gravimétricas en una sección andina de subducción horizontal. X Congreso Latinoamericano de Geología, Bs. As. (Argentina), Actas II: 39-44.

J. C. Usandivaras, V. Grosfeld, A. Lugones, C. Tocho, G. Font, 1998. Etapas previas para el cálculo del Geoide de la Provincia de Buenos Aires. V Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra. Santiago de Chile. Actas - CD.

Font, G., V. Grosfeld, A. Lugones, C. Tocho, J.C. Usandivaras, 1998. Geoide provisional para la Provincia. de Buenos Aires. V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata (Argentina). Actas II: 161-169.

M. C. Pacino y A. Introcaso, 1997. Justificación de la longitud de onda andina del geoide en una sección en 24,5° de latitud Sur. III Congreso Internacional de la SBGf. Sao Paulo (Brasil), Actas I: 1020-1023.

Font, G., C. Pacino, D. Blitzkow, C. Tocho y L. Guarracino, 1997. Un modelo de geoide gravimétrico preliminar para la República Argentina. San Juan (Argentina). Actas de la 19a. Reunión Científica de la AAGG y 1ras.Jornadas de Catastro Minero. Págs. 369-373.

Usandivaras, J.C. y G. Font, 1997. Opciones para el modelado gravimétrico: datos de campo vs. modelo geopotencial; perturbaciones vs.anomalías. San Juan (Argentina) Actas de la 19a. Reunión Científica de la AAGG y 1ras.Jornadas de Catastro Minero. Págs. 155-159.

Gil, M., A. Lugones, G. Font y J.C. Usandivaras, 1997. Aportes a la confección del geoides de la Provincia de Buenos Aires. San Juan (Argentina). Actas de la 19a. Reunión Científica de la AAGG y 1ras. Jornadas de Catastro Minero. Págs. 391-395.

Pacino, M.C., G. Font y D. Blitzkow, 1997. Data Processing for a Geoid Model in Argentina. Geodesy on the Move. IAG. Vol. 119, pp.288-293. Springer.

Font, G., M.C. Pacino, D. Blitzkow y C. Tocho, 1997. A Preliminary Geoid Model for Argentina (20'x20'). Geodesy on the Move. IAG. Vol. 119, pp.255-261. Springer.

A. Introcaso, F. Guspí and M. C. Pacino. 1996. Bouguer and Free Air Anomaly Charts of Argentina. 63° Meeting and International Symposium of FIG. Buenos Aires (Argentina). Actas: 94-100.

Gil, M., G. Font y J.C. Usandivaras, 1995. Modelado de la Cuenca Interserrana Bonaerense a partir de datos satelitales. III Jornadas Geológicas-Geofísicas Bonaerenses. Junín, 1995. Vol.2, págs. 117-124.

F. Guspí, A. Introcaso y M. C. Pacino, 1995. Carta gravimétrica Argentina: Su construcción. I Congreso Argentino de Geociencias y Geotécnicas. Buenos Aires (Argentina).

Font, G., A. Mateo y C. Tocho, 1997. Red gravimétrica para la Provincia de Tierra del Fuego. San Juan (Argentina). Actas de la 19a. Reunión Científica de la AAGG y 1ras. Jornadas de Catastro Minero. Pág 140.

Presentations in Congress

Font, G., y C. Tocho, 1997. Comparación de los primeros modelos geoidales procesados para la República Argentina. IPGH, VIII Reunión de Consulta. Santiago de Chile. Chile.

Font, G., M.C. Pacino y D. Blitzkow, 1996. Cálculos geoidales en Argentina. International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy, Tokio. Japón.

Pacino M.C. y G. Font, 1995. Intentos preliminares para la Carta Geoidal de Argentina. XVII Congreso Brasileiro de Cartografía. Salvador da Bahía. Brasil..

Font, G., 1995. Modelado de Cuencas Sedimentarias profundas a partir de la perturbación gravimétrica obtenida de Modelos Geopotenciales. Actas de la III Reunión de la Comisión de Geofísica, IPGH, México.

Workshops

In 1996 and 1997 two courses were developed at FCEIA – UNR, as part of the activities of the Working Group for the Geoid Modelling in Argentina. Professors and investigators from several Universities and Institutions of Argentina and limiting countries attended the event.

Publication: Taller del Geoide, conceptos básicos y metodología. M.C.Pacino y G. Font
IFIR - UNR, 1996, 58 págs.

Postgraduates Seminars

Title: « Seminario de Geoide»

Institution: Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Period: August to December 1996 and 1998.

Professors: Ing J.C.Usandivaras y Geof. Graciela Font

Postgraduates Courses

Attendance at Gravity Courses at IFIR (Rosario). Theme: The gravimetric geoid. Invited Prof: Geof. Graciela Font. (1996-1997).

Round Tables

Geoid Model for Argentina. IGM, Buenos Aires. (Argentina). November, 1996.

Geoid Model for Argentina. IFIR, Rosario (Argentina). June, 1997.

Geoid Model Techniques Sub-Commission on the Geoid for South America and SIRGAS . Rio de Janeiro, Brazil. September, 1997. The working group SIRGAS III was created . Geof. Graciela Font and Geof. Juan Moirano were chosen as representants for Argentina.

Attendance at Working Group Meeting of Commission III (SIRGAS). Santiago de Chile (Chile). August, 1998.

Meeting of the Directing Board of the Working Group for the Geoid Modelling in Argentina (CNUGGI). San Juan (Argentina). October, 1997.

Meeting of the Directing Board of the Working Group for the Geoid Modelling in Argentina (CNUGGI). Buenos Aires (Argentina). September, 1998.

Scientist Events

Attendance at the Geophysical Journey. IGM. October 15th , 1998. Buenos Aires.

Present and Future of Geodesy in Argentina. IGM. December 2nd, 1998. Buenos Aires.

Doctorship

Geoid Modelling for Argentina. Its Geophysical Interpretation. Author: Ing. M. C.

Pacino (in progress). Advisors: Dr. Denizar Blitzkow and Dr. Antonio Introcaso. FCEIA – UNR.

Graduation Thesis

Modelado de estructuras profundas a partir de datos satelitales. Author: Mercedes Gil. Advisors: J.C. Usandivaras y G. Font .1995. FCAG - UNLP.

Geoid Modelling using the remove-restore technique. Two graduation thesis in execution. Students from Escuela Politécnica (Madrid). Directors: Ings. E. Huerta and M.C. Pacino. IFIR - UNR.

Análisis de las etapas de integración para la determinación moderna del geoide gravimétrico. Aplicación a un área de la Pcia. de Buenos Aires. Author: Valeria Grosfeld. Advisor: Ing. Juan C. Usandivaras. 1998. FCAG - UNLP.

Modelado del geoide para la Pcia. de Buenos Aires. Análisis de la información gravimétrica. Author: Adolfo Lugones. Advisor: Ing. Juan C. Usandivaras. 1998. FCAG - UNLP.

Graduate Seminars

El geoide desde el punto de vista gravimétrico. Author: Lic. Silvia Miranda. Director: Geof. Graciela Font. (1996, 2nd semester). Passed.

Técnicas para el modelado del geoide. Author: Ing. María Virginia Mackern. Director: Geof. Graciela Font.(1996, 2nd semester). Passed.

Scholarship Direction

Mercedes Gil. Initiation researchship from CONICET (finished at 1996).

Co-Advisor: Geof. Graciela Font.

Subject: Modelling deep structures by means of Geopotential Models.

María Virginia Mackern. Improvement researchship from CONICET. (1997-1999).

Co-Advisor: Geof. Graciela Font.

Subject: Geoid Modelling

Determinación del geoide en llanura

J.C. Usandivaras¹ - G. Font¹ - C. Tocho¹ - A. Lugones¹ - V. Grosfeld¹

¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Paseo del Bosque s/n

1900 La Plata

Argentina

jcu@fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar

Abstract: Geoid determination by modified Stokes method needs some basic assumptions about density of the layer between topography and geoid. In low flat lands, the problem can be simplified by two reasons: geopotential models give good representation of gravity field and mass effects are small. We describe the procedure used for preliminary geoid determination of a 20 square degrees region in Buenos Aires Province.

Introducción

Una porción muy importante de la Argentina y de América del Sur está formada por llanuras. Es importante por ello estudiar si esta característica permite alguna simplificación en las inevitables hipótesis necesarias para la determinación del geoide a partir de información gravimétrica. Ellas se refieren fundamentalmente a la distribución de densidades en la capa comprendida entre la superficie topográfica y el geoide y a la variación del vector gravedad en esa capa.

Existen tres escuelas fundamentales para el cálculo del geoide: la fundada en los principios de la colocación por mínimos cuadrados (Moritz 1980), la que sigue los principios de Molodensky modificados por Moritz (Heiskanen y Moritz, 1967) y la escuela de Stokes modificada (Sideris, 1998, Poitvin et al, 1998). Elegimos para nuestro trabajo esta última por dos razones: maneja conceptos físicos interesantes y es aplicable en este país donde, desde hace años se adoptó el sistema de alturas ortométricas.

Trataremos aquí la primera; sobre la segunda sólo deseamos señalar la dificultad que representa en la práctica transformar los valores publicados de alturas ortométricas en cotas geopotenciales que permitan calcular alturas normales.

Existe acuerdo en cuanto a la posibilidad de obtener el geoide sobre la base de su descomposición espectral. Para ello, la información sobre las longitudes de ondas más largas, es extraída de modelos geopotenciales globales, en tanto los modelos digitales del terreno dan las frecuencias más altas que la distancia promedio entre estaciones de gravedad y el valor de estas últimas permite resolver las frecuencias intermedias.

Los datos

Los modelos geopotenciales.

Desde hace algunos años se vienen publicando modelos geopotenciales con precisión creciente. Los desarrollos en armónicos esféricos hasta grado y orden más alto corresponden a soluciones combinadas donde se incluye información sobre perturbaciones orbitales, altimetría oceánica e información de gravedad continental, tanto superficial como aérea.

Dos verdades de perogrullo sobre los modelos geopotenciales: deben satisfacer la ecuación de Laplace y, por ser el resultado de observaciones, sus coeficientes tienen algún grado de error.

La primera da como consecuencia que sea válido calcular el potencial perturbador T en el espacio exterior y, en el límite sobre la superficie terrestre, pero no sobre el geoide

bajo los continentes. Esto último sólo se puede lograr agregando alguna hipótesis sobre la distribución de masas (Rapp, 1994).

La segunda tiene como consecuencia que un geoide obtenido sobre la base de la descomposición espectral tendrá como error el de los términos de longitud de onda del modelo geopotencial mayores que la zona de estudio.

En nuestra zona el modelo EGM96 (F. G. Lemoine et al, 1998) tiene un comportamiento más adecuado que los anteriores (Lugones, 1998).

Los modelos digitales de terreno.

Los modelos digitales de terreno intervienen en tres etapas del cálculo del geoide:

- A partir de un modelo geopotencial, permiten calcular la ondulación del geoide, con alguna hipótesis de densidad (Rapp, 1994).
- Facilitan la eliminación de las altas frecuencias debidas a la topografía, entendiéndose como tales aquellas cuya longitud de onda es menor que la distancia promedio entre estaciones de gravedad.
- Permiten el cálculo de la altura media del compartimento de integración.

Los modelos digitales de terreno representan un elemento que requiere aún un trabajo muy importante en nuestro país, si bien el de la Universidad de Leeds (GETECH, 1998) representa un avance significativo.

Las observaciones de gravedad.

Aunque la posibilidad práctica de calcular el geoide es reciente tanto por los avances teóricos como por la disponibilidad de modelos geopotenciales y digitales de terreno, la obtención de información gravimétrica se viene realizando desde hace varias décadas. Líneas de gravedad sobre líneas de nivelación, recubrimientos areales como parte de proyectos geológicos (IADO, 1981) o de prospección, trabajos universitarios de levantamiento sistemáticos, permiten contar con abundante información de precisión disímil, orígenes diferentes y por que no, con errores groseros. Como además, buena parte de esta información se encuentra sobre soportes tradicionales, la constitución de un banco de datos gravimétricos homogéneo constituye un esfuerzo importante.

Las alturas

La Argentina cuenta con una extensa red de nivelación, desarrollada a lo largo de más de 50 años, con redes de precisión diferente, compensadas en función de ese orden jerárquico. Los valores publicados responden al criterio de correcciones ortométricas sobre la base de mediciones de gravedad en los puntos fijos de nivelación con una distancia media de 5 km para las líneas de primer orden. Sin embargo existe confusión sobre cual es el tratamiento real que han tenido estos datos. En los puntos fijos de nivelación no se han observado las coordenadas planimétricas pero su determinación a partir de las cartas topográficas es suficiente para una primera etapa de determinación del geoide.

Anomalías de la gravedad

La determinación del geoide por el método de Stokes modificado requiere el conocimiento de valores de la anomalía de la gravedad sólo en la región en estudio. Este valor puede calcularse en puntos de la superficie topográfica mediante la relación:

$$\Delta g(\varphi, \lambda, H) = g(\varphi, \lambda, H) - \gamma(\varphi, \lambda, H)$$

Esta es una anomalía de aire libre si el valor de la gravedad normal se ha calculado como:

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

Por otra parte, es necesario conocer para el mismo punto de la superficie topográfica el valor de la anomalía del modelo geopotencial. Por estar expresada en armónicos esféricos, las coordenadas adecuadas son (φ, λ, r) con lo cual la altura necesaria es la elipsoidal h . Este valor es, en general, desconocido en las estaciones gravimétricas. Recordando que la precisión de los modelos geopotenciales en nuestra región tiene una precisión mejor que 2 metros (Grosfeld, 1998) y que la variación de la anomalía con la altura es una cantidad pequeña, resulta lícito calcularla como:

$$h = H + N_{\text{modelo}} \quad (2)$$

En consecuencia, las anomalías de aire libre y las del modelo, así calculadas, tienen errores relacionados con sus respectivos errores en altura y son de orden inferior en el contexto del problema que nos interesa.

Relaciones entre los datos y la determinación del geoide

Para todo punto P' de la superficie terrestre se puede calcular tanto la perturbación gravimétrica del modelo geopotencial como la perturbación observada (Heiskanen & Moritz, 1967):

$$\delta g_{P'}^M = g_{P'}^M - \gamma_{P'} \quad \delta g_{P'}^O = g_{P'}^O - \gamma_{P'} \quad (3)$$

Aquí los superíndices M y O indican, respectivamente, los valores correspondientes a un modelo geopotencial y a aquellos que surgen de la observación. Mientras que en la práctica la perturbación observada se calcula por medio de la fórmula precedente, la perturbación del modelo surge de una combinación de los coeficientes del desarrollo armónico. Prescindiendo por el momento del error de medición de g , la altura es el origen de los errores en ambas perturbaciones: en la anomalía observada el de la altura ortométrica, y en la anomalía del modelo el error de la altura elipsoidal del mismo, originada en el de la ondulación del geoide del modelo.

Ambas perturbaciones tendrán en general valores diferentes; esa diferencia se puede atribuir a una pequeña variación del potencial de las masas de perturbación δT y escribir:

$$T_{P'}^R = T_{P'}^M + \delta T_{P'} \quad (4)$$

en la que T^R es el potencial de las masas de perturbación de la Tierra real y T^M el correspondiente en el modelo geopotencial.

Derivando con respecto a h y despreciando la pequeña diferencia que puede existir entre la normal de la Tierra real y la del modelo:

$$\frac{\partial T_{P'}^R}{\partial h} = \frac{\partial T_{P'}^M}{\partial h} + \frac{\partial \delta T_{P'}}{\partial h} \quad (5)$$

Las anomalías de la gravedad pueden escribirse (Heiskanen y Moritz, 1967):

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial h} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \quad (6)$$

Esta fórmula, aplicada a un punto de la superficie topográfica, da en el modelo:

$$\Delta g_{P'}^M = -\frac{\partial T_{P'}^M}{\partial h} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{T_{P'}^M}{\gamma} \quad (7)$$

y en la Tierra real:

$$\Delta g_{P'}^O = -\frac{\partial T_{P'}^R}{\partial h} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{T_{P'}^R}{\gamma} = -\frac{\partial T_{P'}^M}{\partial h} - \frac{\partial \delta T_{P'}}{\partial h} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{T_{P'}^M}{\gamma} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{\delta T_{P'}}{\gamma} \quad (8)$$

El valor de γ corresponde al que se obtiene a partir de la expresión general con la altura ortométrica del punto.

La diferencia entre ambas ecuaciones es:

$$\Delta g_{p'}^O - \Delta g_{p'}^M = -\frac{\partial \delta T_{p'}}{\partial h} + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{\delta T_{p'}}{\gamma} \quad (9)$$

que en el sentido estricto no representa una generalización del concepto de anomalía ya que se divide por γ y no por la gravedad del modelo geopotencial g_M que se desconoce. Esta ecuación, que representa la anomalía residual con respecto al modelo, ha sido planteada para un punto de la superficie topográfica. En ella no son necesarias hipótesis sobre distribuciones de masas en el cálculo de la anomalía del modelo; en la anomalía observada se introducen sólo a través de H .

Dado que su integración debe realizarse sobre el geoide, es necesario recurrir a las reducciones tradicionales: variación de g en el intervalo topografía - geoide y eliminación de las masas.

Debido a la precisión de los modelos actuales es aceptable la aproximación de la variación de g en la Tierra real por la variación de la gravedad del modelo geopotencial. En consecuencia:

$$\Delta g_p^O = \Delta g_{p'}^O + \frac{\partial g^R}{\partial h} H + C - \frac{\partial \gamma}{\partial h} H \quad \Delta g_p^M = \Delta g_{p'}^M + \frac{\partial g^M}{\partial h} H + C - \frac{\partial \gamma}{\partial h} H \quad (10)$$

En estas ecuaciones C es la corrección debida a las masas. Asumir que en ambas ecuaciones estos términos son iguales implica aceptar que el modelo ha incorporado correctamente las influencias topográficas. Recuérdese que las altas frecuencias deben ser eliminadas con la ayuda de un modelo digital del terreno (DTM). Como las correcciones topográficas son, en general, pequeñas suponemos en esta aproximación de primer orden, que ambos términos son iguales.

Así, ya que en la diferencia se anulan las correcciones, al aplicar la integración de Stokes, el valor numérico de la anomalía que se emplea es la diferencia entre la anomalía de aire libre en la superficie, corregida de la alta frecuencia de la topografía, y la anomalía del modelo también en la superficie.

$$T_S = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} S(r, \psi) \Delta g^m \delta \sigma \quad (11)$$

En esta ecuación Δg^m no se refiere ya a la superficie elipsoidal equipotencial tradicional sino al modelo geopotencial que se adopte.

$$\Delta g^m = \Delta g_p^O - \Delta g_p^M = \Delta g_{p'}^O - \Delta g_{p'}^M \quad (12)$$

El potencial perturbador T_S es la diferencia entre el de la Tierra real y el del modelo.

Es importante tener en cuenta que aunque se pueda, en primera aproximación, ignorar el valor numérico de las correcciones de masas, se está realizando una remoción de masas y en consecuencia el resultado de la integración no será el geoide sino el cogeide. Para pasar de éste al geoide es necesario tener en cuenta el cambio de potencial debido a la eliminación de masas.

El resultado de la ondulación del geoide buscada es:

$$N = N^M + N^S + N^T \quad (13)$$

en la que:

N^M es el valor de la altura del geoide dada por el modelo geopotencial.

N^S es el valor resultante de la aplicación de la integral de Stokes.

N^T resulta de considerar la influencia del cambio de masas.

N^M es en rigor la ondulación del geoide del modelo, valor inaccesible sin el

conocimiento de la manera en que el modelo ha incorporado las masas de la Tierra real. El valor accesible sin hipótesis, sobre la superficie topográfica, es la diferencia entre la superficie equipotencial que pasa por ese punto y la superficie equipotencial del modelo elipsoidal del punto homólogo. La diferencia entre esta ondulación y la ondulación para $H=0$ es la influencia de las masas interpuestas, que no es otra cosa que N^T . Cualquier efecto diferencial de orden superior es despreciable en las llanuras.

Evaluación de componentes

El efecto máximo que puede alcanzar la diferencia entre la influencia de las masas en la Tierra real y el modelo puede obtenerse suponiendo que toda la diferencia entre las anomalías está concentrada en la capa topografía geoide. Se mostró (Lugones, 1998) que en la formación de Ventania el contraste de densidad que elimina la correlación entre topografía y anomalías es 0.1 gr/cm^3 . Esto permite calcular la altura equivalente para una corrección de masas tradicional:

$$\Delta g_B = 2\pi G \rho H$$

$$\text{como: } h_e = \frac{\delta \rho}{\rho} H = \frac{0.1}{2.67} H$$

En la Figura 1 se muestra la topografía equivalente en este supuesto en una región de alturas máximas promedio de 450 metros.

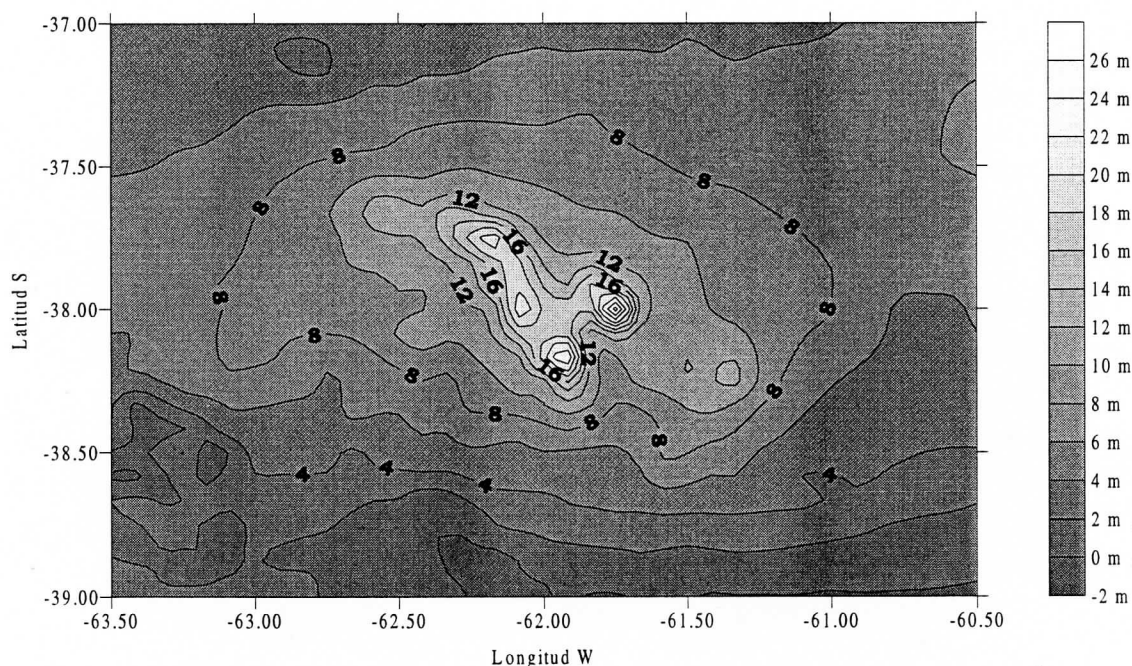


Figura 1: alturas equivalentes para un contraste de densidad de 0.1 gr/cm^3

En la Figura 2 se representan los valores del efecto indirecto en el área de modelado de la provincia de Buenos Aires. Para ello se contó con los datos elaborados por la Universidad de Leeds (Leeds University, 1998).

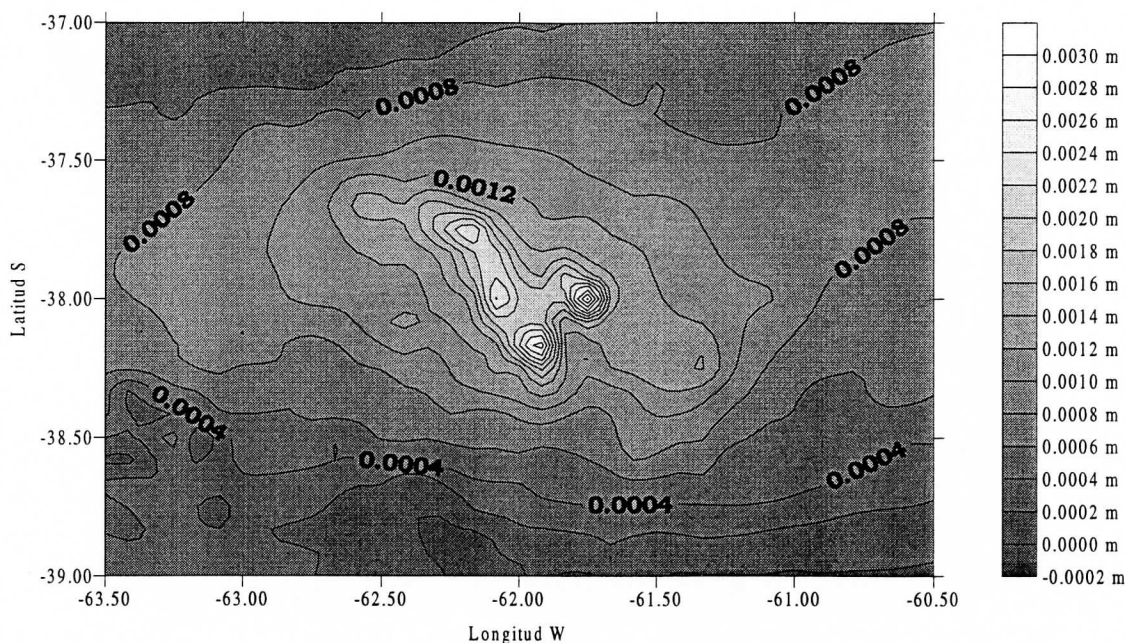


Figura 2: efecto indirecto producido por la topografia equivalente de la Figura 1

Resultados

En la Figura 3 se muestra el resultado de la integración de anomalías gravimétricas con una densidad promedio de una estación cada 25 minutos cuadrados utilizando el planteo propuesto y los programas de integración del paquete GRAVSOFT (Forsberg R., 1989)

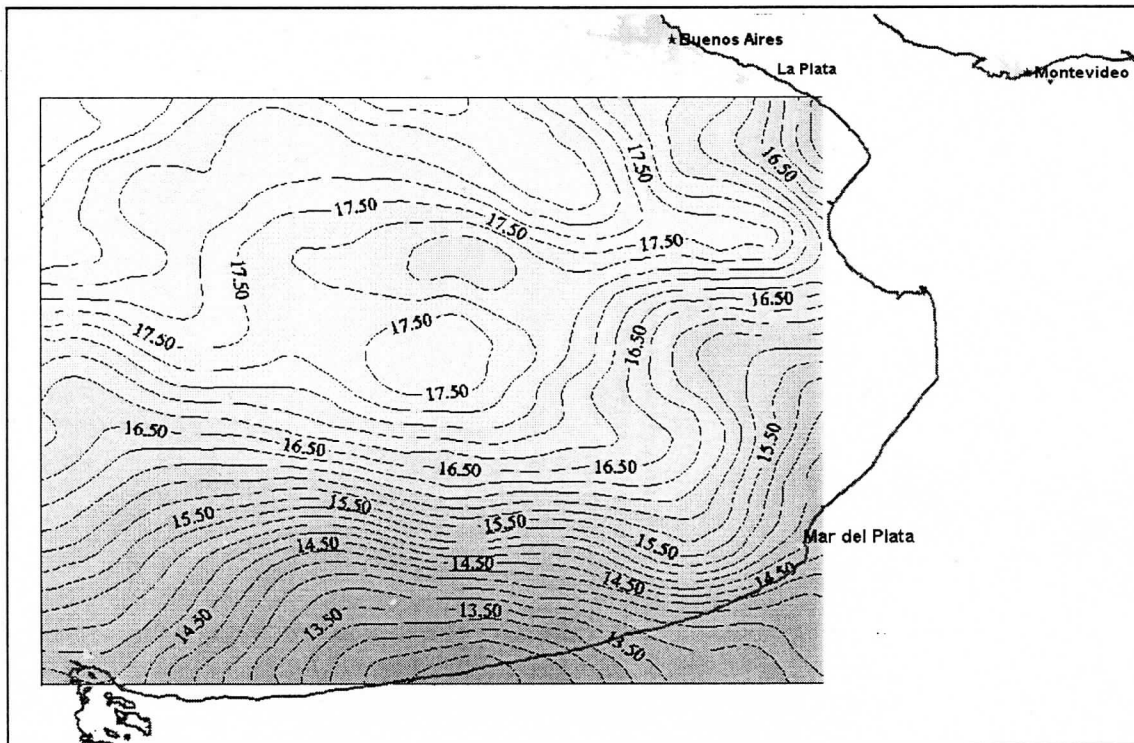


Figura 3: Geoide gravimétrico provisional para la Provincia de Buenos Aires

Bibliografía

- EGM96, página Web: <http://cddisa.gsfc.nasa.gov/926/egm96/gendesc.html>.
- Forsberg R., 1989. Program Stokes, Danish Geodetic Institute.
- Grosfeld V., 1998. Análisis de las etapas de integración para la determinación moderna del geoide gravimétrico. Aplicación a un área de la provincia de Buenos Aires, Tesis de Grado, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
- Heiskanen W. A., H. Moritz, 1967. *Physical geodesy*, W.H. Freeman, San Francisco.
- IADO, 1981. Mapas gravimétricos del Litoral Bonaerense. Período 1979-1981.
- Leeds University, 1998. Digital Terrain Model for South America, CD-ROM: South America DTM3.
- Lemoine, F.G., et al., 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Agency (NIMA) geopotential model EGM96, NASA/TP-1998-206861, Goddard Space Flight Center.
- Lugones A., 1998. Modelado del geoide para la provincia de Buenos Aires, Tesis de Grado, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.
- Moritz H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*. Wichmann Verlag, Karlsruhe.
- Poitevin C., et al. Le geoïde gravimetrique en Belgique: premiers résultats. New Geoid in the World.
- Rapp R. H., 1994. The use of potential coefficient model in computing geoid undulations in Lectures Notes of the International School for the determination and use of the geoid, International Geoid Service.
- Sideris M.G., 1994. Geoid determination by FFT techniques. Lectures Notes of International School for the determination and use of the geoid. International Geoid Service.

Avances en el Proyecto para la Determinación del Geoide en Venezuela.

G. Acuña¹, M. Hoyer¹, E. Wildermann¹ y J. Hernandez²

¹Laboratorio de Geodesia Física y Satelital (LGFS), Universidad del Zulia.

Maracaibo, Venezuela.

mhoer@luz.ve

²Dirección de Cartografía Nacional (DCN).

Caracas, Venezuela.

Abstract: During the last years, LGFS and DCN realised a intensive co-operation to generate and prepare data sources for a combined geoid calculation in Venezuela. Main topics are the use of GPS observations over levelling lines, digital terrain models, collection of gravimetric data and satellite altimetry. The actual status of these 4 subprojects to be used at the combined solution will be presented.

Resumen: De acuerdo a un análisis diagnóstico realizado, como paso previo a la formulación del proyecto para la determinación del geoide en Venezuela, se concluyó en la necesidad de efectuar un cálculo combinado considerando diferentes fuentes de información ya que los datos provenientes de una sola fuente, como la gravimétrica, se consideran insuficientes. Durante los últimos años el LGFS y DCN han realizado grandes esfuerzos para preparar y generar la data necesaria para un cálculo combinado, especialmente lo referente a mediciones GPS, modelos digitales de alturas del terreno, valores gravimétricos. y altimetría satelital. De esta forma se han desarrollado cuatro sub-proyectos, de los cuales se presenta el estado individual de avance, considerando que el objetivo final del trabajo es la combinación de los mismos.

1. Introducción

En los últimos años casi todos los países suramericanos han realizado grandes esfuerzos para resolver el problema que significa el desconocimiento del geoide en sus respectivos territorios.

Luego de un estudio diagnóstico (Hoyer, 1993) se concluyó que en Venezuela la información disponible para la determinación del geoide proveniente de una sola fuente de datos era insuficiente y por lo tanto se propuso el cálculo a partir de la combinación de información heterogénea (Hoyer-Wildermann, 1997).

Al efecto, La Universidad del Zulia en Maracaibo, a través de su Laboratorio de Geodesia Física y Satelital (LGFS) y la Dirección de Cartografía Nacional (DCN) en Caracas, adelantan un proyecto conjunto para lograr este objetivo. Pueden citarse como antecedentes la conformación del Comité Nacional para la Determinación del Geoide y la designación de este proyecto por parte del Consejo Nacional de Cartografía como proyecto cartográfico prioritario del país.

La meta de este esfuerzo conjunto es dotar al país de información geoidal precisa y confiable que permita no solo corregir las alturas elipsoidales derivadas de GPS sino también definir una superficie de referencia vertical que sirva de soporte a los proyectos

modernos del país. Para alcanzar esta meta se ha dividido el trabajo en cuatro sub-proyectos: gravimetría, modelos digitales de alturas del terreno, GPS y altimetría satelital (Wildermann et. al., 1997).

El trabajo presenta los avances y estado actual de cada una de esas partes. En el caso de los modelos digitales de alturas se han procesado todas las cartas disponibles en el país en la escala 1:100 000, para conformar modelos de $1^\circ \times 1^\circ$, de los cuales se presenta una muestra.

La heterogénea información gravimétrica de la cual se dispone es comparada y homogeneizada.

Dada la extensa área marítima en la parte norte del territorio venezolano se procesan mediciones altimétricas satelitales que puedan contribuir en un cálculo conjunto, al efecto se han determinado ondulaciones geoidales en el mar Caribe con datos del Topex-Poseidon.

Las mediciones GPS sobre vértices de la red de nivelación nacional permitirá la obtención de ondulaciones puntuales en todo el país, con un espaciamiento entre puntos de 50 km. aproximadamente, en este sentido ya se han efectuado las observaciones correspondientes en la mitad del territorio venezolano.

De esta forma se han obtenido importantes logros en cada una de estas partes, las cuales serán ensambladas en un cálculo conjunto a desarrollar a corto plazo.

2. Modelos de alturas del terreno

Desde el inicio del proyecto se le ha dado especial importancia a la generación de modelos de alturas del terreno que permitan utilizarse posteriormente para las correcciones necesarias por otras fuentes de datos. Se organizó un proceso de lectura, registro y verificación de las alturas en los mapas oficiales del país a la escala 1:100 000 de la Dirección de Cartografía Nacional. Se procesaron 251 mapas desde el meridiano 73° W hasta el meridiano $65^\circ 30'$ W, lo que significa casi la totalidad del territorio venezolano que está cubierto por mapas de esta escala. La resolución de la digitalización es de 2000 m en las direcciones Norte y Este. El proceso comprende varias etapas, en las cuales se trata de asegurar el control y la evaluación continua del mismo. Se introducen los valores de alturas de puntos y por medio de diferentes programas desarrollados en el LGFS se llega a un modelo de alturas medias. En función del tamaño del área digitalizada se acordó realizar modelos de alturas de $1^\circ \times 1^\circ$ que puedan utilizarse como base para trabajos siguientes (LGFS, 1999). Como ejemplo se muestra el modelo para la zona de 10° a 11° N y 71° a 72° W, resultado de la data proveniente de los 6 mapas de la región y de los 9 circundantes para considerar el solapamiento (Figura 1).

Las alturas en este modelo varían entre -1 m y 620 m con un promedio de 44.5 m. El modelo está conformado por un total de 3600 valores.

3. Gravimetría

Aparte de las observaciones realizadas por la Universidad en cooperación con instituciones nacionales e internacionales, las cuales se encuentran principalmente en el estado Zulia y los Andes venezolanos, se dispone de la información de las redes

gravimétricas venezolanas como marco de referencia. Por medio de la DCN se logró el acceso a un conjunto de 5500 puntos individuales distribuidos por todo el territorio venezolano entre las latitudes 9° N - 19° N y longitudes 71° W - 80° W.

Dada la escasez de información de puntos individuales se solicitó la cooperación de servicios internacionales para obtener la data del país y sus alrededores. Estas fuentes contemplan data gravimétrica media referida a diferentes áreas bases de 30'x30' y de 5'x5', etc.

Toda esta información se sometió a un proceso extenso de verificación y comparación. En ese primer paso se estableció un sistema común de referencia sobre la base de la red nacional. Puntos de enlace en diferentes fuentes permitieron una vinculación adecuada. Los datos en forma de valores puntuales se separaron de acuerdo a su ubicación en zonas de 1°x1° utilizando el mismo tamaño de cuadrícula como en los valores de alturas.

La información en forma de malla se transformó a la misma estructura de modelos digitales del terreno aumentando el área por modelo a 5°x5° con un compartimento base de 5'x5'. Comparaciones con respecto a la data de 30'x30' mostraron coincidencia en el orden de 10 a 20 mgal. Actualmente se desarrolla la etapa de verificación de la información por puntos y comparándolos con los elementos de los modelos 5°x5°.

Actualmente se han obtenido 25 modelos de 5°x5° con los datos de 5'x5', cubriendo la zona entre las latitudes 5° S a 20° N y longitudes 75° a 60° W, y con los de 30'x30' se requiere un solo modelo para toda esta zona. Posteriormente se pretenden realizar modelos de 1°x1° con los datos combinados, con la finalidad de cubrir todo el territorio nacional (LGFS, 1999).

4. Altimetría Satelital

La zona seleccionada para los cálculos de altimetría satelital esta comprendida entre las latitudes 4° - 20°, y longitudes 285° - 305°, para este fin se procesan datos de los satélites ERS-1 y Topex-Poseidon.

Los programas utilizados han sido desarrollados en el DGFI (Bosch, 1998).

Se han efectuado varios ensayos con la finalidad de optimizar el procesamiento de la información la cual comprende un total de 196 archivos. La Fig. 2 presenta el resultado obtenido al considerar solamente 148 archivos correspondientes al satélite Topex-Poseidon, en la misma pueden observarse las ondulaciones del área 5° - 20° en latitud y 285° -305° en longitud representadas en curvas de nivel cada 2m.

5. Mediciones GPS

5.1. Campaña de observaciones en el occidente del país

La DCN y el LGFS planificaron y ejecutaron una campaña de mediciones GPS en 80 estaciones (BM o excéntricas) cubriendo el occidente del país en los estados Falcón, Lara, Barinas, Portuguesa, Cojedes, Trujillo, Mérida, Táchira, Yaracuy, Carabobo y Aragua. Las mediciones se efectuaron desde el 30 de Julio hasta el 12 de Agosto de 1998, formando un total de 5 grupos de medición, tres de la DCN y dos de LUZ. Cada grupo

disponía de un equipo receptor GPS marca Ashtech, modelo Z-Surveyor. La distancia promedio de separación entre las estaciones es de 50 Km. aproximadamente.

Las mediciones se hicieron en cuatro fases de aproximadamente tres días cada una. Durante cada fase se mantuvo una estación fija en conjunto con la estación permanente IGS ubicada en Maracaibo. Cada día se observaron dos sesiones de cuatro horas cada una.

El procesamiento y análisis preliminar de la campaña GPS fue realizado con el Bernese GPS Software, versión 4.0 (Rothacher-Mervart, 1996). Durante el proceso se combinaron mediciones de dobles diferencias de fase correspondientes a 89 líneas base, para derivar coordenadas 3D en 66 estaciones de la red.

Un total de 569.609 observaciones fueron consideradas en un proceso de cálculo y ajuste por cuadrados mínimos, para resolver 294 incógnitas distribuidas de la siguiente manera: 198 coordenadas de estaciones y 96 factores residuales troposféricos.

Los criterios empleados durante el cálculo fueron:

- uso de data GPS de doble frecuencia en sesiones de 8 hrs. (estaciones principales) y 4 hrs. (estaciones secundarias) con intervalo de captura de datos cada 15 segundos,
- órbitas precisas IGS y parámetros de orientación terrestre del IERS,
- observaciones de código para corregir el estado de los relojes de los receptores,
- ángulo de elevación (cut-off) igual a 15° ,
- corrección de los centros de fase de antenas según el modelo PHAS_IGS.01,
- parámetros troposféricos estándar globales en todas las estaciones,
- estimación de un factor residual cenital por estación utilizando el modelo troposférico de Niell,
- aplicación de modelos de corrección ionosférica,
- resolución de ambigüedades según el algoritmo QIF (Quasi Ionospheric Free); las ambigüedades remanentes fueron pre-eliminadas,
- procesamiento de observaciones de dobles diferencias de fase en la frecuencia L3 (ionósfera-libre) con ambigüedades resueltas,
- solución final derivada de la combinación de ecuaciones normales almacenadas en 14 archivos de soluciones por día,
- las coordenadas ITRF de la estación SIRGAS Maracaibo fueron consideradas fijas y libres de error.

Como resultado se obtuvieron coordenadas ITRF94 en la época 1995.4 -datum SIRGAS- (Hoyer et. al., 1997) para las 66 estaciones, cuyos errores (1 sigma) están en el orden de ± 10.5 mm en latitud, ± 18.1 mm en longitud y ± 36.8 mm en altura elipsoidal; mientras que la calidad del proceso de cálculo y ajuste fue ± 8.4 mm.

En cuanto a la estimación de las distancias e incógnitas troposféricas, los errores obtenidos fueron mejores que ± 1.3 mm y ± 3.4 mm, respectivamente. excluidas

Cabe señalar que de las 80 estaciones originalmente medidas, 14 fueron excluidas del cálculo por presentar problemas en los datos, lo que condujo a su remediación.

Dado que los niveles de precisión obtenidos en las coordenadas de las estaciones ocupadas durante la campaña resultan compatibles a los logrados en la definición del nuevo marco de referencia geodésico en Venezuela REGVEN (Drewes et. al., 1997), estas

pueden considerarse como una adecuada densificación de ese sistema en el occidente del país, además de satisfacer los requerimientos planteados para la determinación del geoide.

5.2. Ondulaciones a partir de GPS/Nivelación en el occidente del país

El resultado del procesamiento de la red GPS medida se utilizó para preparar el cálculo de las ondulaciones por medio de la combinación de mediciones satelitales con cotas ortométricas (Torge, 1991). La información de las alturas niveladas proviene de la DCN, la cual se encargó de realizar las correcciones entre estaciones de la red vertical y la propia marca del punto GPS mediante nivelación de precisión cuando así fue requerido. La mayoría de las estaciones debieron tratarse de esta manera.

Actualmente se ha obtenido la información de la nivelación correspondiente a un total de 45 puntos de la solución GPS. Las alturas varían desde 4,139 m, cerca de las costas, a 2581,672 m, en los Andes. Podemos ver que la fuerte variación de la topografía en la zona de interés también se refleja en las estaciones ocupadas. El resto de los puntos GPS aún se encuentra en la etapa de medición o evaluación de la nivelación geométrica.

Utilizando la data proveniente de GPS se puede calcular, mediante un modelo geopotencial, el efecto global en la conducta del campo gravitatorio terrestre. Al respecto, se utiliza el EGM96, por ser en la actualidad el desarrollo de más alta calidad y resolución global. Para la zona de interés se realizó un cálculo basándose en un punto cada 5'x5'. La altura correspondiente se tomó del modelo digital del terreno de la misma resolución. El modelo EGM96 muestra en la región del proyecto GPS una elevación relacionada con la cadena montañosa de los Andes alcanzando hasta +1 m de ondulación. En la zona del Lago de Maracaibo se observa una depresión de aproximadamente -14 m, y en gran parte del área el geoide está situado debajo de la superficie del elipsoide de referencia, el GRS80. En los 46 puntos GPS hay alturas geoidales EGM96 entre -23,697 m y 1,155 m, respectivamente, abarcando una variación total de 24,852 m.

Utilizando las mediciones disponibles se obtienen ondulaciones provenientes de observaciones GPS/Nivelación entre -23,471 m y 1,907 m, respectivamente. El rango de variación en este caso es de 25,378 m, es decir, +0,526 m mayor que el valor proveniente del modelo global. En los efectos locales, obtenidos por la resta de ondulaciones GPS/Nivelación menos ondulaciones EGM96, se pueden apreciar ciertos efectos regionales causados, por ejemplo, por la influencia topográfica de los Andes todavía no incorporados adecuadamente en el modelo global. La distribución de la data local puede observarse en la Tab. 1.

Efecto local	N° de puntos	Total	Porcentaje
≤ -2 m			
-2 m – 1.5 m			
-1.5 m – 1.0 m	**	2	4.5 %
-1.0 m – 0.5 m	*	1	2.2 %
-0.5 m – 0 m	*****	5	11.4 %
0 m – 0.5 m	*****	21	47.8 %
0.5 m – 1.0 m	*****	10	22.7 %
1.0 m – 1.5 m	***	3	6.8 %

1.5 m – 2.0 m			
≥ 2 m	**	2	45 %
TOTAL		44	100 %

Tabla 1. Características de la variación local de la altura geoidal obtenida por GPS-Nivelación en el occidente de Venezuela.

Se observa una tendencia local positiva con un 81.9 % de los valores mayores de 0 m. El modelo representa un geoide a un nivel más bajo que el observado. Las dos estaciones con discrepancias más grande de 2 m, Dabajuro con +2.7585 m y Chachopo +2.1992 m, pueden reflejar problemas no resueltos en la altura nivelada. Excluyéndolos la variación local en la zona se encuentra entre -1.5 m y +1.5 m.

6. Conclusiones

La DCN y el LGFS han ejecutado una serie de acciones que consolidan las bases necesarias para un cálculo del geoide en Venezuela que considere información proveniente de diferentes fuentes: modelos de alturas del terreno, mediciones gravimétricas, altimetría satelital, GPS y modelos globales. Para cada uno de estos sub-proyectos se han obtenido resultados preliminares que permitan a corto plazo el procesamiento combinado para la determinación de esta superficie en el país.

7. Referencias Bibliográficas

Bosch W.: "Investigation on Absolute Dynamic Sea Surface Topography in the Caribbean Sea". Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI). Memorias del 3er. Congreso Venezolano de Geodesia. Maracaibo, Febrero 1998.

Drewes H., Tremel H., Hernandez J. N.: "Adjustment of the New Venezuelan National GPS Network within the SIRGAS Reference Frame". Advances in Positioning and Reference Frames: International Association of Geodesy Symposia, Volume 118. Edited by F.K. Burner. IAG Scientific Assembly. Rio de Janeiro, Brazil, September 3-9, 1997, pp. 193-198.

Hoyer M. (ed.): "Memorias del Taller de Trabajo para la Formulación del Proyecto de Determinación del Geoide en Venezuela (Consejo Nacional de Cartografía)". Junio 1993, Caracas, Venezuela.

Hoyer M., Arciniegas S., Pereira K., Fragard H., Maturana R., Torchetti R., Drewes H., Kumar M., Seeber G.: "The Definition and Realization of the Reference System in the SIRGAS Project". Advances in Positioning and Reference Frames: International Association of Geodesy Symposia, Volume 118. Edited by F.K. Burner. IAG Scientific Assembly. Rio de Janeiro, Brazil, September 3-9, 1997, pp. 168-173.

Hoyer M., Wildermann E., in press: "Proposal of Geoid Calculations in Latin America Countries". Accepted for publication in Survey Review, Great Britanic. 1997.

LGFS: "Determinación del Geoide en Venezuela. Estado del Proyecto". Informe Técnico. Escuela de Ingeniería Geodésica. La Universidad del Zulia. Maracaibo, Febrero 1999.

Rothacher M., Mervart L.: "The Bernese GPS Software versión 4.0". Astronomical Institute. University of Berne. September 1996.

Torge W.: "Geodesy". 2nd Edition. Walter de Gruyter. Berlin-New York 1991.

Wildermann E., Hoyer M., Acuña G.: "Towards a Regional Geoid Determination in Western Venezuela". Geodesy on the Move. Gravity, Geoid, Geodynamics and Antarctica: International Association of Geodesy Symposia, Volume 119. Edited by R. Forsberg, M. Feissel and R. Dietrich. IAG Scientific Assembly. Rio de Janeiro, Brazil, September 3-9, 1997, pp. 300-305.

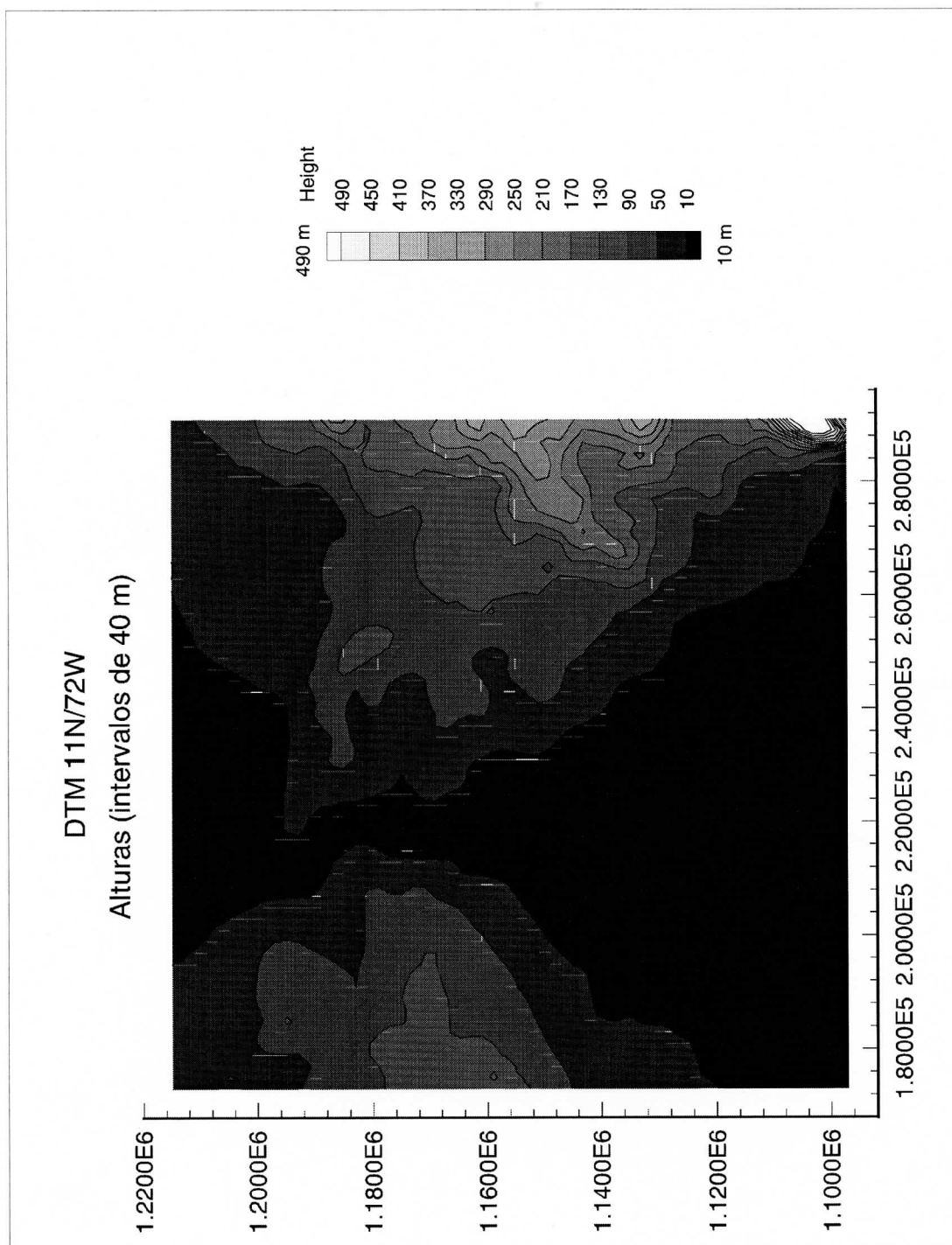


Fig. 1 Modelo de alturas del terreno entre latitud 11° - 12° N y longitud 71° - 72° W

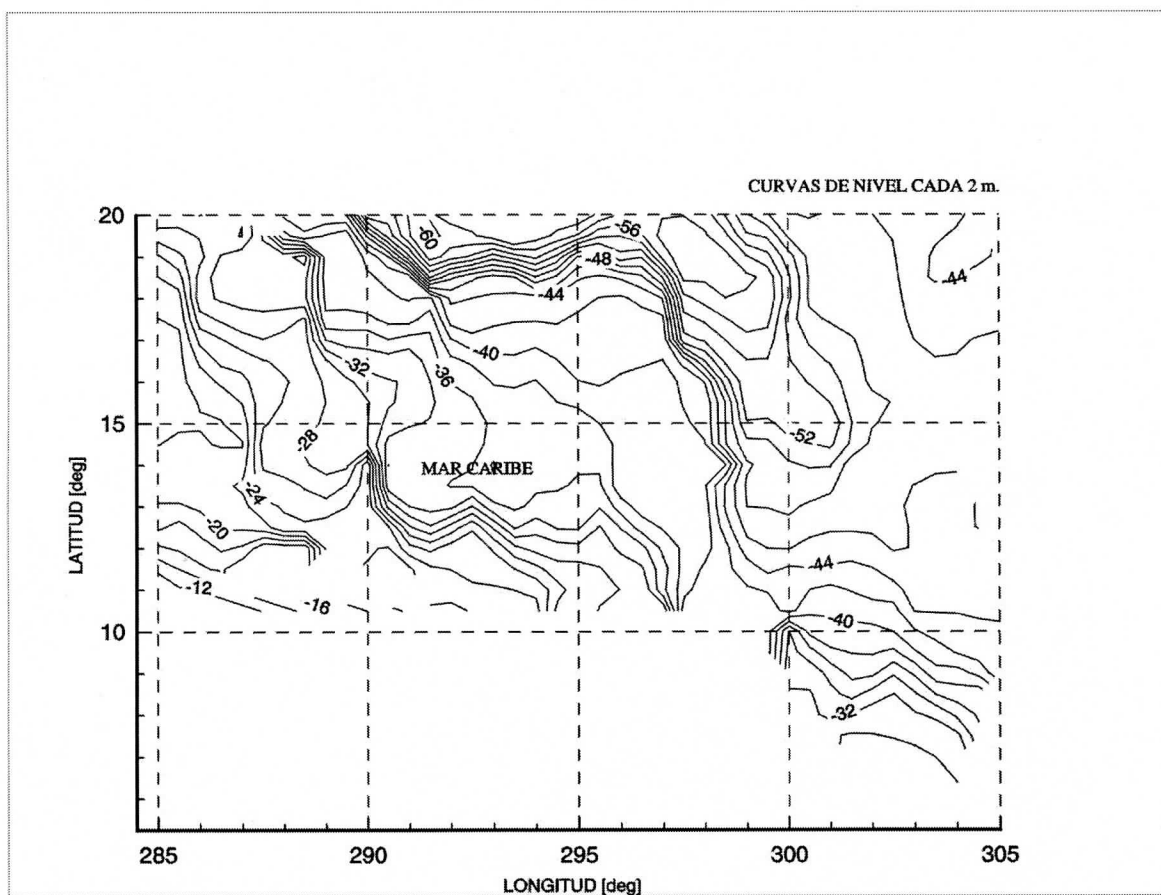


Fig.2 Ondulaciones del geoide al norte de Venezuela a partir del Topex/Poseidon

Vínculo da Rede Altimétrica Brasileira à Rede SIRGAS
S.R.C. de Freitas¹; J. Cordini²; E. Marone³ & S.H.S. Schwab⁴

1. Curso de Pós Graduação em Ciências Geodésicas, Departamento de Geomática, Universidade Federal do Paraná, 81531-990 – Curitiba, Brasil, e-mail sfreitas@cce.ufpr.br
2. Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Santa Catarina, 88040-900 - Florianópolis, Brasil, e-mail cordini@mbbox1.ufsc.br
3. Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 83255-000 - Pontal do Sul, Brasil, e-mail maroned@cce.ufpr.br
4. Departamento de Física, Universidade Federal do Paraná, 81531-990 – Curitiba, Brasil, e-mail silviass@geoc.ufpr.br

Resumo: As atividades do Projeto SIRGAS estão atualmente dirigidas principalmente para a conexão dos diferentes sistemas altimétricos nacionais em um sistema único e coerente, ligado ao sistema geodésico de referência geocêntrico da América do Sul. Este referencial é uma das mais recentes e precisas realizações do ITRF no mundo. O GT III do SIRGAS estabeleceu algumas recomendações relacionadas com as etapas para esta conexão. A definição da posição dos diferentes Datum vertical de cada país foi indicada como o passo fundamental para a conexão pretendida. O Curso de Pós Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, estabeleceu um perfil de observações com 315 km de extensão no sul do Brasil, com três estações, visando a determinação da posição geocêntrica do Datum vertical Brasileiro, localizado no Porto de Imbituba. A primeira estação foi locada em Imbituba, a segunda em Blumenau a 50 km do mar e a terceira a 80 km do oceano, coincidente com a estação SIRGAS de Curitiba. Em cada uma delas foi instalado um receptor GPS com dupla frequência, mais um gravímetro para observação das marés gravimétricas, acompanhados de captadores de pressão e temperatura. Foram usadas também duas estações IGS (Santiago e Brasília). Os resultados destas observações, considerando o processamento de dados GPS com técnicas fiduciais e os efeitos dinâmicos causados pelas marés gravimétricas, influências meteorológicas e carregamento oceânico são discutidos no presente trabalho.

Abstract: The present activities of the SIRGAS project are mainly directed to the connection of the different national height systems in a coherent continental network linked to the South American geodetic geocentric frame. This frame is one of the most recent and precise realizations of ITRF in the world. The WG III of SIRGAS established some recommendations related to the steps for this purpose. The definition of the geocentric position of the different national vertical Datum was pointed as a fundamental step for the intended connection. The Graduate Program in Geodesy, University of Paraná, established a 315 km long continental profile of observation in Southern Brazil with three stations, devising to establish the geocentric position of the Brazilian vertical Datum, placed at the Imbituba harbour. The first station was located at Imbituba itself, being the second one 50 km away from the sea (in the city of Blumenau), and the third one 80 km inland (in Curitiba – SIRGAS station). In each one of them dual-frequency GPS receivers were installed, plus a gravimeter for observation of gravity tide, and air pressure and temperature sensors. Two IGS stations were also used (Santiago and Brazilia). The results of these observations considering the GPS data processing, using fiducial techniques and the dynamical effects coming from gravity tides, meteorological and ocean indirect effects, are discussed in the presentation.

1. Introdução

A precisão requerida em redes geodésicas verticais demanda melhorias consideráveis nas técnicas de posicionamento. Atualmente, na conexão de diferentes redes mundiais (Kumar, 1994), é possível se obter uma acurácia de 10 cm. Tal fato é devido principalmente à Altimetria por Satélite, a qual permite a melhoria na acurácia dos modelos oceânicos cotidianos (Andersen, 1995a/1995b).

De acordo com as recomendações de Grupo de Trabalho III do projeto SIRGAS – Sistema de Referência Geocêntrico para a América do Sul (IBGE, 1997), é necessário estabelecer um sistema de controle único para o continente. Devido a situação atual das diferentes redes nacionais na América do Sul, este novo sistema apresenta a vantagem de dispor de altitudes geométricas como elemento auxiliar na densificação de dados, necessários para a conexão dos diferentes Data vertical nacionais. Quando se considera uma rede vertical de dimensões continentais, como é o caso da Rede Vertical Brasileira (RVB) e também sua coerência com outros sistemas mundiais, vários aspectos devem ser levados em consideração quando se deseja precisão e acurácia. Isto demanda a consideração, entre outros, dos seguintes aspectos:

- 1) diferentes efeitos geodinâmicos e atmosféricos estão presentes na definição do Datum vertical e na conexão de diferentes marégrafos (De Freitas et al., 1997);
- 2) é necessário conectar as redes altimétricas convencionais ao Sistema Geodésico Geocêntrico de Referência (SGGR), objetivando vincular o Geóide às redes verticais continentais baseadas em GPS (Kuang et al., 1996; IAG – Comissão X – EUREF, 1995);
- 3) a alta precisão altimétrica com técnicas espaciais, principalmente sobre bases longas, pode ser afetada por efeitos diferenciais e por limitações de ordem física neste tipo de posicionamento (VanDam et al., 1994; De Freitas & Luz, 1995).

A consideração de efeitos geodinâmicos e atmosféricos na definição da posição geocêntrica do Datum vertical e no posicionamento vertical relativo com GPS, são aspectos não muito discutidos. Portanto, na sequência, serão considerados ambos os aspectos associados com a definição de Datum vertical e com o posicionamento relativo GPS sobre bases longas. Alguns dos resultados obtidos a partir de um experimento multi-paramétrico desenvolvido no sul do Brasil serão discutidos, permitindo verificar a existência destes efeitos no Datum da RVB.

2. Efeitos Dinâmicos em Redes Geodésicas Verticais

O estabelecimento do SGGR facilita a conexão de redes verticais de alta precisão. Para este propósito, aspectos tais como as interações dos continentes com os oceanos e a atmosfera devem ser analisados em relação à resposta dinâmica da Terra, de modo a permitir a discriminação de movimentos seculares e periódicos e efeitos de carregamentos. O primeiro passo para a discriminação dos movimentos seculares sobre o Datum vertical é a fixação da sua posição geocêntrica. A determinação dos efeitos seculares pressupõe a existência de uma longa série de observações da maré oceânica e da fixação da posição geocêntrica do marégrafo, definida em certa época e verificada periodicamente. Estes procedimentos permitem a discriminação entre movimentos epirogênicos → crustal e eustáticos → variações do Nível Médio do Mar – NMM. Demandam o estabelecimento de projetos de grande complexidade, para a manutenção da referência altimétrica de alta precisão. Durante a determinação da posição

geocêntrica do marégrafo, usualmente por posicionamento diferencial GPS, utilizando técnicas fiduciais (Beutler, 1992), é necessário também considerar os movimentos relativos devido ao carregamento periódico diferencial (Farrel, 1972) devido a extensão das linhas de base. A flexão diferencial da crosta provocada pela interação entre as marés terrestres e oceânicas e variações de pressão atmosférica (De Freitas, 1993), podem produzir efeitos no posicionamento relativo sobre bases longas (VanDam et al., 1994; De Freitas, 1995).

Os carregamentos periódicos, tais como os produzidos pelas marés terrestres, efeito indireto dos oceanos e variações na pressão atmosférica (Melchior, 1983) são modelados em escala global. Para as marés terrestres, considerando \mathbf{R} como o vetor dos efeitos preditos, com fase de referência de 0° para a análise do fenômeno; \mathbf{A} (A, α) o vetor dos efeitos observados; \mathbf{B} (B, β) o vetor dos resíduos locais; \mathbf{L} (L, λ) o vetor predito do carregamento devido à interação com o oceano e a atmosfera e \mathbf{X} (X, χ) o vetor dos resíduos finais, pode-se escrever que: $\mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$ e $\mathbf{X} = \mathbf{B} - \mathbf{L}$. A componente cosseno do vetor \mathbf{X} representa a resposta anômala local, a menos dos erros instrumentais, que podem ser estimados pela componente seno não correlacionada com o modelo de referência. A flexão crustal diferencial, proveniente das características locais de resposta, deve ser considerada devido às heterogeneidades laterais da crosta. Estas somente podem ser apropriadamente determinadas com a observação de maré gravimétrica a nível local, como proposto por De Freitas et al. (1995) para um perfil continental na América do Sul.

Na determinação do nível médio do mar (NMM) com técnicas espaciais, existem efeitos de reflexão anômala dos sinais de radar dos satélites, tais como nos sistemas do ERS-1 e Topex-Poseidon em áreas próximas a costa. A perda de acurácia nestes casos não permite a efetiva aplicação destas técnicas para a determinação da topografia oceânica local, na região do Datum. Também, os efeitos de circulação locais e efeitos meteorológicos, não preditos nos modelos oceânicos (e.g. Schwiderski, 1980; Andersen, 1995a e 1995b), não permitem uma determinação precisa do efeito indireto dos oceanos em regiões costeiras.

3. Experimento Multi-Paramétrico no Sul do Brasil

Considerando as pressuposições apresentadas nas sessões anteriores, decidiu-se estabelecer um experimento para determinar a posição geocêntrica do Datum vertical brasileiro e verificar a adequação dos modelos de resposta predita na região. A estação GPS permanente em Curitiba/UFPR, código internacional PARA, pertencente à rede SIRGAS, tem a mais longa série de observações na América do Sul e atualmente faz parte da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC). A estação permanente de maré terrestre de Curitiba/UFPR, código 7305 do Centro Internacional de Marés Terrestres (ICET) da Associação Internacional de Geodésia (IAG), está localizada próximo a estação PARA. Esta estação de maré terrestre possui a maior série de observações da América do Sul e é considerada estação de referência para o continente, devido a coerência na calibração com a estação fundamental de Bruxelas. Estas condições em Curitiba permitiram realizar um experimento em um perfil de 315 km com três estações multi-paramétricas: a estação costeira de Imbituba, onde está localizado o Datum vertical brasileiro; uma estação intermediária, em Blumenau, distante 50 km do oceano com o propósito de verificar o comportamento relativo; e a terceira estação, em Curitiba, distante 80 km do oceano (Tabelas 1 e 2).

Tabela 1: Posição das Estações (GPS) no “South American Datum (SAD69)”				
Estação	Latitude (ϕ)	Longitude (λ)	d→Mar (km)	Altura (m)
PARA	-25° 26' 52.363203	-49° 13' 49.726585	≈ 80	928.7732
BLUM	-26° 53' 28.254700	-49° 04' 59.101914	≈ 50	028.5137
IMBI	-28° 14' 10.000520	-48° 39' 20.146203	0.43	011.7642

Tabela 2: Distâncias Lineares entre as Estações (km)		
Curitiba	→ Blumenau	160.592
Curitiba	→ Imbituba	314.170
Blumenau	→ Imbituba	154.895

Foram estabelecidos dois objetivos principais em relação ao experimento no perfil: a) estudar o efeito costeiro no Datum e no posicionamento vertical próximo ao oceano; b) verificar as implicações das marés terrestre e oceânica e efeitos ambientais sobre bases longas GPS. Neste experimento, foram realizadas observações contínuas GPS com receptores geodésicos de dupla frequência (dois Astech Z12 e um Trimble SSI 4000) com taxa de aquisição de 30s. Observações gravimétricas nas três estações juntamente com os parâmetros atmosféricos (pressão e temperatura) também foram realizadas a uma taxa de aquisição de 1 min. Em Imbituba foi utilizado o gravímetro Geodynamics 783 operando durante oito meses; em Blumenau foi utilizado o gravímetro LaCoste & Romberg G913, com método zero, que operou também por um período idêntico; finalmente, na estação fundamental de Curitiba operou o gravímetro LaCoste & Romberg D99, também calibrado pelo método zero. Estes gravímetros, que operaram nas três estações, foram submetidos à calibração dinâmica, antes e depois do experimento, na estação fundamental de Curitiba. Os gravímetros LaCoste & Romberg receberam também calibração estática na Rede Brasileira de Gravidade Absoluta (RENEGA). No mesmo período, também operou em Imbituba, um marégrafo digital de pressão (Aanderaa WLR-7) com taxa de aquisição de 10 min.

4. Processamento das Observações

As componentes de maré oceânica foram determinadas por análise harmônica (Franco & Rock, 1972) a partir de uma série temporal compensada do efeito da pressão atmosférica local, considerando que as alturas da maré oceânica seguem o modelo estacionário espectral (Priestly, 1981).

Os dados de maré gravimétrica foram processados seguindo o padrão do ICET (IAG - Comissão V, 1997). Para a determinação das respostas características de cada uma das ondas das bandas quarto-diurno (QD), Ter-diurna (TD), semi-diurna (SD), diurna (D) e de longo período (LP), foram utilizadas duas técnicas básicas: a) análise harmônica, no domínio do tempo, onde as amplitudes e fases das respostas são obtidas por técnicas de ajustamento através do MMQ, aplicadas a cada uma das bandas; b) análise espectral no domínio das frequências, que facilita a determinação direta dos resíduos em relação à maré teórica, predita para a estação. Esta técnica permite uma análise mais consistente da admitância em relação às perturbações, tais como, as variações da pressão atmosférica, temperatura e efeito indireto dos oceanos (De Freitas, 1993).

Para o processamento das observações GPS, foram utilizados o software Bernese (Rotacher & Mervart, 1996) e efemérides precisas do IGS. O resultado do processamento foi a geração de um arquivo de coordenadas finais e das equações normais, para posterior combinação das soluções das diferentes sessões. Esta estratégia permite realizar uma série de análises, tais como a determinação de diferenças de altitudes e a comparação dos resultados. Para controle do perfil estudado, Curitiba (PARA), Imbituba (IMBI) e Blumenau (BLUM), foram utilizadas duas estações fiduciais para checar o comportamento geodinâmico das linhas de base: IGS-SANT (Santiago) e IGS-BRAZ (Brasília). Neste sentido, foi determinada a posição geocêntrica média do marégrafo em Imbituba, sul do Brasil, a partir de um bloco de dados de 25 dias de observações GPS (27/04/97 a 21/05/97) (Tabela 1 para o SAD-69 e Tabela 3 para o ITRF 1994 - época 1995,4 – Época de referência da rede SIRGAS), extraído de uma uma série total de 42 dias de observações e anomalias horárias da posição vertical sobre diferentes bases, com e sem a utilização do modelo de correção de maré terrestre. O modelo teórico de maré terrestre, denominado Standards 1992-IERS, é parte integrante do software Bernese (McCarthy, 1996; Rothacher & Mervart, 1996).

Tabela 3: Coordenadas Cartesianas médias das estações no ITRF1994.0, época 1995.4, fixando a estação PARA, 25 dias de observações contínuas.

Estação	X (m)	σ_x (mm)	Y (m)	σ_y (mm)	Z (m)	σ_z (mm)
PARA	3763751.6390		-4365113.7680		-2724404.7550	
BLU0	3728247.3387	0.2	-4301512.4071	0.2	-2867528.3883	0.1
IMBI	3714672.3986	0.2	-4221791.3892	0.2	-2999637.9143	0.1

5. Análise das Observações

Os parâmetros de maré oceânica, determinados em Imbituba, permitiram a determinação da maré astronômica sintética e dos resíduos. A análise espectral dos resíduos de maré oceânica mostra que estes são correlacionados apenas com as variações meteorológicas de longo período, sem energia significativa nas bandas TD, SD e D. Os resíduos de maré oceânica são mostrados na Figura 1a.

As análises de maré, direcionadas para o contexto do presente artigo, foram limitadas a identificação do melhor modelo oceânico para a descrição dos resíduos de maré, corrigidos do efeito do carregamento oceânico, da temperatura e pressão atmosférica. Neste sentido, o melhor modelo, com base nos resultados de Blumenau e Curitiba são os modelos ORI e ORI-96 (Tabela 4). A determinação dos resíduos finais de maré, utilizando estes modelos bem ajustados em Curitiba e Blumenau, mostrou ser inadequado na região do Datum vertical. Isto indica comportamento não modelado na região, devido ao carregamento oceânico, principalmente para a onda O1 com pequena amplitude ($A_{(O1)} = 310,5 \text{ nm.s}^{-2}$ e $A_{(M2)} = 689,2 \text{ nm.s}^{-2}$) em Imbituba. Os resíduos finais de maré gravimétrica são mostrados na Figura 1b.

As séries de pressão atmosférica adquirida em Imbituba é mostrada na Figura 1c e da temperatura na Figura 1d. Os sensores foram colocados na mesma sala do gravímetro. Nestas condições existe uma influência térmica média de 1 a 5° C em longos períodos.

As observações com GPS nas três estações, no contexto destas primeiras análises, indicou a presença de movimentos relativos das estações Imbituba e Blumenau. A Figura 1e apresenta as variações de altitude da estação Imbituba em relação à altitude média da estação para o período total de observações, determinada fixando a estação Curitiba/PARA.

Figura 1 a:



Figura 1b:



Figura 1c:

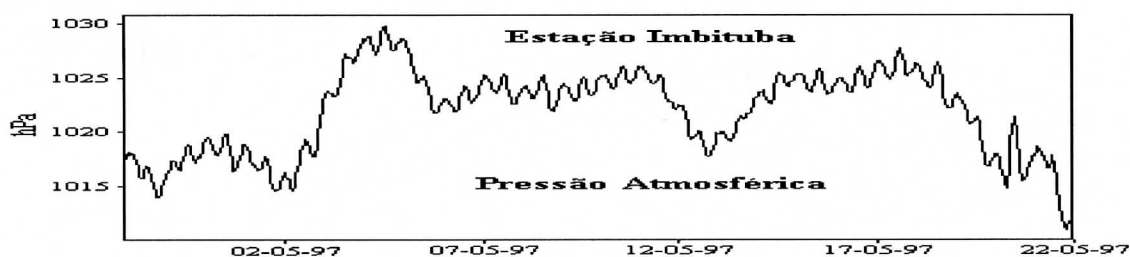


Figura 1d:

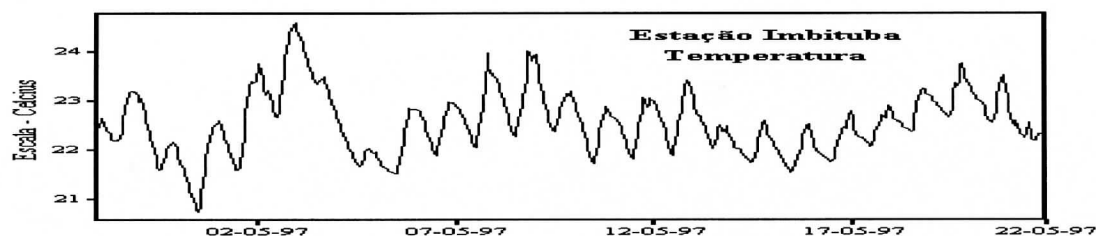


Figura 1e:

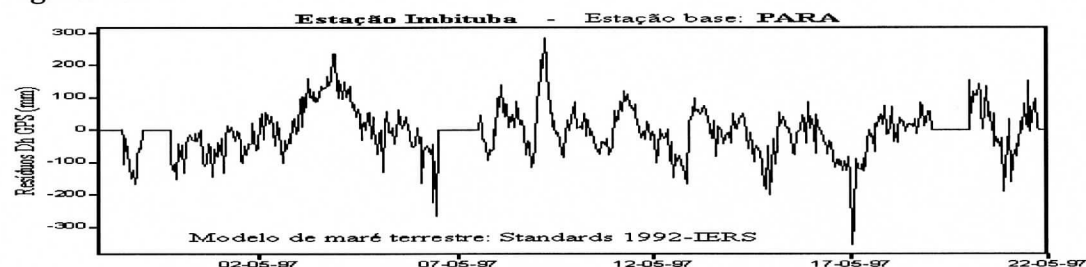


Figura 1: Séries temporais na estação Imituba: a) Marés oceânicas residuais; b) Resíduos de maré gravimétrica; c) Pressão atmosférica; d) Temperatura; e) Variações de altitude determinadas com GPS em relação à altitude média do processamento global.

Os resultados demonstraram efeitos diferenciais não modelados os quais atingem até 60cm (± 30 cm). A análise espectral global das variações de altitude em Imbituba (Figura 2) mostra uma perturbação diurna importante. Os espectros da temperatura e dos resíduos de maré oceânica, assim como os resíduos de maré gravimétrica observados (Tabela 4), indicam em princípio, que esta perturbação pode estar relacionada com efeitos térmicos ou efeitos oceânicos não modelados.

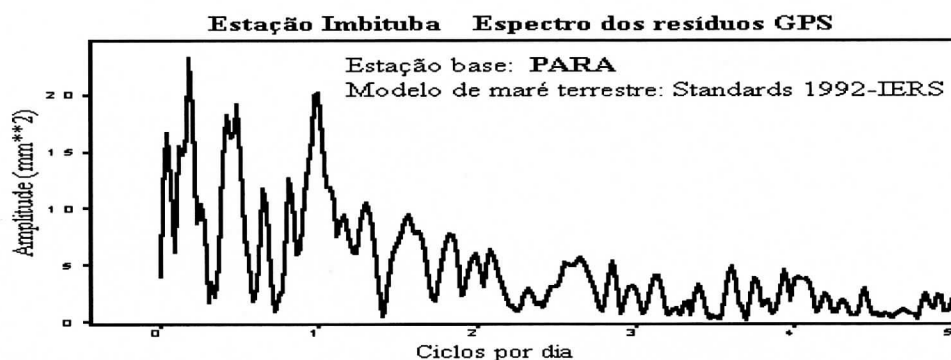


Figura 2: Densidade de Potência Espectral (DPE) das variações de altitude determinadas com GPS em relação à altitude média do processamento global para a estação Imbituba.

Nas Figuras 1 (a; b; c; e), pode ser constatado que as variações nas grandezas apresentam variações de longo período similares e principalmente um pico de variação em torno do dia 04/05/97. Na Figura 2, constata-se um pico de variação característico na banda diurna. Cabe ser destacada que a Densidade de Potência Espectral (DPE) nesta figura foi determinada por FFT aplicada sobre a série global da estação, o que justifica a presença de picos em uma série de frequências diferentes.

Considerando a temperatura como uma fonte de perturbação, com variação tipicamente diária, cabe destacar que o receptor GPS em Imbituba foi instalado em sala sujeita a uma excursão térmica diária de cerca de 3°C e de 4,5°C durante a campanha. Se considerado algum efeito anômalo devido antena sujeita a grandes variações térmicas, este efeito deveria também gerar variações na posição horizontal de igual magnitude, o que não foi observado. Todavia, Melchior & Francis (1996) assinalaram alguns problemas na modelagem da onda O1 nas cartas cotidianas para a região da costa atlântica meridional da América do Sul, o que está confirmado pelas observações sintetizadas na Tabela 4. Buscando a discriminação de qual os efeitos poderiam efetivamente trazer implicações nas variações das altitudes e a quantificação destes, foram procedidas as determinações no domínio das frequências da DPE de cada uma das grandezas envolvidas, das DPE cruzadas entre as grandezas e as variações de altitude, Funções de Transferência (FT) e Funções de Coerência (FC) com:

- a maré oceânica residual (subtraída a maré astronômica) – Figuras 3 (a até f);
- os resíduos de maré gravimétrica – Figuras 4 (a até f);
- a pressão atmosférica – Figuras 5 (a até f);
- a temperatura – Figuras 6 (a até f).

Nestas análises, foi utilizado o método de Welch (Oppenheim & Schaffer, 1975), com dados filtrados, eliminando-se as frequências transitórias associadas principalmente com

frentes meteorológicas esporádicas, abaixo de 0,8 ciclos/dia, usando 18 blocos com 128 abscissas horárias com defasagem de 32 abscissas cada um. Isto foi efetuado visando-se a eliminação por mediação, de efeitos transitórios de alta frequência sem relevância para a análise.

Tabela 4 – Resíduos finais de maré gravimétrica compensados dos carregamentos oceânicos modelados ($X = B - L$), considerando as ondas principais Diurna e Semi-Diurna [Ampl. (nms ⁻²) / e fase (°)]					
Modelo	Schwidersky	CSR3.0	FES95.2 ^a	ORI	ORI96
Onda-Estação					
O1 – PARA	2.9/138.3	1.7/-22.1	2.2/-35.3	1.4/-26.2	2.0/-50.4
O1 – BLUM	3.4/29.1	3.5/13.4	3.6/22.8	4.1/-2.5	4.2/23.7
O1 – IMBI	9.8/-9.4	10.7/-16.5	10.4/-12.1	11.9/-18.8	11.3/-11.9
M2 – PARA	4.0/38.0	3.5/-65.7	3.3/57.6	1.5/38.9	1.8/35.8
M2 – BLUM	5.5/-64.3	8.9/-260.6	10.5/243.5	6.8/255.1	5.3/255.8
M2 – IMBI	22.5/-3.1	18.9/-19.6	21.8/-18.8	17.3/-12.3	17.4/-10.5

Nas figuras 3 (a até f) estão efetivadas as análises espectrais dos resíduos das marés oceânicas e suas relações com as variações da posição vertical da estação GPS em Imbituba. A figura 3a (Densidade de Potência Espectral – DPE) mostra que os resíduos da maré oceânica (RMO), ou seja a maré oceânica observada menos a componente astronômica da maré oceânica no local, possuem componentes espectrais diurnas (D) e semi-diurnas (SD) anômalas bem características. A DPE das variações de altitude GPS (ALT) na figura 3b, apresenta também componentes D e SD bem definidas e também uma forte componente ter-diurna (TD). A DPE cruzada (figura 3c) entre o RMO e ALT, mostra correlações significativas presentes nas bandas D e SD, descartando efeitos na banda TD. O elemento central da análise espectral é a função de transferência (FT), figura 3d, que mostra os efeitos da variação de 1 cm no nível do mar, pode produzir variações de até 14 mm na altitude GPS nas bandas D e SD, e de 3mm na TD. A FT em fase (figura 3e) mostra que estes efeitos estão em fase nas bandas D e SD e em oposição de fase na TD. Finalmente, a função de coerência (FC) apresentada na figura 3f, que avalia o significado estatístico da dependência das duas grandezas é mais significativa nas bandas D e SD.

O mesmo raciocínio aplicado na dependência da ALT com o resíduo das marés gravimétricas (RMG) nas figuras 4 (a até f), mostra o relacionamento entre as grandezas RMG e ALT. Os RMG (figura 4a) apresentam componente acentuada na banda D, confirmando a análise no domínio do tempo sintetizada na tabela 4, onde é evidenciado o problema com os modelos cotidianos na região, em relação a banda D. A DPE cruzada entre ALT e RMG mostra forte efeito também na banda D (figura 4c). A FT entre RMG e ALT (figura 4d) mostra valores pequenos nas bandas D, SD e TD, porém cabe ser destacado que os valores dos RMG principalmente na banda D são bastante elevados e os efeitos estão em fase (figura 4e) tanto na banda D como na SD, porém a coerência só é significativa para a banda D (figura 4f).

Considerando o efeito da pressão atmosférica (PRES) sobre a ALT (figuras 5 a até f), constata-se que a DPE da PRES apresenta somente componente significativa na banda SD (figura 5a). A DPE cruzada da PRES com a ALT (figura 5c) é bastante significativa na banda SD, assim como o é a FT da PRES com a ALT (figura 5d) onde uma variação de 1 hPa pode gerar variações de 15 mm em ALT e existiram variações de pressão na

banda SD de até 4hPa, indicando que efeitos diferenciais de pressão com os ocorridos podem gerar deformações na crosta de até 6 cm em bases de cerca de 300 km. Cabe ser destacado que enquanto a FT está em fase na banda D (figura 5e), está em retardo e em quadratura na banda SD, indicando que provavelmente o carregamento da pressão deve atuar sobre o oceano na região e este sim produzir a deformação na crosta, pelo efeito do barômetro inverso já referido neste texto. Destaque-se que a FC é significativa nas bandas D e SD (figura 5f).

Na análise dos efeitos da temperatura (TEMP) sobre a ALT (figuras 6a até 6f), cabe ser destacado que a temperatura só tem componente espectral significativa na banda D, atingindo a valores de 2°C e apenas 0,2 na banda SD (figura 6a). A banda D também aparece em destaque na DPE cruzada entre TEMP e ALT (figura 6c), porém tanto a FT da TEMP com a ALT (figura 6d), a FT em fase e a FC não apresentam valores significativos e corentes para esta banda, mostrando que os efeitos térmicos não influem significativamente em ALT.

Estas análises ainda não possuem elementos conclusivos, uma vez que o aspecto do mal modelagem do efeito oceânico na região deve ser investigado. Enquanto o RMO expressa em princípio uma anomalia local no NMM, o RMG expressa um efeito integrado a nível regional. Para testar se os efeitos desta mal modelagem podem estar evidenciados nos RMO, procedeu-se uma análise das relações dos RMG com os RMO, apresentados nas figuras 7 (a até f). Nestas análises está perfeitamente configurado que os RMO não possuem apenas caráter local, uma vez que estão muito correlacionados com os RMG, especialmente na banda D, apontada como problemática. A DPE cruzada entre RMG e RMO (figura 7c) indica uma alta admitância entre os dois fenômenos, FT, é muito alta, a FT em fase (figura 7e) está em perfeita concordância com as fases do carregamento oceânico modelado para a região, tanto na banda D quanto na SD e principalmente, a FC é altamente expressiva para a banda D.

6. Posição Geocêntrica do Datum Vertical Brasileiro

A determinação da posição geocêntrica do Datum Vertical Brasileiro (via estação IMBI) foi realizada utilizando-se a estação PARA (Curitiba) como referência. Mesmo com as variações evidenciadas nas análises da seção precedente, constata-se que os valores médios semanais são bastante coincidentes com os valores globais obtidos para a série de 25 dias. Já as análises conduzidas sobre grandes linhas de base, tais como as utilizando as estações fiduciais BRAZ (Brasília) e SANT (Santiago), mostraram claramente a ineficiência dos modelos teóricos de correção dos efeitos diferenciais das marés gravimétricas, tal que optou-se pela solução global com base na estação PARA.

A estação GPS de Imbituba foi conectada ao marégrafo via uma linha de nivelamento geométrico preciso com 867m de extensão. Este procedimento possibilitou a determinação da altitude elipsoidal do NMM (ainda entendido como coincidente com o Geóide para efeitos da definição do Datum). Em consequência, foi determinada a altura geoidal referida ao SAD69 como igual a 1,361m. O valor determinado pelo modelo do geopotencial GEMT2, utilizado para a elaboração da carta geoidal do Brasil fornece o valor da altura geoidal como de -1,32m (± 3 m) em Imbituba, enquanto o valor calculado a partir do modelo do geopotencial EGM96 é de 1,229m (± 1 m). A altitude GPS determinada neste experimento, difere de 4 cm da determinada por outra campanha GPS 5 anos antes.

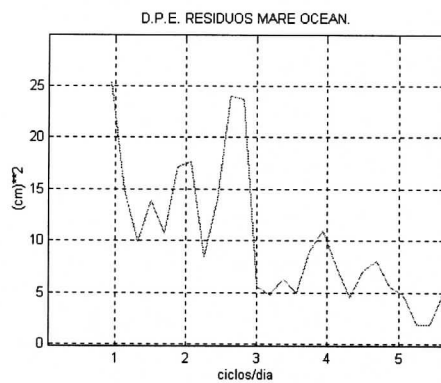


Figura 3 a

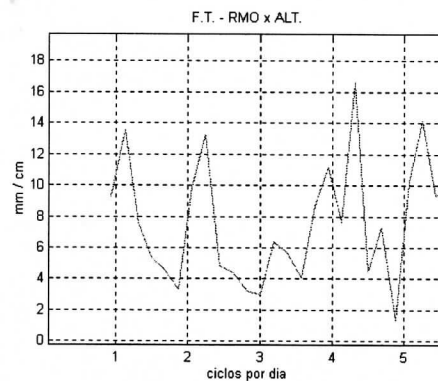


Figura 3 d

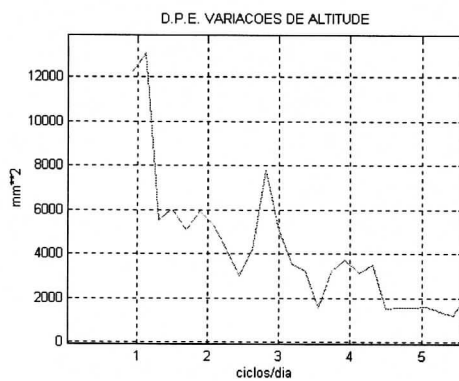


Figura 3 b

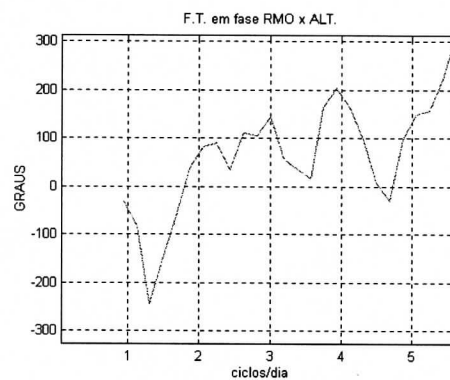


Figura 3 e

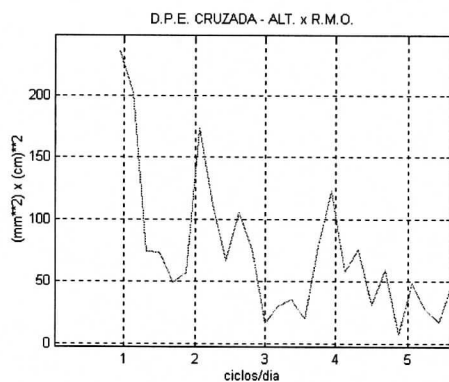


Figura 3 c

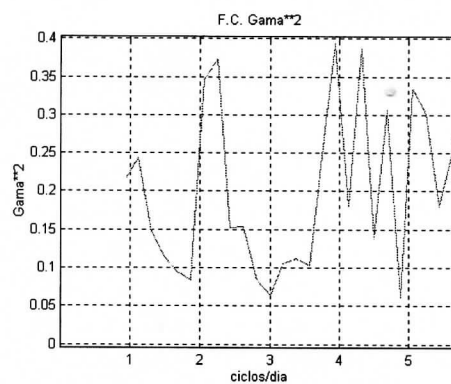


Figura 3 f

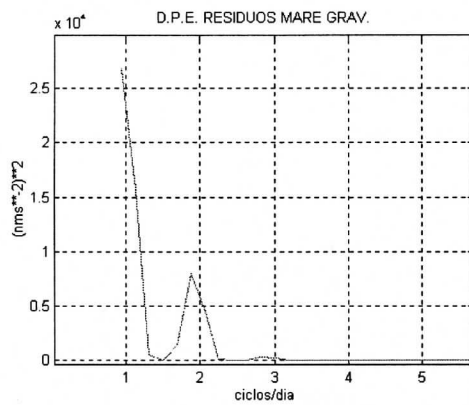


Figura 4 a

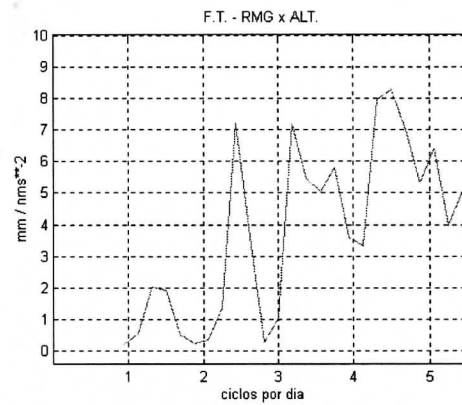


Figura 4 d

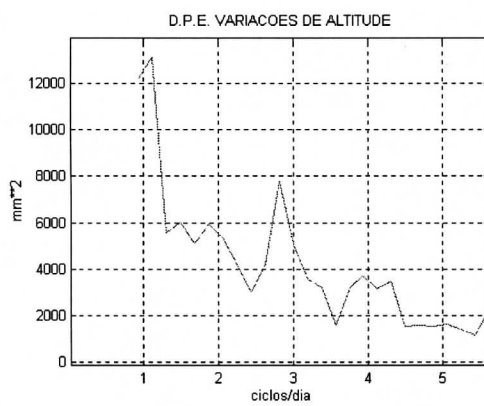


Figura 4 b

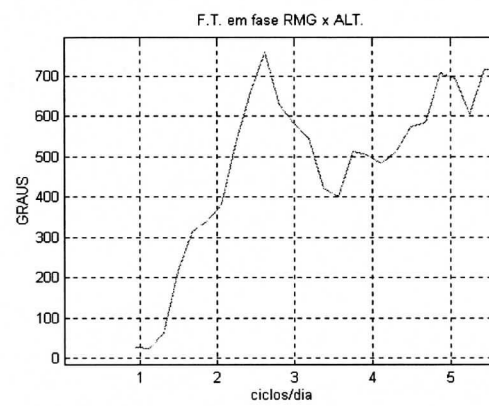


Figura 4 e

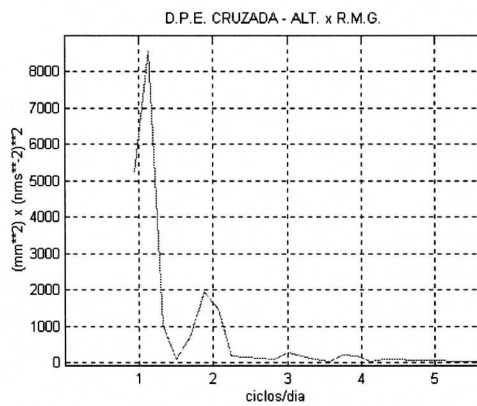


Figura 4 c

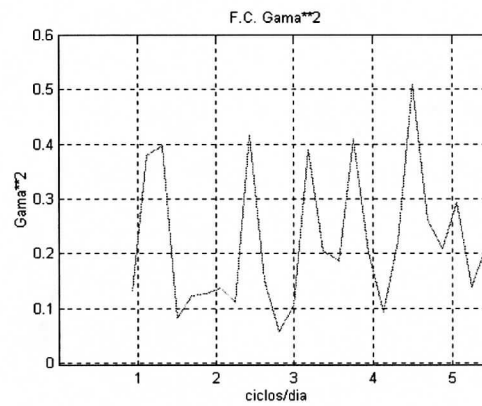


Figura 4 f

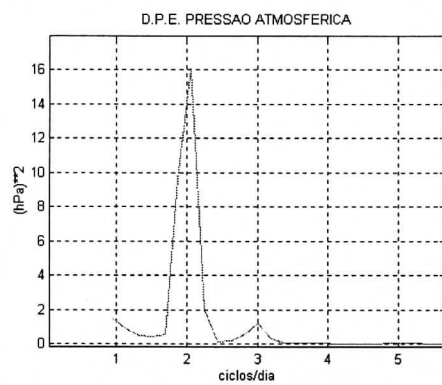


Figura 5 a

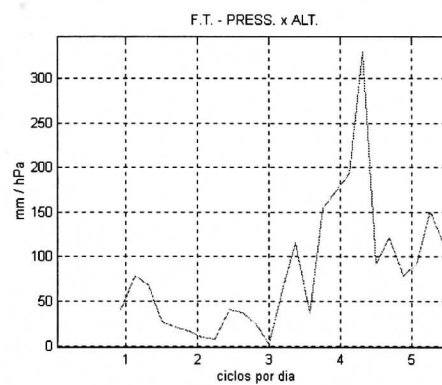


Figura 5 d

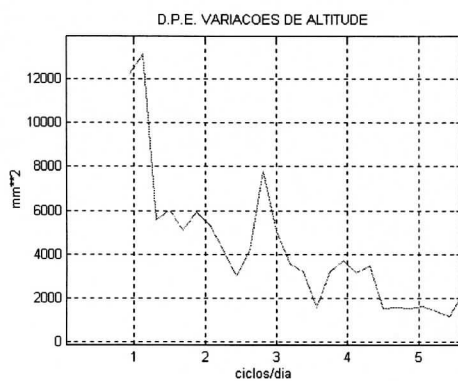


Figura 5 b

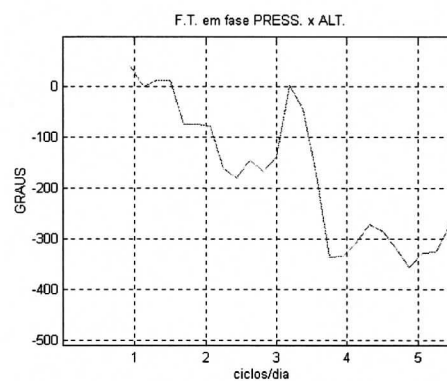


Figura 5 e

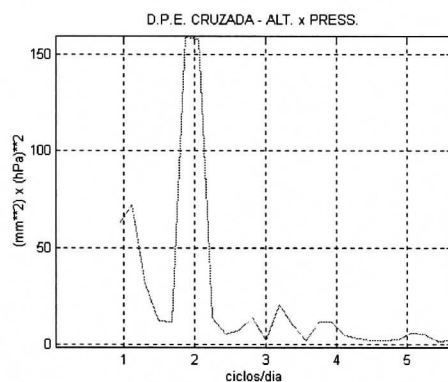


Figura 5 c

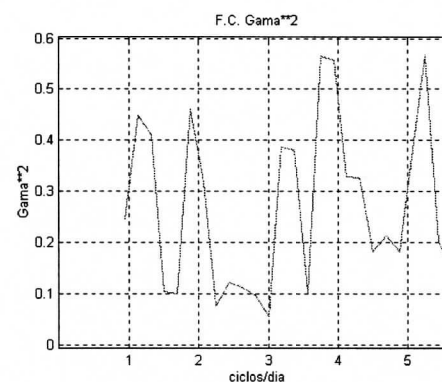


Figura 5 f

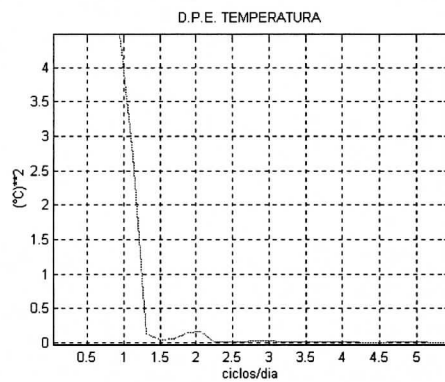


Figura 6 a

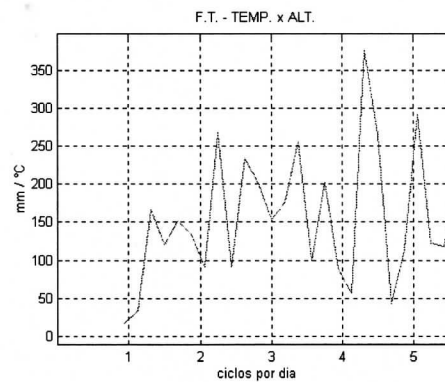


Figura 6 d

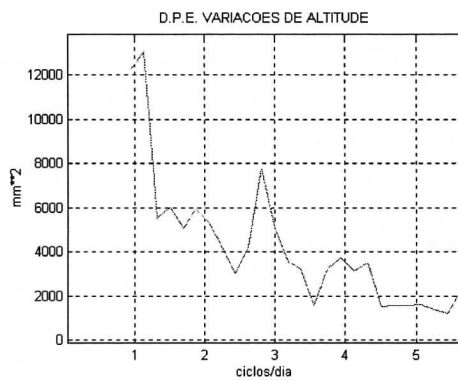


Figura 6 b

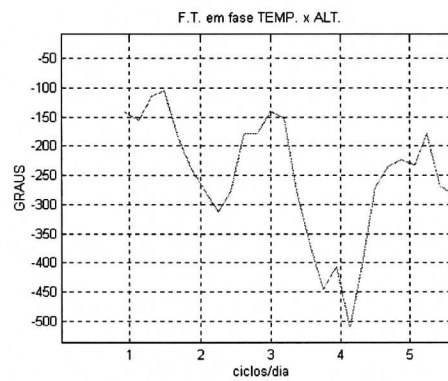


Figura 6 e

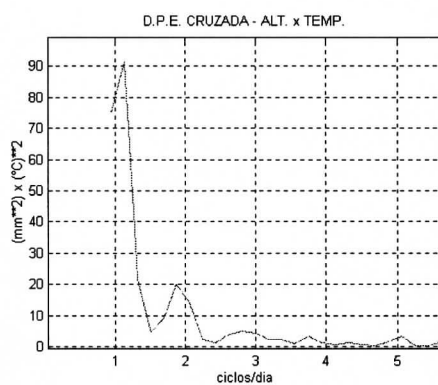


Figura 6 c

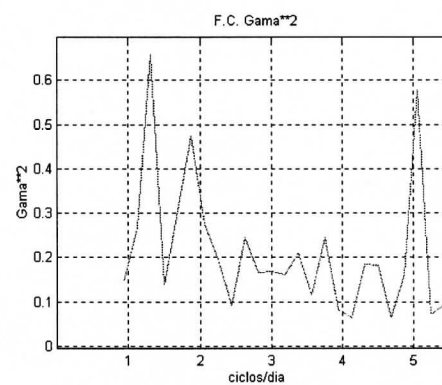


Figura 6 f

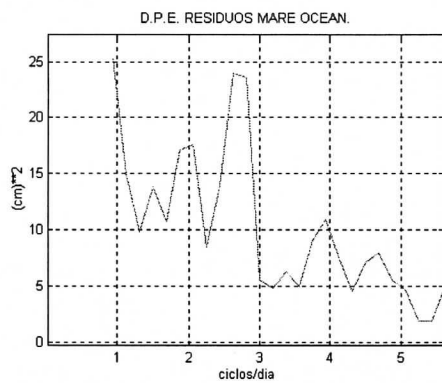


Figura 7 a

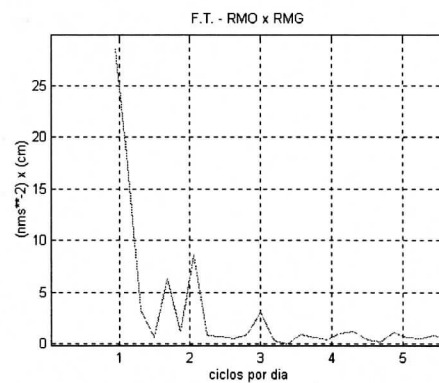


Figura 7 d

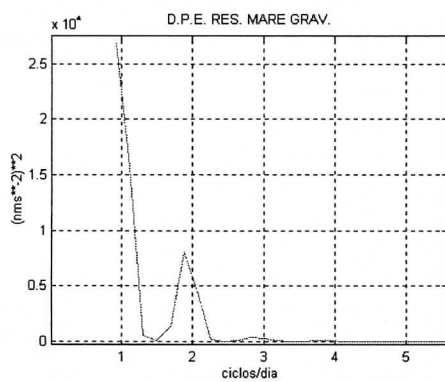


Figura 7 b

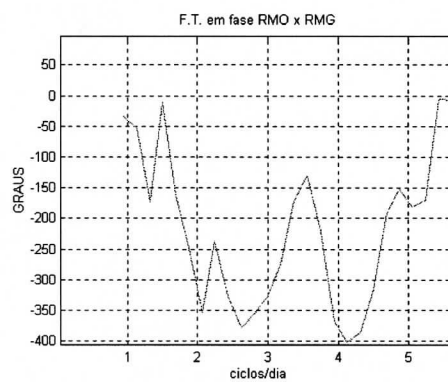


Figura 7 e

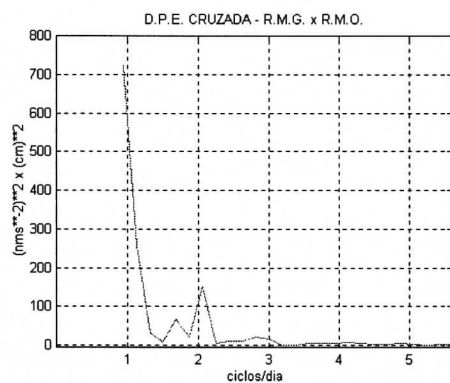


Figura 7 c

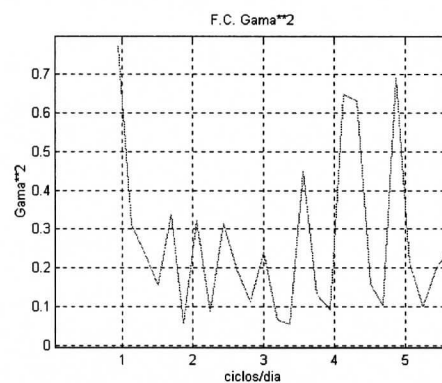


Figura 7 f

7. Conclusões

As análises conduzidas demonstram claramente a existência de um efeito anômalo na banda diurna, associado com as variações da altitude na estação GPS de Imbituba. De acordo com as análises espectrais procedidas, com as diversas fontes de perturbação possíveis, configurou-se que o efeito decorre com grande certeza, devido ao carregamento oceânico, sendo muito improvável que o efeito tenha causa térmica. O carregamento oceânico está também bem configurado nos resíduos de maré gravimétrica, o que indica a extensão regional do fenômeno. Em menor grau, também existe a indicação da ação da pressão atmosférica, a qual, sem dúvida produz também variações no nível do mar;

Mesmo utilizando-se bases de extensão média ($\approx 300 - 500$ km), a determinação da posição geocêntrica do Datum vertical exige períodos de observação de no mínimo uma semana para que pela mediação sejam minimizados os efeitos dos carregamentos associados com variações anômalas do nível do mar e da pressão atmosférica, principalmente devido a entrada de frentes meteorológicas;

A determinação da posição geocêntrica de Datum vertical ou conexão de marégrafos utilizando bases longas (> 500 km), exigirá a correção dos efeitos anômalos da maré oceânica e da pressão atmosférica. As imperfeições dos modelos de correção dos efeitos diferenciais das marés gravimétricas, contidos nos softwares para processamento das observações GPS diferenciais sobre bases longas impedem a determinação da posição geocêntrica e conexão de marégrafos com curtos períodos de observação, sendo então recomendados períodos de observação de cerca de 10 dias sobre bases continentais. Tais modelos de correção devem ser implementados;

Os valores determinados da altura geoidal via observações GPS e com o modelo EGM96 são bastante coerentes, o mesmo não acontece com o valor determinado com a carta geoidal brasileira baseada no modelo GEMT2;

O experimento tratado neste artigo, possibilitou a determinação da posição geocêntrica do Datum Vertical Brasileiro em relação a rede SIRGAS. Futuras reocupações da estação GPS de Imbituba permitirão discriminar movimentos crustais e eustáticos. A discrepância de 4 cm entre a primeira ocupação com GPS em 1992 e a procedida em 1997 pode ser atribuída provavelmente à inferioridade técnica do equipamento usado na primeira campanha e maiores incertezas na estação Curitiba na ocasião.

8. Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq (Processo 524030/96 – NV) e CAPES pelo suporte financeiro a este projeto; ao Observatório Real da Bélgica pela cessão de equipamentos, suporte técnico à pesquisa e em especial ao Prof. Paul Melchior e Dr. Olivier Francis os quais propiciaram discussões fundamentais e suporte para as análises dos efeitos oceânicos; à Dra. Marta S.M. Mantovani e Dr. Wladimir Shukowsky que contribuíram com apoio a trabalho de campo e empréstimo de equipamento; à Dra. Cláudia Pereira Krueger, Dr. Marcelo C. Santos e MSc. Sônia A. Costa pelo auxílio no processamento das observações GPS; ao MSc. Pedro L. Faggion, ao Geógrafo Murilo Kungenfluss e ao Engenheiro Eno D. Saatkamp pelo suporte aos trabalhos de campo e processamento de dados; à Fundação Universidade Regional de Blumenau e à Cia. Docas de Imbituba pelo apoio logístico ao trabalho.

8. Referências Bibliográficas

- Andersen, O.B. (a), 1995. Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C12, p. 25249-25259.
- Andersen, O.B. (b) , 1995. Intercomparison of recent ocean tide models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C12, p. 25261-25282.
- Beutler, G. , 1992.. The impact of International GPS Geodynamics Service – IGS, in the surveying and map community. In: XVII Congress ISPRS, Session IU-GP, Proceedings, Washington DC
- De Freitas, S.R.C. , 1993. Marés gravimétricas: Implicações para a placa Sul-Americana. PhD. Thesis, IAG/University of São Paulo, 264 pp..
- De Freitas, S.R.C. & Luz, R.T. , 1995. Altimetria de precisão com GPS baseada no SGB: Possibilidades físicas e limitações. In: 4th International Congress of Brazilian Society of Geophysics, Rio de Janeiro, Proceedings, v1, p. 135-138.
- De Freitas, S.R.C.; Mantovani, M.S.M.; Melchior, P. & Shukowsky, W. , 1995. Some implications of the gravity tides in the South American plate. In: *Earth Tides*, ed. H.Hsu, Science Press, New York, p. 387-393.
- De Freitas, S.R.C.; Santos, M.C.; Cordini, J. & Marone, E., 1997. Multi-parametric experiment for observing crustal deformations in Southern Brazil. In: *Geodesy on the Move*, International Association of Geodesy General Assembly, Rio de Janeiro, 431-436.
- Farrel, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, No. 10, p. 761-797.
- IAG – Commission X – EUREF, 1995. Report on the Symposium of the IAG Subcommission for the European Reference Frame (EUREF). Publ. *Astronomisch-Geodätische Arbeiten*, München, Heft Nr. 56.
- IAG – Commission V – Earth Tides, 1997. Report of the Work Group on Tide-generating Potential. ICET, Brussels.
- IBGE. SIRGAS, 1997. Final Report, Work Group I and II. Diretoria de Geociências, Departamento de Geodésia, Rio de Janeiro.
- Kuang, S.; Fidis, C. & Thomas, F., 1996. Modeling of local Geoid with GPS and levelling: a case study. *Survey and Land Information System*, Vol 56, No 2, p. 75-88.
- Kumar, M., 1994. Development of a world height system. In: *INSMAP 94*, Hannover, Proceedings, 235-242.
- McCarthy, D.D.. IERS Conventions, 1996. IERS Technical note, 21.
- Melchior, P., 1983. *The tides of the planet Earth*. Pergamon, 2nd ed. London.
- Melchior, P. & Francis, O., 1996. Comparison of recent ocean tide models using ground-based tidal gravity measurements. *Marine Geodesy*, Vol. 19, p. 291-330.
- Oppenheim, A.V. & Schaffer, R.W., 1975. *Digital signal processing*. Prentice Hall.
- Rothacher M. & Mervart L., 1996. *Bernese GPS Software Version 4.0*. Astronomical Institute University of Berne.
- Schwiderski, E.W., 1980. On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, No. 18, p. 243-268.
- VanDam, T.M.; Blewitt, G. & Heflin, M.B., 1994. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, No. B12, p. 23939-23950.

ALTITUDES E GEOPOTENCIAL

S. R. C. de Freitas¹ & D. Blitzkow²

¹ – Universidade Federal do Paraná, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Cx. Postal 19011, 81531-990, Curitiba, PR, Brasil, e-mail: sfreitas@cce.ufpr.br

² – Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, EPUSP – PTR, Cx Postal 61548 05424-970, São Paulo, SP, Brasil, e-mail: dblitzko@usp.br

Resumo: O objetivo do presente trabalho, no contexto da resolução nº 4 do GT III – SIRGAS, é promover uma reflexão a respeito do significado físico da altitude, dos fatores limitantes à sua obtenção e das soluções de ordem prática passíveis de serem adotadas para a obtenção de uma grandeza unívoca e com significado físico. Para tanto, são apresentados na sequência: o conceito de geopotencial e a sua vinculação com as medidas de desnível; os conceitos de altitude ortométrica e normal. São apresentadas as altitudes científicas como soluções práticas para dotar as altitudes de significado físico e de unicidade. Para uma diversidade de formas propostas, são discutidas as vantagens e limitações de cada forma de determinação. Como elementos para discussão, são tecidas considerações a respeito da validade dos conceitos envolvidos, de suas implicações de ordem prática, de adequação ao problema específico da América do Sul e das limitações. Também são discutidos os aspectos relacionados com a definição e realização da superfície de referência e do Datum.

1. Introdução:

A geodésia tem sido definida como a ciência que estuda a forma e as dimensões da Terra. A Era Espacial, entretanto, ampliou o campo de atuação da geodésia além da definição tradicional. Neste sentido, o modelamento do campo de gravidade da Terra, entre outras aplicações importantes, desperta no momento um grande interesse para a Geodésia.

A forma atribuída à Terra é a do geóide. Este é limitado pela superfície geoidal, entendida até o momento como sendo materializada pela superfície equipotencial que coincide com o nível médio não perturbado dos mares. Em última instância, a Geodésia está preocupada com o estudo do geóide. Este estudo bem como a sua determinação podem ser feitas através do campo de gravidade que modela a distribuição de massa e efeito rotacional da Terra e, conseqüentemente, permite deduzir a forma. A determinação da função potencial envolve o que se denomina "Problema de Valor de Contorno da Geodésia (PVCG)." Um modelo do geopotencial, como é chamado, contribui decisivamente no PVCG. Os modelos mais recentes, em particular o último publicado em 1996, EGM96 (Earth Gravity Model 1996), resolveram satisfatoriamente os longos e médios comprimentos de onda do campo gravitacional. Porém, uma outra alternativa é estudar diretamente a forma ao invés do potencial. Isto é feito obtendo-se as irregularidades da superfície geoidal relativamente a um modelo teórico, o elipsóide de revolução. Este é limitado por uma superfície de nível, a superfície elipsoidal. A separação entre as duas superfícies são as chamadas alturas geoidais. Elas são calculadas no contexto da geodésia física através da combinação de um modelo do geopotencial com dados gravimétricos de superfície, utilizando a integral modificada de Stokes. Elas podem ser obtidas igualmente a partir de observações sobre satélites artificiais (GPS) quando conduzidas sobre uma referência altimétrica.

A determinação das alturas geoidais no interior dos continentes envolve uma dificuldade fundamental: o conhecimento de um modelo de distribuição de densidades no interior da crosta entre a superfície física e a geoidal. A razão é a necessidade de reduzir os valores da

Além das superfícies física, elipsoidal e geoidal tradicionalmente conhecidas em geodésia, o problema de Molodenskii envolve duas outras: do teluróide e do quasi-geóide. A primeira é definida como sendo a superfície onde o potencial de gravidade da Terra real em P é igual ao potencial de gravidade da Terra normal em Q. Em outros termos, é a superfície que se separa da superfície física pela anomalia de altura. Esta mesma grandeza plotada a partir do elipsóide determina a superfície do quasi-geóide. Devem ainda ser destacadas a superfície do Nível Médio dos Mares (NMM) e também a sua altitude em relação ao geóide – Topografia do NMM (TNMM) como elementos a serem considerados.

2. Redes de controle vertical

As redes clássicas de controle vertical são estabelecidas, em geral, mediante o nivelamento geométrico e materializadas através de marcos de alvenaria ou chapas colocadas em local estável. No entanto, também podem ser obtidas atualmente através de técnicas espaciais, por exemplo, o GPS, desde que certos requisitos sejam satisfeitos. O processo clássico de medição utiliza um aparelho denominado nível, cujo eixo horizontal da luneta é tangente à superfície equipotencial ao longo do eixo óptico e cujo eixo vertical coincide com a direção do vetor força da gravidade. As leituras realizadas nas miras (ré e vante) permitem obter os desníveis os quais refletem as variações topográficas do terreno bem como as alterações gravitacionais da Terra. O efeito destas alterações sobre as altitudes obtidas podem ser quantificadas e tratadas de conformidade com conceitos físicos considerados no processamento. Assim, as altitudes utilizadas em geodésia podem se classificar segundo sua determinação, sua aplicação e o modelo físico considerado em sua definição. Neste sentido, pode-se distinguir altitudes de tipo geométrico (niveladas e elipsoidais), altitudes de tipo físico (ortométricas e dinâmicas) e altitudes de tipo misto (normais).

3. Altitudes do tipo geométrico

3.1 – Altitudes niveladas

As altitudes niveladas são obtidas pelo processo de nivelamento geométrico através de métodos ópticos de medição (figura 2). As diferenças de altitudes medidas variam de acordo com o campo de gravidade na região, além das irregularidades topográficas.

As quantidades observadas (ΔH) correspondem às distâncias existentes entre as superfícies equipotenciais do campo de gravidade terrestre. O somatório dos desníveis permite conhecer a diferença de altura entre os pontos extremos de interesse. Entretanto, devido à forma elipsoidal e a outras irregularidades menores na distribuição de massa, as superfícies equipotenciais não são paralelas, observando-se diferentes valores de desnível entre elas, dependendo do local considerado ($\Delta H_1 \neq \Delta H_2$ – figura 2). Conclui-se então que o desnível dependerá do trajeto percorrido, obtendo-se diferentes valores de desnível, entre dois pontos, para diferentes trajetos. Neste sentido, a simples operação de nivelamento só pode ser aplicada em regiões pequenas com extensão máxima de ~10 km onde o achatamento possa ser desprezado.

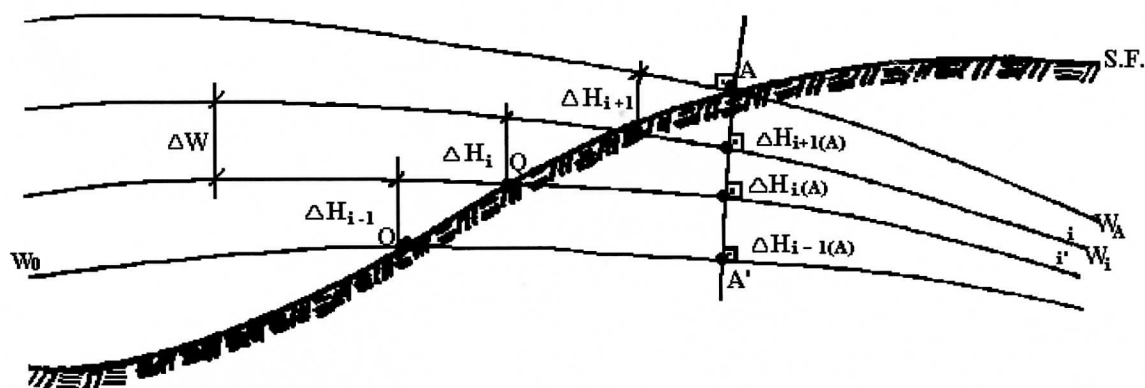


Figura 2 – Altitudes niveladas.

3.2 – Altitudes elipsoidais

A altitude elipsoidal representa a separação entre a superfície física e a superfície elipsoidal ao longo da normal (figura 3). A altitude elipsoidal de um ponto pode ser calculada a partir das coordenadas cartesianas convenientemente referidas ao centro do elipsóide de referência. Atualmente é muito usual obter as coordenadas cartesianas através de observações GPS. Em função disso, a altitude elipsoidal passa a ser uma coordenada importante nos registros relativos a informações de um ponto de referência. Entretanto, como este tipo de altitude não tem vinculação com o campo de gravidade da Terra, podem ocorrer valores iguais para esta grandeza em pontos situados em diferentes níveis, ou vice-versa, valores desiguais da altitude podem ocorrer sobre a mesma superfície equipotencial do campo de gravidade. Assim sendo, do ponto de vista da engenharia esta altitude não é utilizada. Não obstante, quando o interesse é pela variação temporal a altitude elipsoidal pode ser muito útil tanto para a engenharia como para a geodinâmica.

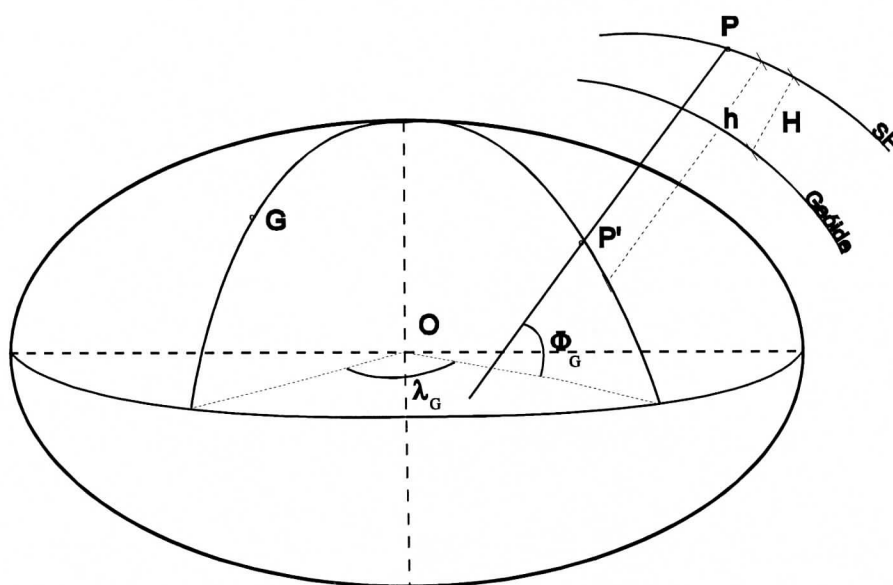


Fig. 3 – Elementos elipsoidais

4. Nivelamento geométrico e geopotencial

O problema mais usual a ser considerado no nivelamento geométrico é o de que o desnível entre dois pontos, obtido com precisão compatível com a operação, não é unívoco, pois depende do trajeto seguido entre os dois pontos. Num circuito fechado, mesmo que o nivelamento tenha sido conduzido com todo o rigor possível, existirá uma diferença no fechamento. Isto decorre do fato de que as linhas de colimação dos níveis são, nas posições niveladas, tangentes à superfície equipotencial do campo gravítico no local e diferentes superfícies equipotenciais não são paralelas entre si.

Na figura 2, sendo ΔW o trabalho para conduzir uma unidade de massa da superfície i até a i' (ou seja, igual à variação do potencial), vale para pequenos desníveis, de forma aproximada, a igualdade:

$$-\Delta W \cong g\Delta H_i \cong g'\Delta H_{iA} \quad (1)$$

onde g é a gravidade na estação de nivelamento Q e g' a gravidade na mesma superfície equipotencial em um ponto determinado pela intersecção com a linha vertical que passa em A . O sinal negativo decorre do sentido do vetor gravidade ser oposto ao do incremento das altitudes. Como $g \neq g'$, então, da (1), $\Delta H_i \neq \Delta H_{iA}$. Associando-se ΔH_i com os incrementos medidos ao longo de uma linha de nivelamento, conclue-se que:

$$\sum_0^A \Delta H_i \neq \sum_{A'}^A \Delta H_{iA} = H_A \quad (2)$$

$\sum \Delta H_i$ não é unívoco, uma vez que depende do trajeto seguido entre O e A , não existindo relacionamento geométrico direto entre o resultado do nivelamento e o desnível contado sobre a vertical do ponto nivelado A .

Se em conjunto com o nivelamento é medida a gravidade, tem-se de forma aproximada

$$W_A - W_O = C_A \cong -\sum_0^A g\Delta H_i \quad (3)$$

ou de forma exata

$$W_A - W_O = C_A = -\int_0^A g dH \quad (4)$$

onde C_A é denominado de número geopotencial de A , constituindo-se em uma grandeza física a qual independe do trajeto entre O e A e que pode ser determinada a partir de medidas sobre qualquer trajeto seguido. Tal grandeza é unívoca e tem significado físico real na definição da altitude de A relativamente à superfície de referência, o que não acontece com o desnível medido. Observe-se ainda que: 1º) Na realidade as superfícies equipotenciais do campo de gravidade terrestre (geopes) não são paralelas entre si, aproximando-se com o aumento absoluto da latitude; 2º) A distância entre geopes é afetada por potenciais anômalos (ou por anomalias locais da gravidade); 3º) $W_O \equiv U_O$, i. e., o geopotencial da superfície geoidal é definido como sendo igual ao esferopotencial na superfície do elipsóide do Sistema Geodésico de Referência Internacional (SGRI).

Tabela 1: Esferopotencial na Superfície dos Principais Elipsóides de Referência

SISTEMA GEODÉSICO DE REFERÊNCIA INTERNACIONAL	ESFEROPOTENCIAL U_0 $\text{Gal.m} \times 10^3 = 1 \text{ u.g.p.} = 10\text{m}^2/\text{s}^2$
Elipsóide de Hayford (1909), SGR 1932	6263977
SGR 1967	6263703
SGR 1980	6263686,1
WGS 1984	6263686,08497

Este sistema implica num elipsóide de revolução e em constantes geodésicas fundamentais definidas por convenções internacionais. Assim, são definidas quatro constantes fundamentais (semi-eixo maior a ; constante gravitacional geocêntrica GM ; o coeficiente harmônico de segundo grau J_2 ; e a velocidade angular da Terra ω). A partir das constantes fundamentais outras podem ser derivadas, tais como a gravidade normal, o achatamento do elipsóide e o esferopotencial. Usualmente define-se como Terra Normal, ao modelo baseado no elipsóide de referência internacional, considerado como homogêneo, com massa e velocidade angular iguais à da Terra. Suas superfícies equipotenciais são denominadas de esferopes de esferopotencial U , sendo sua superfície limitante o esferope U_0 .

5. Altitudes Ortométrica e Elipsoidal

A distância contada desde a superfície do geóide até o ponto na superfície física da Terra ao longo da linha vertical é definida como altitude ortométrica do ponto. A linha vertical é perpendicular a todas as superfícies equipotenciais entre P' e P , conforme mostrado na figura 4.

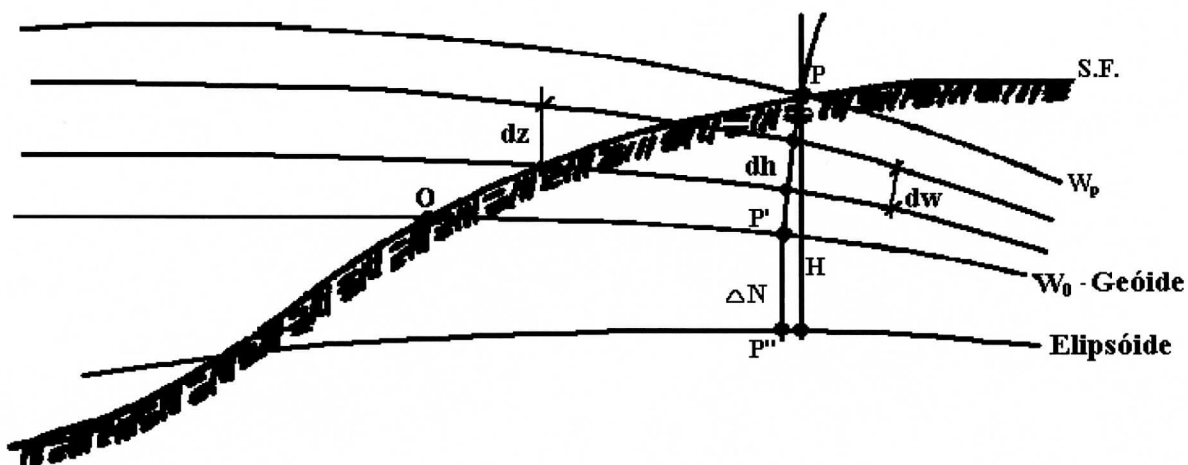


Figura 4: Altitudes Ortométrica e Elipsoidal de um Ponto na Superfície da Terra

Da figura 4 e da equação (4) tem-se:

$$\int_O^P g dz = \int_{P'}^P g' dH \quad (5)$$

e pelo teorema do valor médio:

$$\int_O^P g dz = g_m \int_{P'}^P g dh = g_m H_P \quad (6)$$

donde:

$$H_P = \frac{\int_O^P g dz}{g_m} \quad (7)$$

e pela (4), tem-se a altitude ortométrica definida como:

$$H_P = \frac{C_P}{g_m} \quad (8)$$

sendo g_m o valor médio da gravidade entre P e P'. O valor de g_m depende, entre outros fatores, da estrutura da crosta entre P e P', sendo de obtenção praticamente impossível. A distância ΔN , de P'' até P', contada sobre a normal, é denominada de ondulação ou altura geoidal. A partir da figura 4 conclui-se pela seguinte relação aproximada entre as grandezas ΔN , H_P , h_P :

$$h_P \cong H_P + \Delta N \quad (9)$$

sendo h_P a altitude elipsoidal e H_P a altitude ortométrica.

A altitude elipsoidal, que pode ser obtida facilmente do posicionamento com GPS, tem somente significado geométrico e, em princípio, pode ser convertida em ortométrica pelo conhecimento de ΔN , a partir de cartas geoidais.

6. Altitudes Normais

A altitude normal do ponto P na superfície física da Terra, é definida de forma similar à altitude ortométrica, entretanto, o campo de gravidade é o normal, ou seja, substituindo g por γ (gravidade normal), e W por U . Desta forma,

$$H_{NP} = \frac{C_P}{\gamma_m} \quad (10)$$

sendo:

$$\gamma_m = \frac{1}{H_{NP}} \int_O^P \gamma dH_N \quad (11)$$

No entanto, como é considerado o campo da gravidade normal, em geral, o ponto onde $U = W(P)$, está assinalado como Q na figura 1. Isto implica na prática, que a altitude normal de P

nada mais é do que a altitude elipsoidal de Q, conforme será discutido na seqüência. A distância $\zeta = QP$ é denominada de anomalia de altitude. A distância $P_e P_q = \zeta$, define a superfície denominada de quasi-geóide.

7. Altitudes Científicas

Na realidade, a altitude ortométrica só pode, de forma geral, ser obtida mediante hipóteses simplificativas quanto à composição da litosfera ou estrutura do geopotencial. Na prática, adota-se como aproximação as altitudes científicas definidas por:

$$H_P^C = \frac{C_P}{G_m} \quad (12)$$

onde G_m é um valor aproximado de g_m entre P e P', determinado com base em alguma forma de redução aproximada ou estimativa a partir do esferopotencial. No entanto, cabe destacar, que esta equação tem a mesma estrutura das equações (8) e (10) e, além disso, que o caráter unívoco da determinação da altitude e seu significado físico são garantidos pela determinação do número geopotencial de P (C_P) e as grandezas g_m , γ_m e G_m são parâmetros que estabelecem uma escala métrica ou sistema de altitude. Desta forma, mesmo que estes sistemas possuam escalas diferentes (na prática estas diferenças são de pequena ordem), todos os sistemas estabelecidos com estes critérios podem ser utilizados com segurança para a realização de uma rede geodésica vertical de referência. Uma série de sistemas de altitudes são definidos, ora utilizando o geopotencial ora o esferopotencial, cada qual apresentando algumas vantagens e limitações, conforme discutido na seqüência, onde são apresentados os sistemas mais usuais.

7.1. Altitude de Helmert

Na (12), considerando-se

$$G_m = g_S^H = g_P + C_F - A \quad (13)$$

com $H'_P = \sum \Delta z$ (desnível bruto medido)

$H'_S = H'_P / 2$ (altitude de um ponto S ao longo da linha de redução)

$C_F = 0,3086 H'_S$ (correção free-air)

$A = 0,1118 H'_S$ (componente vertical da atração do platô de Bouguer com $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$).

então

$$H_P^H = \frac{C_P}{g_S^H} = \frac{C_P}{g_P + 0,0982 H'_S} \quad (14)$$

A (14) equivale a considerar a gravidade média como obtida no ponto com altitude igual à metade do desnível bruto e a eliminar o platô de Bouguer entre P e S.

7.2. Altitude de Vignal

Na (12), adotando-se

$$G_m = g_S^V = \gamma_{\phi P''} - 0,3086 \frac{H_P'}{2} \quad (15)$$

onde $\gamma_{\phi P''}$ é a gravidade normal no elipsóide para a latitude de P, que pode ser calculada pelo teorema de Clairaut, obtém-se a altitude de Vignal, sendo a gravidade normal dada por:

$$\gamma_{\phi P''} = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi + \beta_1 \sin^2 2\varphi)$$

com:

$$\beta = \frac{5}{2}m - \alpha - \frac{17}{14}m\alpha$$

$$\beta_1 = \frac{\alpha^2}{8} - \frac{5m\alpha}{8}$$

e

$$m = \frac{a\omega^2}{\gamma_e} - \frac{3}{2}m^2 \quad (16)$$

Tabela 3 – Parâmetros para o Cálculo da Gravidade Normal

SGR	γ_e (m.s ⁻¹)	a (m)	ω (rd.s ⁻¹ x 10 ⁻¹¹)	α^{-1}
SGR 1930	9,78049	6378388	7292115	297
SGR 1967	9,780318	6378160	7292115	298,247
SGR 1980	9,7803267715	6378137	7292115	298,25722
WGS84	9,7803253359	6378137	7292115,8553	298,257223563

sendo então :

$$H_P^V = \frac{C_P}{\gamma_{\phi P''} - 0,1543H_P'} \quad (17)$$

Na determinação desta altitude implica, de forma aproximada, a se considerar nula a ondulação do geóide para efeitos do cálculo da gravidade média.

7.3. Altitude de Baranov

Na (12), considerando-se:

$$G_m = g_S^B = \frac{g_P + \gamma_{\phi P''}}{2} \quad (18)$$

tem-se a altitude de Baranov

$$H_P^B = \frac{2C_P}{g_P + \gamma_{\phi P''}} \quad (19)$$

onde existe um relacionamento de valor medido de g e da gravidade normal, o que equivale à adoção de outra superfície de referência entre o elipsóide e o geóide e desconsideração de parte da anomalia da gravidade em P .

7.4. Altitude Ortométrica Free-Air ou do Ar-Livre

Na (12), considerando-se:

$$G_m = g_S^F = g_P + 0,3086 \frac{H_P'}{2} \quad (20)$$

tem-se então a altitude ortométrica free-air:

$$H_P^F = \frac{C_P}{g_P + 0,1543 H_P'} \quad (21)$$

onde considera-se apenas a redução free-air de P até S .

7.5. Altitude Dinâmica:

Na (12), fazendo $G_m = \gamma_o$, onde γ_o é a gravidade normal para uma latitude padrão (usualmente 45°) ou um valor constante da gravidade (tal como a gravidade média da região), então tem-se a altitude dinâmica de P dada por :

$$H_P^D = \frac{C_P}{\gamma_o} \quad (22)$$

Neste caso, com um único valor de G_m , qualquer que seja o ponto, a consideração da influência da crosta é apenas aplicada na determinação de C_P . Tal é o sistema de altitude de mais simples aplicação para as redes altimétricas modernas. Como fato notável, deve-se assinalar que a altitude dinâmica apresenta valor constante ao longo de um geópe. No entanto, cabe ser destacado que se a região é muito extensa, podem aparecer distorções acentuadas de escala, tal que esta deva ser subdividida em blocos e estes ajustados posteriormente entre si.

7.6. Altitude Normal ou de Molodenski

Retomando as definições anteriores, já apresentadas, na (12) e de acordo com a figura 1, considerando-se:

$$G_m = \gamma_m = \frac{1}{2} (\gamma_{P'} + \gamma_Q) \quad (23)$$

Da figura 1, sendo $QP = P''P_q$, então a altitude normal de P é dada por

$$H_P^N = \frac{C_P}{\gamma_m} \quad (24)$$

sendo γ_Q obtido de γ_P por correção free-air rigorosa como:

$$\gamma_Q = \gamma_P \left[1 - \frac{H_P^N}{a} (1 + \alpha - 2\alpha \sin^2 \phi + m) + \left(\frac{H_P^N}{a} \right)^2 \right] \quad (25)$$

Mesmo que a gravidade normal média dependa da altitude normal de P, a sua dependência não é forte, tal que a equação (25) pode ser resolvida por iteração para um valor inicial de H igual à altitude nivelada de P, sem qualquer outra hipótese simplificativa.

A separação ζ do quasi-geóide com o elipsóide advém do cálculo com a fórmula geral de Molodenski para a S. F. da Terra, da qual a fórmula de Stokes que fornece a ondulação do geóide ΔN , é um caso particular (aplicável somente quando inexitem massas exteriores à superfície de redução). ΔN pode ser obtido pela expressão:

$$\Delta N = \zeta + \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} H_P \quad (26)$$

8. Correção Ortométrica

Uma outra forma de correção parcial aplicada ao desnível medido, buscando a consideração de ordem física em um nivelamento, é a aplicação da denominada "Correção Ortométrica", a qual elimina o efeito da variação da distância entre geópes, devida a variação de latitude. Cabe ser destacado que esta denominação embora usual, nada tem a ver com a definição precisa de altitude ortométrica. É o tipo de correção mais extensamente aplicada nas redes de nivelamento e também adotada no Brasil. Este tipo de correção independe de observações gravimétricas, sendo aplicada diretamente ao desnível bruto medido. Esta correção pode ser dada por:

$$\delta h' = 1542 \times 10^{-9} h_m \delta \phi' \sin(2\phi) \quad (27)$$

onde

$\delta h' \Rightarrow$ correção ortométrica num trecho de nivelamento geométrico;

$\delta \phi' \Rightarrow$ desenvolvimento em latitude da linha de nivelamento, em minutos de arco;

$\phi \Rightarrow$ latitude média do trecho;

$h_m \Rightarrow$ altitude bruta média do trecho, dada ponderadamente por

$$h_m = \frac{h_o s_o + h_n s_{n-1} + \sum_{i=1}^{n-1} h_i (s_{i-1} + s_i)}{2 \sum_{i=0}^{n-1} s_i} \quad (28)$$

onde

$s_o \Rightarrow$ distância do ponto inicial ao 2º ponto da linha;

$s_{i-1} \Rightarrow$ distância do ponto $i-1$ ao ponto i .

Usualmente a amplitude assumida ($\delta\phi'$) decorre da extensão de trecho de nivelamento e contranivelamento em seqüência.

Na seqüência, apresenta-se outra forma de aproximação da altitude ortométrica. A equação (8) expressa, de forma exata, a definição da altitude ortométrica. Não obstante, a diferença de altitude nivelada entre dois pontos 1 e 2 pode ser transformada com o objetivo de obter a diferença de altitude ortométrica através da chamada correção ortométrica:

$$C_{ort} = \int_1^2 \frac{g - \gamma_o^{45}}{\gamma_o^{45}} dh + \frac{g_m^1 - \gamma_o^{45}}{\gamma_o^{45}} H_1 - \frac{g_m^2 - \gamma_o^{45}}{\gamma_o^{45}} H_2 \quad (29)$$

O segundo e terceiro termos dependem do valor médio de g relativo aos pontos 1 e 2 respectivamente. O primeiro termo da (29) transforma a diferença de altitude nivelada em diferença de altitude dinâmica e atinge valores da ordem de cm para dm. A correção ortométrica total é apenas da ordem de mm para cm.

9. Altitude Ortométrica-Esferoidal

O conceito de altitude científica pode ser aplicado considerando-se somente os parâmetros do esferopotencial e a superfície elipsoidal como referência. Neste caso, com base na equação (12) pode-se escrever:

$$H_P^E = \frac{C_P^N}{\gamma_m} \quad (30)$$

sendo γ_m a gravidade normal média entre P e P'' , conforme a figura 1 e 3, sendo o número esferopotencial dado por:

$$C_P^N = \int_{P''}^P \gamma dn \approx \sum_i \gamma_i \cdot \Delta n_i \quad (31)$$

sendo Δn_i os desníveis nivelados.

Cabe notar que um sistema de altitudes gerado desta forma é basicamente conveniente para o estabelecimento de desníveis referidos ao elipsóide de referência, no caso de ausência de dados gravimétricos. No entanto, soluções compostas de nivelamento geométrico com técnicas GPS podem ser concebidas neste sistema e posteriormente ajustadas ao geopotencial, onde existam valores disponíveis. O fato importante é o de que também fornecem soluções unívocas para as redes.

10. Outras Considerações

10.1. Precisão Decorrente da Adoção de G_m

Da (12) por diferenciação obtém-se:

$$\delta H_P = - \frac{C_P}{G_m^2} \delta G_m = - \frac{H_P}{G_m} \delta G_m \quad (32)$$

Abstraindo-se o sinal e supondo valores numéricos para melhor compreensão, sendo a altitude nivelada na ordem de 1000m, G_m na ordem de 980 Gal e δG_m na ordem de 1mGal, então $\delta H_P = 1$ mm.

10.2. Precisão Decorrente da Adoção de $\rho = \text{constante}$

Sendo a gravidade média pode ser definida em função da densidade como:

$$g_m = g_P - \left(\frac{1}{2} \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 2\pi\rho \right) h_P \quad (33)$$

por diferenciação e omitindo-se o sinal negativo, obtém-se:

$$\delta g_m = 2\pi h_P \delta \rho \quad (34)$$

Supondo $h_P = 1$ km e $\delta \rho = 0,1$ g/cm³, então $\delta g_m = 4,2$ mGal, o que produz um erro em h_P de 4 mm. Um erro extremo de 0,6 g/cm³, falseia h_P com cerca de 1000 m de somente 25 mm.

10.3. Frequência das Medidas Gravimétricas

O nivelamento geométrico pode ser conduzido com precisão dada por

$$\delta h_{mm} = \pm 1 \text{ mm} \sqrt{K} \quad (35)$$

onde K é a média da distância nivelada e contra-nivelada em km. Se a precisão com a qual C_P pode ser determinado é de + 0,1 Gal.m por km, então isto corresponderá a 1 mm na altitude medida. Para que isto seja alcançado, existem as recomendações para a frequência das observações gravimétricas, conforme expresso na tabela 4.

Tabela 4: Sugestões para a frequência das observações gravimétricas em redes altimétricas

Recomendações Extremas	Regiões		
	Planas	Onduladas	Montanhosas
BONFORD	2 a 3 km	1 a 2 km	0,3 a 1,5 km
RAMSAYER	15 a 25 km	10 a 15 km	5 a 10 km

10.4. O Nivelamento como Pura Operação Geométrica

A condução da operação de nivelamento, considerando somente aspectos geométricos, conduz ao aparecimento de diferenças no fechamento dos circuitos muito maiores do que as esperadas, conforme dado pela equação (35). Tais diferenças apresentam um comportamento acentuadamente sistemático se repetido o mesmo trajeto. As diferenças são mais acentuadas se o nivelamento segue por regiões montanhosas, atravessa limites de estruturas geológicas ou desenvolve-se muito em latitude. Normalmente desconsidera-se a diferença de fechamento, como tendo natureza sistemática, tratando-a como erro acidental.

11. Considerações Finais

A obtenção das altitudes foi sempre uma necessidade da engenharia entre outras áreas de aplicação. No Brasil a rede de referência altimétrica oficial é estabelecida pelo IBGE que conduz o nivelamento geométrico ao longo das principais rodovias. Em geral o IBGE aplica aos desníveis observados a correção do não paralelismo das superfícies equipotenciais segundo o modelo da Terra normal (equação 27). Nas últimas décadas têm sido realizadas determinações gravimétricas sobre as referências de nível (RN) de modo sistemático. Esta iniciativa permite que se obtenha o número geopotencial em cada RN. Entretanto, a conversão dos mesmos em altitudes ortométricas ainda necessitaria do valor médio de g entre a superfície topográfica e o geóide. Isto na prática é inviável. O fato do Brasil, bem como os demais países da América do Sul, adotarem a altitude derivada dos desníveis corrigidos somente do não paralelismo das superfícies, conduz a um sistema de altitudes que não é consistente. Esta característica tem poucas consequências em termos locais, mas acarreta dificuldades em termos regionais, nacionais e, com maior ênfase, continentais.

Um solução pleiteada para o problema é adotar um outro sistema de altitude que atenda com o mínimo de inconveniências a todas as aplicações e que tenha consistência em todas as escalas. A alternativa apresentada é um sistema de altitudes normais. Com este objetivo continuar-se-ia procedendo às operações de nivelamento geométrico bem como ao estabelecimento de medidas gravimétricas sobre as RRNN. Com isso seriam obtidos os números geopotenciais através da (3). A altitude normal seria dada pela (24) com o valor médio da gravidade normal dada pela (25). O resultado seria um sistema consistente de altitudes permitindo comparações entre valores obtidos em diferentes regiões ou países.

Tem sido ventilada e almejada a perspectiva de uso do GPS na determinação da altitude. Com efeito, através de observações simultâneas chega-se às coordenadas cartesianas (X, Y, Z) de um ponto relativo a outro pré-determinado. Estas coordenadas são então transformadas em (Φ, λ, h) . h pode ser convertido em H , desde que conhecida a altura geoidal ΔN . Na prática a grandeza ΔN é obtida através da integral de Stokes. Para isso, se utiliza a anomalia da gravidade calculada sobre o geóide; isto exige a aplicação da "continuação para baixo" com o objetivo de reduzir o valor da aceleração da gravidade g observada na superfície física para o valor resultante g_0 na superfície geoidal. Na prática isto é feito utilizando o gradiente ar livre: 0,3086 mGal/m, que constitui o gradiente da Terra normal. Portanto, estritamente falando, o resultado não é a altura geoidal, que separa o elipsóide do geóide, mas a anomalia de altura ξ , que separa o elipsóide do quase-geóide (fig. 1). A adoção de um sistema de altitudes normais juntamente com um modelo do quase-geóide, tal que a altitude normal pode ser definida na seguinte forma:

$$H_N = h - \xi \quad (36)$$

Por último, ainda pode restar uma pergunta: e como fica o controle altimétrico numa obra de engenharia? No passado foi muito comum se adotar um valor arbitrário para um ponto na área de um empreendimento e a partir do mesmo conduzir um nivelamento geométrico obtendo-se os desníveis em relação àquela referência em tantos pontos quantos necessários. Mais recentemente a moderna tecnologia permitiu realizar obras de conexão entre diferentes empreendimentos. O estudo de viabilidade destas iniciativas esbarrou inúmeras vezes na inconveniência das referências relativas para a altimetria. Isso tem levado os responsáveis pela execução das obras a vincular a altimetria a um sistema oficial e consistente de altitudes, de tal modo que uma necessidade posterior possa ser atendida sem dificuldade.

Estabelecendo-se um sistema de altitudes normais, os novos valores altimétricos serão atribuídos às RRNN a partir dos números geopotenciais. A engenharia poderá adotar uma de duas alternativas: a) simplesmente medir os desníveis através do nivelamento geométrico entre os pontos de interesse a partir de uma RN oficial. Em uma área reduzida (~ 10km) este procedimento não deverá acarretar grandes dificuldades. b) implementar observações da aceleração da gravidade nos pontos materializados do nivelamento geométrico (RN) para calcular a altitude normal. Este procedimento levará à obtenção de valores consistentes com um sistema de referência altimétrico de altitudes normais, o que permitirá realizar um controle ou fechamento numa RN distinta daquela de partida. Para distâncias grandes (> 10km) com certeza esta segunda opção será obrigatória.

12. Agradecimento

Os autores querem externar o agradecimento em especial ao Prof. Dr. Camil Gemael, que continua sendo nosso mestre em todos estes anos de nossas vidas profissionais e felizmente continua a nos ensinar. Agradecem também a valiosa contribuição trazida pelo Dr. Hermann Drewes e Dra. Laura Sanchez com o texto oficial da Resolução nº 4 do GT III – SIRGAS, o qual também fundamenta aspectos apresentados neste texto.

13. Bibliografia Recomendada

- Blitzkow D. (1996). O Problema de Valor de Contorno da Geodésia – Resultados práticos para a América do Sul.
- De Freitas, S.R.C & Luz, R.T. (1995). Altimetria de Precisão com GPS: Possibilidades Físicas e Limitações. 4º CIBGF, Rio de Janeiro, v1: 135-139.
- Gemael C. (1988). Introdução à Geodésia Física. Curso de Pós-graduação em Ciências Geodésicas. Universidade Federal do Paraná. Curitiba.
- Heiskanen W. A. & Moritz H. (1979) Physical Geodesy. Institute of Physical Geodesy. University of Graz. Reprint. Graz.
- Torge W. (1991). Geodesy. 2nd edition. Walter de Gruyter. Berlin.
- Vanicek, P. & Krakiwsky, E. (1986). Geodesy: The Concepts. North-Holland, 2^a ed..

AVALIAÇÃO PRELIMINAR DO MODELO GEOPOTENCIAL EGM96 NO TERRITÓRIO BRASILEIRO

Eder Cassola Molina
Departamento de Geofísica
Instituto Astronômico e Geofísico
Universidade de São Paulo
eder@iag.usp.br

Abstract

The geopotential model EGM96 is compared with a local model calculated by least squares collocation in the Brazilian territory, in order to evaluate the accuracy of this model and possible problems associated with regions devoided of gravity data. The preliminary results show that in general the EGM96 represents adequately the main features of free-air anomaly and geoidal heights in regions where the gravity data is adequate, with some minor problems. In regions where little gravity data is available, however, the EGM96 shows some anomalous features that seem to be caused by the methodology used in the calculation, where isostatic anomalies were used to fill in regions where no gravity data was available, based on topographic models that can have errors of up 1,000 m in regions of rough topography.

Introdução

O conhecimento do campo de gravidade terrestre é de fundamental importância para estudos geofísicos e geodésicos sobre a forma, estrutura interna e processos dinâmicos atuantes no planeta. Modelos globais representando elementos do campo de gravidade, principalmente altura geoidal e anomalia ar-livre, são extremamente importantes para estudos geofísicos e oceanográficos em larga escala, bem como para o cálculo preciso de órbitas de satélites artificiais e posicionamento.

O modelo EGM96, calculado recentemente com uma grande quantidade de dados adicionais em relação ao modelo OSU91A, apresenta uma sensível melhoria na representação do campo de gravidade terrestre de forma global, e será utilizado para atualização do sistema de referência WGS-84. A avaliação da precisão deste modelo em locais onde a quantidade e distribuição de dados relacionados ao campo de gravidade é deficiente ou inexistente, como em certas regiões do território brasileiro, torna-se importante para uma utilização criteriosa dos dados dele provenientes.

A comparação do EGM96 com modelos obtidos a partir de dados locais permite avaliar a sua confiabilidade para aplicações em escala regional, e detectar eventuais problemas decorrentes da metodologia de processamento e da falta de dados em regiões de difícil acesso, como ocorre em diversas áreas do território brasileiro.

O modelo geopotencial EGM96

O modelo geopotencial EGM96 contém coeficientes da expansão do potencial gravitacional em harmônicos esféricos completa até grau e ordem 360, o que representa uma resolução espacial aproximada de 30 minutos de arco (Rapp, 1977). Este modelo é

resultado de uma colaboração entre a National Imagery and Mapping Agency (NIMA), o NASA Goddard Space Flight Center, e a Ohio State University.

Os dados utilizados para o processamento incluem a base de dados de anomalia de gravidade do NIMA, na forma de anomalias médias em blocos de 30 minutos de arco associadas a novas aquisições de dados ocorridas na década de 90, tanto em gravimetria terrestre como em levantamentos aéreos, e contribuições provenientes da Universidade de Leeds, que forneceram informações sobre diversas áreas da África, Canadá, América do Sul, Ásia, Europa ocidental e da antiga União Soviética.

Os dados de altimetria por satélite das missões GEOSAT-GM, ERS-1 e TOPEX-POSEIDON foram utilizados na forma de anomalias de gravidade médias derivadas dos dados altimétricos, com resolução de 30 minutos de arco.

Para a redução dos dados gravimétricos foi utilizado um modelo topográfico digital obtido a partir de todos os dados topográficos disponíveis nas instituições envolvidas. Este modelo topográfico foi utilizado também para o cálculo de anomalias isostáticas, utilizadas para o preenchimento de áreas onde não havia dados gravimétricos disponíveis.

A colocação por mínimos quadrados

A representação do campo de gravidade terrestre consiste em determinar uma função aproximante ao potencial anômalo T , a partir de dados associados ao campo, representados por funcionais lineares aplicados a este potencial. Como os diversos elementos associados ao campo anômalo podem ser derivados a partir de T , um modelo matemático geral que permita o uso de dados heterogêneos torna-se imprescindível.

A colocação por mínimos quadrados (CMQ) mostra-se adequada a esta representação, permitindo o uso de dados heterogêneos e considerando T como um processo estocástico, permitindo uma interpretação estatística dos elementos do campo anômalo.

Considerando um conjunto de observações l_i associadas a um elemento genérico do campo de gravidade, que podem ser expressas como um funcional linear L_i aplicado ao potencial anômalo (Moritz, 1980)

$$l_i = L_i T \quad i = 1, 2, 3, \dots, q \quad (1)$$

Se as observações estiverem afetadas por erros aleatórios n_i , tem-se

$$l_i = L_i T + n_i \quad i = 1, 2, 3, \dots, q \quad (2)$$

de modo que as medidas podem ser decompostas em duas partes: uma representando o sinal, outra o ruído

$$l = BT + n \quad (3)$$

No caso genérico de se considerar o sinal constituído de uma componente sistemática e uma componente estocástica, tem-se o modelo geral de representação de um elemento l associado ao campo de gravidade terrestre

$$l = AX + BT + n \quad (4)$$

A condição de unicidade de solução do sistema (4) tem a forma

$$\alpha \langle T, T \rangle + \beta \mathbf{n}^T \mathbf{D}^{-1} \mathbf{n} = \text{mínimo} \quad (5)$$

onde $\langle . \rangle$ representa o produto interno, α e β são parâmetros numéricos, e \mathbf{D} é uma matriz simétrica definida positiva. A solução analítica de (5) é expressa por (Moritz, 1980)

$$\hat{\mathbf{X}} = \left[\mathbf{A}^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} \mathbf{A} \right]^{-1} \mathbf{A}^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} \mathbf{l} \quad (6)$$

e

$$\hat{\mathbf{T}} = (\beta \mathbf{BK})^T (\beta \mathbf{C} + \alpha \mathbf{D})^{-1} (\mathbf{l} - \mathbf{AX}) \quad (7)$$

onde \mathbf{C} é uma matriz simétrica definida positiva e \mathbf{K} é o núcleo do espaço de Hilbert. A escolha dos parâmetros, do núcleo e das matrizes permite obter-se formas particulares para a solução. A colocação por mínimos quadrados minimiza a variância dos parâmetros $\sigma_{\hat{\mathbf{X}}}^2$ e a variância do potencial anômalo $\sigma_{\hat{\mathbf{T}}}^2$, fazendo os parâmetros unitários

$$\alpha = \beta = 1 \quad (8)$$

e a função que representa o núcleo ser igual à função covariância do sinal

$$K(P, Q) = C(T_P, T_Q) = \mathbf{C}_{tt} \quad (9)$$

Fazendo a matriz das covariâncias do ruído

$$C(n_P, n_Q) = \mathbf{C}_{nn} \quad (10)$$

tem-se

$$C(T_P, T_Q) + C(n_P, n_Q) = \mathbf{C}_{tt} + \mathbf{C}_{nn} = \mathbf{C} \quad (11)$$

e

$$\mathbf{BK} = \mathbf{C}_{st} \quad (12)$$

Desta forma, a solução para o vetor dos sinais e sua variância é dada por

$$\mathbf{s} = \mathbf{C}_{st} \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{l} - \mathbf{AX}) \quad (13)$$

e

$$\sigma_s^2 = \mathbf{C}_{ss} - \mathbf{C}_{st} \mathbf{C}^{-1} \mathbf{C}_{ts} \quad (14)$$

onde as matrizes covariâncias são obtidas a partir do ajuste de funções adequadas às covariâncias amostrais.

As covariâncias associadas a qualquer elemento do campo de gravidade anômalo podem ser expressas através de transformações lineares da função covariância do potencial anômalo $K(P,Q)$. Representando-se a covariância de um elemento genérico l do campo anômalo por

$$C_{ij} = \text{cov}(l_i, l_j) = M\{l_i, l_j\} \quad (15)$$

pode-se expressar o elemento l como um funcional linear aplicado em T . Tem-se assim, para o ponto P

$$l_i = L_i^P T(P) \quad (16)$$

similarmente, para o ponto Q

$$l_j = L_j^Q T(Q) \quad (17)$$

Substituindo-se essas expressões em (15), tem-se

$$C_{ij} = M\{L_i^P T(P) L_j^Q T(Q)\} = L_i^P L_j^Q M\{T(P) T(Q)\} = L_i^P L_j^Q K(P, Q) \quad (18)$$

que fornece a maneira de se obter as covariâncias de qualquer elemento do campo de gravidade anômalo a partir de transformações lineares aplicadas a $K(P,Q)$.

Os funcionais lineares utilizados neste trabalho estão relacionados com a anomalia ar-livre

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2}{r} T \quad (19)$$

e com a altura geoidal; como o potencial anômalo é harmônico no exterior das massas do geóide, representa-se no lugar da altura geoidal N a anomalia de altitude ζ , pelo funcional

$$\zeta = \frac{T}{\gamma} \quad (20)$$

onde r representa o raio vetor, T o potencial anômalo e γ o valor da aceleração de gravidade teórica. Dessa forma, obtém-se as fórmulas para as covariâncias entre os elementos do campo anômalo:

$$\text{cov}(T_P, T_Q) = K(P, Q) \quad (21)$$

$$\text{cov}(\zeta_P, \zeta_Q) = \frac{K(P, Q)}{\gamma_P \gamma_Q} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \text{cov}(\Delta g_P, \Delta g_Q) = & \frac{\partial^2}{\partial r_P \partial r_Q} K(P, Q) + \\ & + \frac{2}{r_P} \frac{\partial}{\partial r_Q} K(P, Q) + \frac{2}{r_Q} \frac{\partial}{\partial r_P} K(P, Q) + \frac{4}{r_P r_Q} K(P, Q) \end{aligned} \quad (23)$$

$$\text{cov}(\Delta g_P, \zeta_Q) = -\frac{1}{\gamma_P} \left[\frac{\partial}{\partial r_P} K(P, Q) + \frac{2}{r_P} K(P, Q) \right] \quad (24)$$

A representação integrada do campo de gravidade

Os dados utilizados para o cálculo do modelo de anomalia ar-livre e anomalia de altitude neste trabalho estão representados na Figura 1. Na região continental foram utilizados dados médios de anomalia ar-livre em blocos de 10', obtidos do banco de dados gravimétricos do IAG-USP. Na região oceânica, os dados de geofísica marinha disponíveis no banco de dados GEODAS (NGDC, 1991) foram analisados, corrigidos e ajustados (Molina, 1996), fornecendo valores médios de anomalia ar-livre em blocos de 10'; os dados de altimetria por satélite da missão GEOSAT ERM, corrigidos e ajustados, forneceram os valores de altura geoidal utilizados no cálculo. Nos compartimentos onde havia sobreposição de diversos tipos de dados, deu-se preferência aos dados de anomalia ar-livre.

Nas regiões oceânicas com deficiências de dados, devido ao grande espaçamento das trilhas do GEOSAT-ERM, foram utilizadas anomalias ar-livre médias calculadas para compartimentos de 10' a partir do modelo de Andersen & Knudsen (1995). Todos os dados tiveram a componente determinística removida utilizando-se o modelo OSU91A (Rapp & Pavlis, 1990) truncado em grau 180.

As covariâncias amostrais foram calculadas a partir dos dados de anomalia ar-livre disponíveis na região do estudo. O ajuste e a propagação das covariâncias foi feito pelo método de Knudsen (1987), que permite o uso de qualquer quantidade associada ao campo de gravidade terrestre. No presente caso, devido ao grande espaçamento entre as trilhas dos dados de satélite, não foram calculadas as covariâncias amostrais da altura geoidal. A função covariância da altura geoidal foi obtida a partir do ajuste e propagação das covariâncias amostrais da anomalia ar-livre.

Para cada compartimento de 10' utilizou-se o seguinte critério para busca de pontos: dividiu-se a região circunvizinha em 10 setores, e foram selecionados para cada setor os dois pontos mais próximos do centro do compartimento em questão. A busca em cada setor terminava ao se encontrar os dois pontos mais próximos, ou ao se ultrapassar o raio de busca de 1°. Após os cálculos, a componente determinística foi restituída aos dados. O modelo de anomalia de altitude obtido desta forma está representado na Figura 2, e o modelo de anomalia ar-livre encontra-se na Figura 3. Considerando-se que a diferença entre a anomalia de altitude e a altura geoidal geralmente é da ordem de 0,1 m nas regiões continentais (Sjöberg, 1993), o termo altura geoidal será utilizado neste trabalho para caracterizar esta grandeza.

Comparação do modelo CMQ com EGM96

A representação da altura geoidal calculada a partir do modelo geopotencial EGM96 truncado em grau 180 para a região do Brasil está mostrada na Figura 4. Nota-se que, em linhas gerais, o EGM96 concorda com o modelo obtido por CMQ, tanto nas feições continentais quanto nas oceânicas. De maneira geral, nas áreas onde a disponibilidade de dados gravimétricos é adequada, o EGM96 representa bem o campo de gravidade na região, como mostra a distribuição das diferenças entre os valores médios de anomalia ar-livre observada e os valores previstos pelo modelo para compartimentos de 10'. A distribuição das diferenças entre o EGM96 truncado em grau 180 e os valores médios observados é bastante próxima das obtidas para o modelo OSU91 truncado em grau 180 e para o modelo integrado calculado por CMQ (Figura 5). Alguns parâmetros estatísticos associados a estas diferenças encontram-se na Tabela 1.

Modelo	Número de pontos	Média das diferenças (mGal)	Desvio padrão (mGal)
EGM96/180	11694	-1,8	24,5
OSU91/180	11694	-1,9	22,1
CMQ	11694	-0,7	20,5

Tabela 1 – Parâmetros estatísticos da distribuição das diferenças entre as anomalias ar-livre médias em blocos de 10' e as previstas pelos modelos EGM96/180, OSU91/180 e CMQ.

Algumas diferenças importantes, porém, podem ser notadas, especialmente nas regiões dos estados de Mato Grosso (57W,10S; 58W,13S) e Pará (54,4W,1S), onde a distribuição de dados gravimétricos é esparsa, e o EGM96 apresenta feições aproximadamente circulares com gradiente muito elevado, que não são observadas no modelo obtido por CMQ.

O modelo digital topográfico GTOPO30 (Bliss & Olsen, 1996) mostra que estas regiões apresentam feições topográficas importantes (Figura 6), sugerindo haver uma relação entre a presença destas e a topografia, em regiões desprovidas de dados gravimétricos (Figura 1). Considerando que os modelos topográficos globais carecem de informação em vastas áreas do continente sulamericano, e podem apresentar discrepâncias de mais de 1000 metros comparados a modelos locais de melhor precisão e alta resolução em áreas de topografia acentuada (Sá, 1997), é possível que feições errôneas presentes nos modelos topográficos utilizados no cálculo da anomalia isostática possam acarretar o aparecimento de regiões com valores irreais de altura geoidal e anomalia ar-livre.

A representação da anomalia ar-livre calculada pelo modelo EGM96 (Figura 7), em comparação com o modelo CMQ (Figura 3) mostra o mesmo padrão de anomalias nestas regiões, de forma mais evidente. Em particular, o EGM96 mostra uma feição circular de amplitude relativa superior a 50 mGal centrada na coordenada (58W,13S), local desprovido de dados associados ao campo de gravidade terrestre. No mesmo local o EGM96 mostra um forte gradiente de altura geoidal definindo uma estrutura localizada com amplitude

relativa superior a 4 metros (Figura 4). Deve-se notar que esta região apresenta uma topografia irregular e acentuada segundo os modelos topográficos disponíveis (Figura 6).

Comparação do EGM96 com outros modelos digitais do campo de gravidade

O modelo digital de altura geoidal calculado por Sá (1988), integrando dados de gravimetria terrestre, componentes do desvio da vertical, e altura geoidal doppler, com resolução nominal de 30', não mostra as feições anômalas presentes no EGM96, e, em linhas gerais, concorda bem com o modelo calculado por CMQ. O mesmo comportamento é observado para o mapa de anomalias ar-livre correspondente.

O recente modelo digital de altura geoidal para a América do Sul (Blitzkow, 1998), calculado pela integral de Stokes, utilizando um conjunto de dados gravimétricos que inclui informações nas áreas próximas às regiões discutidas, também não traz evidências da existência das feições anômalas contidas no EGM96, sendo coerente com as outras fontes de informação analisadas neste trabalho.

Estes resultados sugerem que as feições anômalas de altura geoidal e anomalia ar-livre discutidas podem ter sido geradas pelo uso de dados topográficos inadequados no cálculo de anomalias isostáticas utilizadas para o preenchimento das regiões desprovidas de dados associados ao campo de gravidade. A metodologia utilizada para o cálculo do EGM96 também pode ser um dos fatores que contribuem para este problema nas regiões com deficiência de dados. Torna-se necessário um estudo mais aprofundado do problema para a busca de alternativas para as regiões com carência de dados gravimétricos, a fim de evitar o aparecimento de feições artificiais nos modelos geopotenciais futuros.

Conclusões

A análise do EGM96 truncado em grau 180 para o território brasileiro e áreas adjacentes mostra que, em linhas gerais, o modelo representa satisfatoriamente o campo de gravidade nas regiões onde a distribuição de dados gravimétricos é adequada. Algumas feições presentes neste modelo, porém, não concordam com os modelos locais calculados a partir de dados independentes, podendo ser atribuídas à metodologia utilizada no cálculo do EGM96 para preenchimento de regiões desprovidas de dados gravimétricos.

A análise preliminar realizada neste trabalho mostra a presença de feições circulares de anomalia ar-livre com amplitude relativa superior a 50 mGal associadas a pontos extremos de altura geoidal com amplitudes relativas superiores a 4 metros em regiões desprovidas de dados associados ao campo de gravidade. Estas feições podem ter sido geradas pelo uso de anomalias isostáticas para o preenchimento de regiões deficientes de dados, calculadas a partir dos modelos topográficos existentes ou elaborados para este fim, que carecem de dados nestas áreas e podem conter erros de até 1000 metros quando comparados com modelos topográficos locais de alta resolução (Sá, 1997).

Agradecimentos

O autor expressa seu agradecimento a Naomi Ussami, pelas idéias, discussões e incentivo; ao pessoal do NIMA, que gentilmente forneceu o programa para o cálculo dos valores de anomalia ar-livre e altura geoidal do EGM96; ao IBGE, Petrobras, ON, UFRN e CPRM

pelos dados utilizados neste trabalho, e a Denizar Blitzkow pelas informações e discussões na fase final deste trabalho. Os mapas e gráficos deste trabalho foram gerados pelo software GMT (Generic Mapping Tools), disponibilizado por Paul Wessel e Walter Smith.

As figuras deste trabalho no formato original e as correspondentes em cores podem ser encontradas em <http://www.iag.usp.br/eder/sabull99.htm>.

Referências

Andersen, O. B. and Knudsen, P., 1995, Global altimetric gravity map from the ERS-1 geodetic mission (cycle 1). Earth Observation Quarterly, **47**, 1-5.

Bliss, N.B. and Olsen, L.M., 1996, Development of a 30-arc-second digital elevation model of South America. In: Pecora Thirteen, Human Interactions with the Environment – Perspectives from Space, Sioux Falls, South Dakota.

Blitzkow, D., 1998, Toward a 10' resolution geoid for South America: a comparison study. Phys. Chem. Earth(A), **24**, 33-39.

Knudsen, P. (1987) Estimation and modelling of the local empirical covariance function using gravity and satellite altimeter data. Bulletin Géodésique **61**, 145-160.

Molina, E.C. (1996) Ajustamento e integração de dados gravimétricos e de altimetria por satélite na representação do campo de gravidade no Atlântico Sul. Tese de doutoramento, IAG-USP, 200pp.

Moritz, H. (1980) Advanced Physical Geodesy. Abacus Press, Wichmann.

NGDC (National Geophysical Data Center) (1991) Marine Geological and Geophysical Data from NGDC, Colorado, USA.

Rapp, R.H., 1977, The relationship between mean anomaly block sizes and spherical harmonic representations. . Journal of Geophysical Research **82**, 5360-5364.

Rapp, R.H. and Pavlis, N.K., 1990, The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360. Journal of Geophysical Research **95**, 21885-21911.

Sá, N.C. de, 1988, Modelos estatísticos e representação integrada do campo de gravidade no Brasil. Tese de doutoramento, IAG-USP, 219pp.

Sá, N.C. de, 1997, A topographic model of Brazil computed from new elevation data: preliminary results. Anais do XVIII Congresso Brasileiro de Cartografia, Rio de Janeiro.

Sjöberg, L. E. (1993) Techniques for geoid determination. In Geoid and its Geophysical Interpretations, eds P. Vaníček and N. T. Christou, pp. 33-56. CRC Press, USA.

LEGENDAS DAS FIGURAS

FIGURA 1 – Distribuição dos dados de anomalia ar-livre (continente) e de altimetria por satélite e gravimetria marinha (oceano) utilizados neste trabalho.

FIGURA 2 – Modelo de anomalia de altitude obtido por colocação por mínimos quadrados. Valores em metros. Intervalo de contorno: 1 metro.

FIGURA 3 – Modelo de anomalia ar-livre obtido por colocação por mínimos quadrados. Valores em mGal. Intervalo de contorno: 10 mGal.

FIGURA 4 – Representação da altura geoidal calculada com o EGM96 truncado em grau 180. Valores em metros. Intervalo de contorno: 1 metro.

FIGURA 5 – Representação da distribuição das diferenças entre as anomalias ar-livre médias calculadas para células de 10' e os modelos EGM96/180, OSU91/180 e CMQ analisados neste trabalho.

FIGURA 6 – Representação da topografia da região estudada, baseada no modelo GTOPO30 (Bliss & Olsen, 1996). Valores em metros. Intervalo de contorno: 100 m.

FIGURA 7 - Representação da anomalia ar-livre calculada com o EGM96 truncado em grau 180. Valores em mGal. Intervalo de contorno: 10 mGal.

Vinculación de las alturas elipsoidales GPS al dátum vertical clásico de Colombia

L. Sánchez y W. Martínez

Instituto Geográfico Agustín Codazzi

Carrera 30 No. 48 – 51

Santafé de Bogotá, D. C. – Colombia

lsanchez@igac.gov.co

Abstract: The use of the GPS techniques has been replacing the classic methods for the geodetic heights determination. As a consequence, there are some problems related with the compatibility of ellipsoidal and classical heights (leveled, orthometric or normal) which conform the present vertical systems. To solve these ambiguities, in Colombia, a methodology that allows to obtain classical heights from GPS measurements and the GEOCOL98 geoid model has been developed. The method was applied to calculate leveled, orthometric and normal heights. The reliability of the proposed process was evaluated on bench marks. The final accuracy goes from $\pm 0,08$ m to $\pm 0,40$ m.

Resumen: El uso de la tecnología GPS ha venido sustituyendo los métodos clásicos en la determinación de alturas geodésicas. Como consecuencia, se presentan inconvenientes relacionados con la compatibilidad de las alturas elipsoidales y las clásicas, (niveladas, ortométricas o normales) que conforman los sistemas verticales vigentes. Para resolver estos inconvenientes, en Colombia, se ha diseñado una metodología que permite estimar alturas sobre el nivel medio del mar acordes con el dátum vertical clásico, mediante la combinación de alturas elipsoidales GPS y el modelo geoidal gravimétrico GEOCOL98. Asimismo, considerando el proceso de modernización del sistema vertical de referencia, la metodología también fue aplicada, con las modificaciones correspondientes, para obtener alturas ortométricas y normales. La fiabilidad del método propuesto fue evaluada sobre puntos de nivelación de primer orden, obteniéndose precisiones entre $\pm 0,08$ m y $\pm 0,40$ m.

1. Introducción

El sistema vertical oficial de Colombia, está compuesto por alturas niveladas y aunque, un buen porcentaje de bench marks tiene valor de gravedad, sólo hasta ahora se está considerando su actualización, mediante la adopción de un nuevo sistema vertical de referencia, compuesto por alturas elipsoidales y otras complementarias (ortométricas o normales), que involucren las deformaciones generadas por el campo de gravedad terrestre (CGT). Sin embargo, mientras este proceso llega a su término, es necesario que los usuarios de GPS en el país tengan una alternativa que permita relacionar verticalmente el posicionamiento satelital con la base cartográfica actual y los sistemas de información georreferenciada existentes. Por tanto, el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, ha diseñado y evaluado una metodología que permite relacionar las alturas elipsoidales con las existentes y, que a su vez, pueda ser utilizada con las alturas que se adoptarán próximamente.

2. Alturas consideradas

La nivelación geodésica permite estimar la distancia existente, a lo largo de la línea de la plomada, entre la superficie topográfica y una plataforma de referencia; esta distancia se ha denominado “altura”. Sin embargo, dada la influencia del CGT y la dificultad para su conocimiento pleno, en Geodesia, se distinguen dos tipos de alturas: Alturas geométricas y alturas físicas. Esta

clasificación obedece, principalmente, a la metodología empleada en su determinación, al modelo físico o matemático involucrado en su definición y a su aplicación práctica (Heiskanen and Moritz, 1967, Cap. 4; Zakatov, 1981, §72; Torge, 1983, §5.1.5).

Las alturas geométricas son aquellas que no involucran consideraciones físicas en su determinación. A este grupo pertenecen las alturas niveladas (H_{NIV}) y las elipsoidales (h). Las primeras son obtenidas mediante el proceso clásico de nivelación y, las segundas, por posicionamiento con métodos espaciales, en particular el GPS.

En las alturas físicas (normales, ortométricas y dinámicas), se considera la combinación de los números geopotenciales de los puntos nivelados, con valores de gravedad reducidos a partir de hipótesis sobre la distribución de densidad de las masas internas terrestres, ó mediante el modelamiento matemático de la Tierra y su campo de gravedad normal.

Las alturas ortométricas (H^*) (Figura 1) se obtienen al dividir los números geopotenciales (C) por el valor medio de la gravedad real (g') entre el punto evaluado y el geoide (Heiskanen and Moritz, 1967, §4.4):

$$H^* = \frac{C}{g'} \quad (1)$$

donde:

$$\int_0^A g \, dn = W_0 - W_A = C \quad (2)$$

siendo: g la gravedad observada en el punto de cálculo, dn un diferencial en altura, W_0 el potencial sobre el geoide y W_A el potencial sobre la superficie de nivel que pasa por el punto de cálculo.

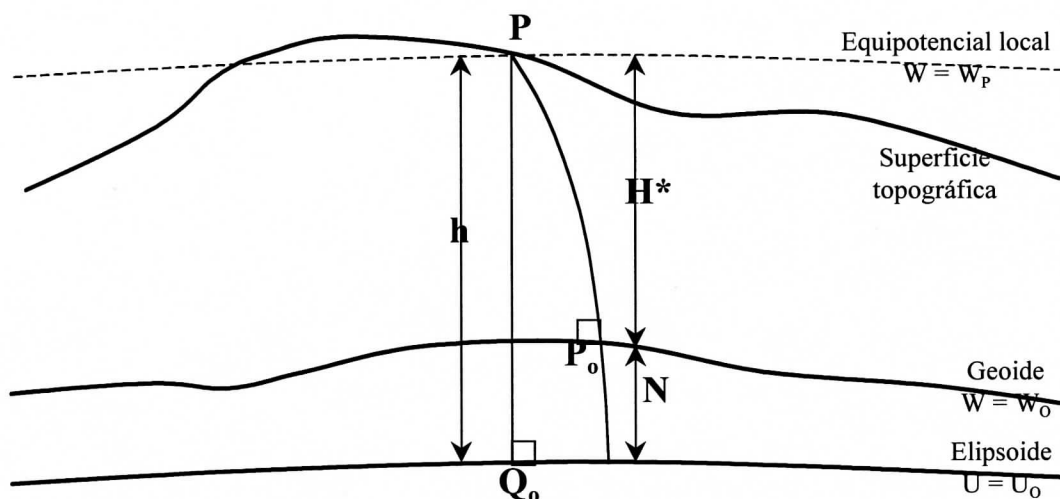


Figura 1. Alturas ortométricas

Dado que el valor de g' no puede observarse directamente, para su cálculo es necesario introducir hipótesis sobre la distribución de densidad de las masas internas terrestres. En Colombia, las alturas ortométricas han sido calculadas con la hipótesis de Helmert, ya que corresponde con el modelo de distribución de densidad empleado en la determinación de GEOCOL98 (Sánchez, Martínez y Flórez, 1998a). De esta forma:

$$g' = g - \left(\frac{1}{2} \cdot \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 2\pi G \rho \right) \cdot H \quad (3)$$

donde G es la constante de gravedad, H es la altura nivelada del punto y ρ la densidad promedio de la corteza terrestre ($2,67 \text{ g/cm}^3$).

Las alturas ortométricas también pueden obtenerse a partir de las elipsoidales mediante la sustracción de las ondulaciones geoidales N :

$$H^* = h - N \quad (4)$$

En las alturas dinámicas (H_D), los números geopotenciales son divididos por un valor constante de gravedad (γ_{cte}) (Heiskanen and Moritz, 1967, §4.2; Zakatov, 1981, Pp 411-416):

$$H_D = \frac{C}{\gamma_{cte}} \quad (5)$$

Sin embargo, dada su alta dependencia de la distancia con respecto al punto de referencia sobre el que se calcula γ_{cte} , éstas no han sido consideradas en el presente artículo.

Finalmente, las alturas normales (H_N) (Figura 2) se calculan mediante la división de los números geopotenciales por el valor medio de la gravedad normal entre el cuasigeoide y el punto en consideración (γ') (Heiskanen and Moritz, 1967, §4.5; Zakatov, 1981, Pp. 407-411):

$$H_N = \frac{C}{\gamma'} \quad (6)$$

γ' se obtiene a partir del campo normal de gravedad mediante:

$$\gamma' = \gamma - \left[1 - (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi) \frac{H^*}{a} + \frac{H^{*2}}{a^2} \right] \quad (7)$$

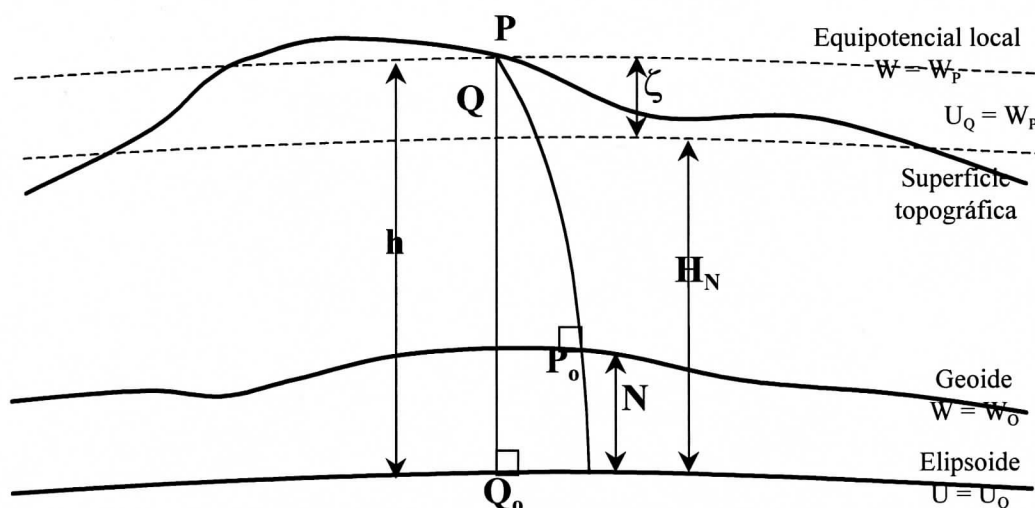


Figura 2. Alturas normales.

Similarmente a las alturas ortométricas, las normales pueden ser estimadas a partir de las elipsoidales si se les descuenta la ondulación del cuasigeoide; la cual, es conocida como anomalía de altura o altura anómala (ζ):

$$H_N = h - \zeta \quad (8)$$

En Colombia, la determinación de los valores de ζ (modelo CSGEO98) se hizo mediante la aplicación de la Teoría de Molodensky (Pick, Pícha and Vyskocil, 1973, Cap. XI, § 3; Forsberg, 1994).

Si se conocen las ondulaciones geoidales (N) y las alturas elipsoidales (h), es posible obtener alturas ortométricas a partir del posicionamiento GPS (H_{GPS}^* , ecuación 4). No obstante, al comparar estas alturas con las calculadas mediante la hipótesis de Helmert (H^* , ecuación 1), se presenta una diferencia significativa, cuya magnitud varía, principalmente, de acuerdo con la altura del punto evaluado sobre el nivel del mar. Un comportamiento similar se da al calcular alturas normales con GPS (H_{GPS}^N , ecuación 8), mediante las elipsoidales y las anomalías (ζ).

El comportamiento de estas diferencias en Colombia, permiten identificar un desfase sistemático de 2,30 m para (N) y de 2,12 m para ζ que puede obedecer a la distancia que existe entre el geoide (o cuasigeoide) y el dátum vertical clásico. Dicho desfase es complementado por una componente aleatoria, que muestra una dependencia proporcional a la altura sobre el nivel medio del mar (NMM), ésta es generada, principalmente, por los errores de observación presentes en los diferentes tipos de datos (alturas niveladas, alturas elipsoidales y valores de gravedad), por las hipótesis físicas o matemáticas involucradas (alturas ortométricas, alturas normales, geoide y cuasigeoide) y finalmente, porque las cantidades relacionadas están referidas a sistemas de naturaleza diferente (Milbert, 1991; Ollikainen, 1997). De esta manera se tiene (Milbert and Smith, 1996):

$$h + \delta h = (H^* + \delta H^*) + (N + \delta N) \quad (9)$$

Similarmente:

$$h + \delta h = (H_N + \delta H_N) + (\zeta + \delta \zeta) \quad (10)$$

Las cantidades δh , δH^* , δN , δH_N , y $\delta \zeta$, permiten cuantificar y controlar las incompatibilidades presentes entre los diferentes tipos de datos y hacen que las ecuaciones (4) y (8) tengan aplicación práctica.

3. Incompatibilidades entre los diferentes tipos de alturas

Los sistemas de referencia utilizados para definir cada uno de los datos considerados en la determinación de las alturas físicas a partir de las geométricas, son disímiles y generan incompatibilidades que dificultan su combinación. A continuación, se presentan los principales factores que condicionan este procedimiento en Colombia.

3.1 Alturas niveladas (H_{NIV}) y dátum vertical clásico

El dátum vertical clásico, Buenaventura, se definió sobre el Océano Pacífico, mediante la observación del nivel medio del mar (NMM) en un período de 18,6 años (ciclo lunar), que terminó a finales de la década del sesenta. Este es el punto de partida para las redes de nivelación nacionales, las cuales han sido materializadas a lo largo de las vías del país y constituyen el apoyo vertical necesario para el ajuste de la altura de los vértices geodésicos y del fotocontrol. Su extensión es de 25 650 km, con 21 503 estaciones materializadas, de las cuales 13 965 son de primer orden (precisión: $\pm 4 \text{ mm } \sqrt{k}$, siendo k la longitud de la sección en kilómetros), 5 938 de segundo orden (precisión: $8 \text{ mm } \sqrt{k}$) y 1 600 de tercer orden (precisión: $12 \text{ mm } \sqrt{k}$). Como complemento, a un 70%

de los bench marks establecidos, se les ha observado valor de gravedad mediante la extensión de la red gravimétrica de tercer orden.

Si bien el control vertical en Colombia ha sido establecido de acuerdo con las normas vigentes en su época, es necesario considerar que el sistema oficial de alturas no involucra los valores de gravedad registrados. Esta condición, junto con las grandes variaciones del relieve existentes en el país, causa discrepancias que pueden alcanzar valores hasta de 0,82 m en áreas montañosas y alrededor de 0,01 m en las zonas planas.

De otra parte, el estado actual de las redes de nivelación obedece a una propagación del control vertical en las zonas urbanizadas, con una compensación parcial de los errores involucrados en su determinación y un inadecuado manejo histórico de la información, ya que, aunque se han realizado varios ajustes de estos datos, no existen los archivos correspondientes a los diferentes resultados obtenidos y no es posible cuantificar las variaciones verticales del sistema de referencia a través del tiempo.

Otra circunstancia adicional, está directamente relacionada con el relieve y la condición geodinámica del país (Drewes, et al., 1995, Kellogg and Vega, 1995). El mareógrafo de referencia (Buenaventura) se halla sobre una zona de deformación cortical pronunciada y el proceso clásico de nivelación ha tenido que desarrollarse sobre ésta. Entonces, además de que la nivelación óptica pierde precisión a medida que se aleja del punto dátum, el comportamiento de las superficies equipotenciales es muy complejo dada la mezcla aleatoria de las densidades existentes en los Andes Colombianos. Esto exige que se conozca detalladamente el comportamiento del CGT en la zona y que se observen continuamente los desplazamientos verticales de la corteza.

Además de las distorsiones generadas por no tener en cuenta alguna corrección ortométrica o normal en las alturas niveladas y por el ajuste parcial de las redes, también se presentan alteraciones relacionadas con la determinación misma del punto Buenaventura. Su definición asume, implícitamente, que el NMM coincide con el geoide, ignorándose que aquél no es una superficie equipotencial y que presenta desviaciones con respecto a éste; es decir, la topografía de la superficie del mar y sus cambios seculares no son tenidos en cuenta, ignorándose la relación entre el geoide (o cuasigeoide) y el NMM (Figura 3, Drewes, 1999).

3.2 Alturas ortométricas (H^) y el modelo geoidal gravimétrico GEOCOL98*

El geoide en Colombia, ha sido determinado a través del método gravimétrico (Sánchez, Martínez y Flórez, 1998a), relacionando las longitudes de onda larga del campo gravitacional, expresadas en el modelo EGM96 (Earth Geopotential Model, 1996) (Lemoine, et al., 1998) y sus longitudes de onda corta, obtenidas, de anomalías gravimétricas medias ($10' \times 10'$) evaluadas con la Fórmula de Stokes (Sánchez et al, 1998b). Las ondulaciones geoidales resultantes oscilan entre -24 y 27 m y sus precisiones relativas varían desde $\pm 0,18$ m hasta $\pm 0,33$ m.

Además de las incertidumbres existentes en el modelo EGM96 (Rapp, 1997; Lemoine, et al; 1998, Pavlis, 1998), GEOCOL98 contiene errores generados por el proceso mismo de cálculo: El modelamiento del potencial gravitacional terrestre a través de la Fórmula de Stokes presupone la no existencia de masas fuera del geoide (Heiskanen and Moritz, 1967, §2.17); tales masas (las topográficas) pueden ser “eliminadas” o “condensadas” utilizando reducciones de la gravedad. Sin embargo, cualquier modificación en la distribución de éstas genera alteraciones en las superficies equipotenciales y en el geoide como una de ellas. Esta alteración se conoce como efecto indirecto y si bien se emplearon formulaciones y métodos para su control (corrección aire libre y condensación de Helmert sobre las observaciones de gravedad) existe un pequeño porcentaje de él que aún se desconoce. (Forsberg, 1997). Además, la información gravimétrica considerada en el cálculo de la componente local, no presenta una distribución homogénea sobre territorio nacional, generando la

necesidad de utilizar algoritmos de interpolación que distorsionan la señal real e introducen errores por *aliasing* y por el efecto de Gibbs (Forsberg, 1994).

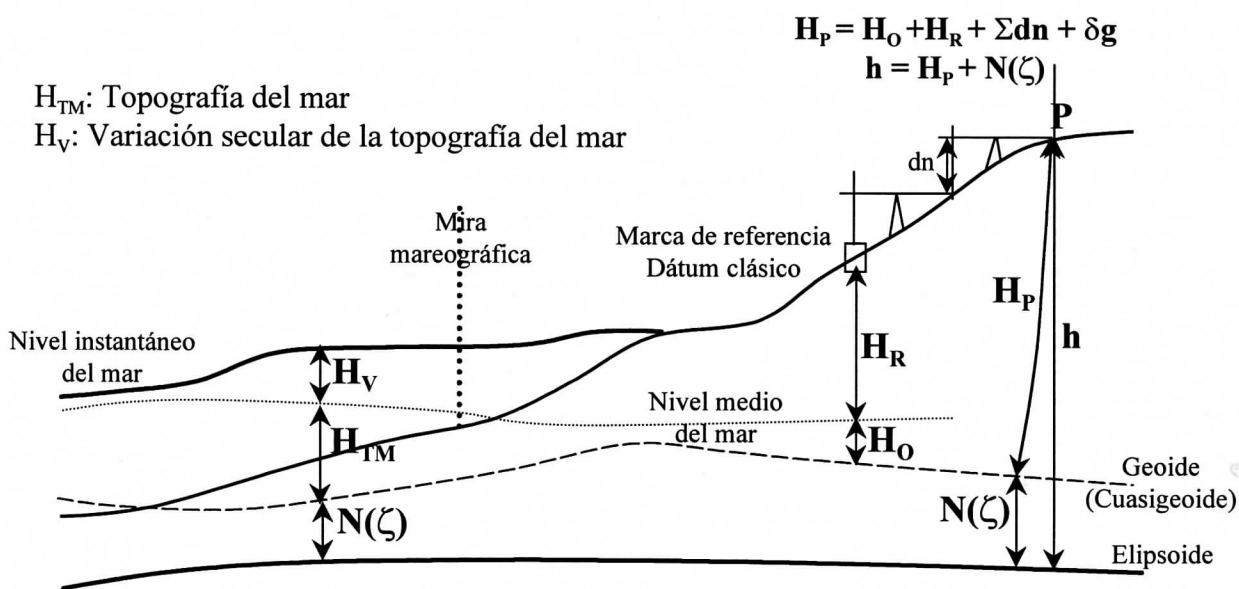


Figura 3. Dátum vertical clásico y su relación con la topografía del mar.

Las alturas ortométricas (H^*) y las ondulaciones geoidales (N) no se pueden calcular rigurosamente. Su determinación exige la formulación de hipótesis sobre la estructura interna de la Tierra, y por consiguiente, su precisión depende de la fiabilidad del modelo adoptado (Pick, Pícha y Vyskocil, 1973, Cap. XI). Con el propósito de minimizar este efecto, las alturas ortométricas han sido calculadas con la hipótesis de Helmert (Heiskanen and Moritz, 1967, §4.4), la cual corresponde con el modelo utilizado para la reducción de los valores de gravedad y la condensación de las masas topográficas en la evaluación de la integral de Stokes (Forsberg, 1994) para el geoide en Colombia (Sánchez, Martínez y Flórez, 1998a).

3.3 Alturas normales (H_N) y el cuasigeoide CSGEO98

La determinación del cuasigeoide no requiere la formulación de hipótesis sobre la estructura interna terrestre y puede hacerse directamente a partir de las mediciones realizadas sobre la superficie topográfica (Pick, Pícha y Vyskocil, 1973, Cap. XI). De esta forma, la precisión de las alturas anómalas (ζ) calculadas solo depende de los errores de observación de las medidas directas (Zakatov, 1981, § 72.3). Como los valores de gravedad utilizados en GEOCOL98 equivalen a los involucrados en la determinación de CSGEO98, persisten las inconsistencias descritas en la señal gravimétrica. Es decir, la fiabilidad de las alturas anómalas obtenidas depende, principalmente, de la precisión de los datos superficiales de gravedad y de los efectos *aliasing* y de Gibbs generados por la inadecuada distribución de la información.

En forma similar, la certidumbre de las alturas normales calculadas a partir de la ecuación (6) depende de la calidad de los valores de gravedad y de las alturas niveladas involucrados en la determinación de los números geopotenciales.

3.4 Alturas elipsoidales (h)

Además de las imprecisiones existentes en las alturas elipsoidales debidas a los cortos intervalos de observación, deben considerarse las fuentes de error inherentes al sistema GPS, que pueden clasificarse de acuerdo al segmento donde se generan (Ollikainen, 1997): Errores del satélite (imprecisión en las órbitas, sesgo de los relojes satelitales), errores en los receptores (desfase entre los relojes de los receptores y entre éstos y los satelitales y las variaciones del centro de fase de la antena) y, finalmente, errores en la transmisión de la señal (refracción troposférica, refracción ionosférica y multicamino). Estos últimos son los que generan mayor efecto en la posición vertical de los puntos ocupados. La incertidumbre final generada por éstos, puede minimizarse si, en el procesamiento de la información, son cuantificados utilizando modelos detallados o por el ajuste de parámetros adicionales que los representen.

La magnitud de esta incertidumbre puede establecerse comparando el ajuste preliminar con el definitivo del sistema de referencia MAGNA (Marco Geocéntrico Nacional de Referencia). Éste ha sido determinado a partir del Dátum SIRGAS y está constituido por 60 vértices, cuyo elipsoide es el GRS80 y su marco el ITRF94, época 1995,4.

Inicialmente, las observaciones fueron procesadas con el software comercial Static Kinematic Software (SKI) (versión 2.11) de la firma Leica, usando efemérides precisas y L3 (Ionosfera libre combinación de las frecuencias L1 y L2). Las coordenadas de los vértices fueron ajustadas con el método paramétrico de compensación de errores, definiendo como puntos fijos los cinco vértices SIRGAS existentes en el país. Los resultados obtenidos presentan precisiones de 5 cm en planimetría y 10 cm en altimetría (Pérez, et al, 1997). Posteriormente, la información de campo fue procesada nuevamente utilizando el software Bernese (versión 4.0) e incluyendo efemérides precisas, determinación de la deriva diaria del reloj de los receptores, combinación de L1 y L2 (L3) para la eliminación de efectos ionosféricos, el modelo de Niell (1996) para el efecto troposférico y la corrección de la variación de los centros de fase de las antenas según el modelo IGS-01. La precisión de los resultados está en 3 cm para las coordenadas curvilíneas y en 6 cm para la vertical (Sánchez, Tremel and Drewes, 1999).

Las diferencias entre las coordenadas preliminares y las obtenidas con el software Bernese están entre -0,025 m y 0,013 m para la latitud; entre -0,026 m y 0,055 m para la longitud y entre -0,106 y 0,200 m para la altura elipsoidal. Si bien, la mayor discrepancia se presenta en la posición vertical, es necesario mencionar que la red fue observada entre 1994 y 1997 y, aunque las coordenadas de todos sus vértices han sido referidas a la misma época, no se conocen las variaciones de las alturas elipsoidales causadas por movimientos corticales recientes.

Además de las imprecisiones generadas por las características de los diferentes tipos de datos, existen dos factores que complican aún más la situación en el país: El primero, está relacionado con la variada y abrupta topografía que cubre buena parte del territorio nacional, lo que se traduce en cambios fuertes del comportamiento de las superficies equipotenciales, deformaciones en el proceso de nivelación geodésica convencional y generación de efectos de *aliasing* en la señal gravimétrica y, por ende, en las ondulaciones geoidales (o cuasigeoidales). En segundo lugar, puede mencionarse la fuerte actividad tectónica que obliga a considerar el tiempo en los tres tipos de mediciones: Las variaciones de las alturas niveladas y de las elipsoidales (GPS) generadas por levantamientos y hundimientos de la corteza, la dinámica de la topografía del mar y los cambios seculares en las ondulaciones geoidales (o cuasi-geoidales).

4. Solución de las incompatibilidades presentes entre los diferentes tipos de alturas

Las discrepancias existentes entre las alturas expuestas pueden ser cuantificadas si se definen puntos comunes (donde H_{NIV} , H^* , H_N , N y ζ son conocidos) a los diferentes dátum verticales involucrados. De esta manera, a partir de las ecuaciones (4) y (8), se tiene (Ollikainen, 1997):

$$\sigma_1 = N - (h - H^*) \quad (11)$$

$$\sigma_2 = \zeta - (h - H_N) \quad (12)$$

donde σ_1 y σ_2 son llamados errores de cierre y equivalen a $\sigma_1 = (\delta H^* + \delta N - \delta h)$ y $\sigma_2 = (\delta H_N + \delta \zeta - \delta h)$ respectivamente (Milbert and Smith, 1996). Sus magnitudes se determinan mediante un ajuste por mínimos cuadrados y mientras mayor sea la cantidad de puntos comunes, mayor fiabilidad tendrán los valores de transformación σ_1 y σ_2 .

En Colombia los valores de N y ζ son conocidos (modelos GEOCOL98 y CSGEO98), al igual que las alturas elipsoidales (posicionamiento GPS), mientras que, las alturas niveladas y, por consiguiente, las ortométricas o las normales existen parcialmente y son las cantidades a determinar.

Supóngase un punto A (h_o , H_o , $N_o(\zeta_o)$) donde los dátum verticales coinciden, es decir, $\sigma_1=0$ (o $\sigma_2=0$). A medida que aumenta la distancia con respecto a éste, las superficies de referencia se alejan y los valores de σ_1 y σ_2 aumentan, de modo que en el punto B (h_1 , H_1 , $N_1(\zeta_1)$) se tiene un error de cierre σ_B (Figura 4).

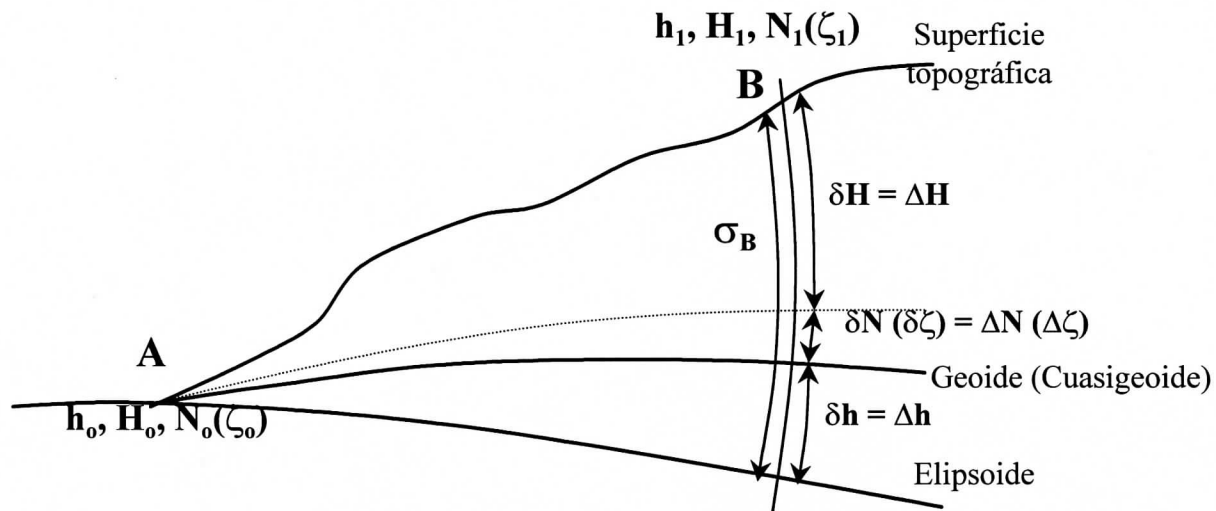


Figura 4. Discrepancias entre los diferentes tipos de alturas.

Dado que no hay ambigüedad entre N_A y N_B , al igual que entre h_A y h_B y ζ_A y ζ_B , sus diferencias relativas presentan concordancia dentro del mismo dátum y al calcular $\Delta N_{BA} = N_B - N_A$, no habrá error adicional a la suma de los errores de N_A y N_B (similarmemente para Δh_{BA} y $\Delta \zeta_{BA}$). Así, la desviación o error de cierre σ_B puede escribirse como:

$$\sigma_B = \Delta h_{BA} - \Delta N_{BA} - \Delta H_{BA}^* = 0 \quad (13)$$

Entonces, si Δh_{BA} y ΔN_{BA} se conocen, $\Delta H_{GPS(BA)}^*$ estará dado por (Ollikainen, 1998, Kumar, 1998):

$$\Delta H_{GPS(BA)}^* = \Delta h_{BA}^{GPS} - \Delta N_{BA}^{GEOCOL98} \quad (14)$$

y la altura ortométrica para B ($H_{GPS(B)}^*$) será:

$$H_{GPS(B)}^* = H_A^* + \Delta H_{GPS(BA)}^* \quad (15)$$

De forma equivalente, se determinan las alturas niveladas y las normales:

$$\Delta H_{GPS(BA)}^{NIV} = \Delta h_{BA}^{GPS} - \Delta N_{BA}^{GEOCOL98} \quad (16)$$

$$H_{GPS(B)}^{NIV} = H_A^{NIV} + \Delta H_{GPS(BA)}^{NIV} \quad (17)$$

$$\Delta H_{GPS(BA)}^N = \Delta h_{BA}^{GPS} - \Delta \zeta_{BA}^{CSGEO98} \quad (18)$$

$$H_{GPS(B)}^N = H_A^N + \Delta H_{GPS(BA)}^N \quad (19)$$

Las ecuaciones (15), (17) y (19) permiten la obtención de alturas ortométricas, niveladas o normales por medio del posicionamiento GPS, este procedimiento se conoce como nivelación GPS.

En el proceso expuesto, es necesario que el punto de partida, común a los diferentes dátum verticales, sea utilizado como estación base para el levantamiento diferencial GPS. No obstante, a medida que los puntos móviles se alejan de ella, las ambigüedades entre los diferentes tipos de altura se hacen mayores y deben ser controladas mediante la vinculación de más puntos comunes en el levantamiento.

5. Evaluación de la metodología propuesta

La metodología propuesta fue evaluada sobre un perfil, con amplia variación en altura y gravedad, compuesto por 47 puntos de nivelación de primer orden (Figura 5), con valores de altura ortométrica y normal conocidos. La ocupación GPS de estos se realizó mediante el traslado de base cada 10 km en áreas montañosas y cada 20 km en áreas planas. La base inicial del levantamiento fue el vértice SIRGAS-BOGOTÁ, cuyo rastreo simultáneo, durante seis horas, permitió definir un bench mark como nueva base. A partir de éste se rastrearon nuevos puntos cuya ocupación se hizo con dos equipos (Leica Sistema 200), uno alejándose de la base y el otro acercándose. Una vez determinado cada circuito, la última estación se definió como nueva base y el proceso se inició nuevamente. Los vectores GPS rastreados fueron ajustados con el Software SKI versión 2.2.

Los bench marks que sirvieron como bases para el posicionamiento GPS se asumieron como puntos comunes a los diferentes dátum verticales; los restantes se supusieron desconocidos y se determinaron sus diferentes H_{GPS} , que fueron comparadas con los valores observados (H_{OBS}) mediante:

$$v = H_{GPS} - H_{OBS} \quad (20)$$

En la tabla (1) se ilustran los resultados obtenidos para un circuito.

A medida que se aleja el punto móvil de la base, las diferencias (v), aumentan como consecuencia de la falta de paralelismo entre las superficies de referencia. Para controlar las discrepancias persistentes, se hizo un ajuste por mínimos cuadrados de los valores de (v) con respecto a las alturas conocidas en los puntos extremos de cada circuito (bases). De esta manera, las nuevas alturas (H_{GPS}^o) resultan más consistentes con el dátum vertical clásico. (Tabla 2).

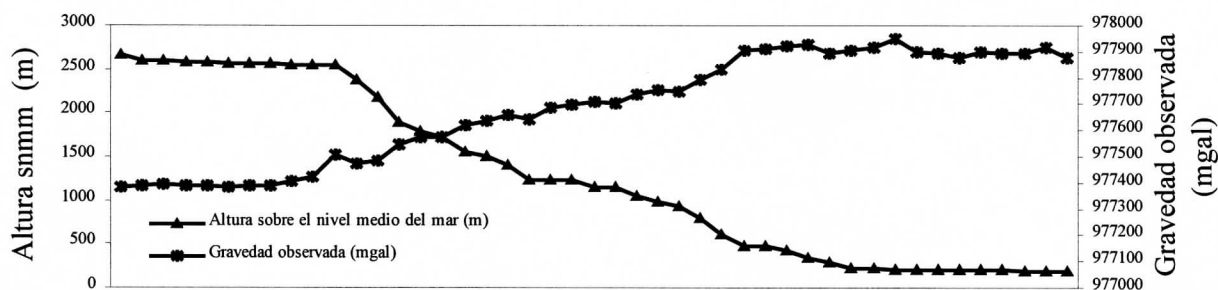


Figura 5. Perfil de prueba (47 bench marks).

Punto	Valores nivelados (H_{OBS})			Valores GPS (H°_{GPS})			Diferencias ($v = H_{GPS} - H_{OBS}$)		
	H_{NIV}	H^*	H_N	H^{NIV}_{GPS}	H^*_{GPS}	H^N_{GPS}	vH_{NIV}	vH^*	vH_N
A68NW1	1502,269	1502,171	1501,955						
B70NW1	1406,356	1406,281	1406,099	1406,233	1406,135	1405,888	-0,123	-0,146	-0,211
B72NW1	1153,413	1153,335	1153,152	1153,074	1152,976	1152,654	-0,339	-0,359	-0,498
B75NW1	978,771	978,700	978,520	978,211	978,113	977,749	-0,560	-0,587	-0,771
A76NW1	1052,886	1052,844	1052,730	1052,294	1052,196	1051,849	-0,592	-0,648	-0,881
B78NW1	1234,233	1234,195	1234,078	1233,429	1233,331	1233,031	-0,804	-0,864	-1,047
B86NW1	787,610	787,581	787,480	787,508	786,410	786,007	-1,102	-1,171	-1,473
B88NW1	608,349	608,332	608,254	607,210	607,112	606,680	-1,139	-1,220	-1,574

Tabla 1. Diferencias no ajustadas entre las alturas GPS (H_{GPS}) y las observadas (H_{OBS})

Punto	Valores nivelados (H_{OBS})			Valores GPS ajustados (H°_{GPS})			Diferencias ($v = H^{\circ}_{GPS} - H_{OBS}$)		
	H_{NIV}	H^*	H_N	H^{NIV}_{GPS}	H^*_{GPS}	H^N_{GPS}	vH_{NIV}	vH^*	vH_N
A68NW1	1502,269	1502,171	1501,955						
B70NW1	1406,356	1406,281	1406,099	1406,396	1406,310	1406,113	0,040	0,029	0,014
B72NW1	1153,413	1153,335	1153,152	1153,399	1153,324	1153,148	-0,014	-0,011	-0,004
B75NW1	978,771	978,700	978,520	978,699	978,636	978,479	-0,072	-0,064	-0,041
A76NW1	1052,886	1052,844	1052,730	1052,944	1052,893	1052,756	0,058	0,049	0,026
B78NW1	1234,233	1234,195	1234,078	1234,242	1234,203	1234,085	0,009	0,008	0,007
B86NW1	787,610	787,581	787,480	787,484	787,456	787,358	-0,126	-0,125	-0,122
B88NW1	608,349	608,332	608,254	608,349	607,332	606,254			

Tabla 2. Diferencias ajustadas entre las alturas GPS (H_{GPS}) y las observadas (H_{OBS})

Al realizar el ajuste de (v) se obliga a que las alturas clásicas obtenidas a partir de datos GPS se trasladen verticalmente hasta el dátum Buenaventura. Esto introduce deformaciones tanto en las alturas elipsoidales como en las ondulaciones geoidales. Sin embargo, dado que en la práctica se utilizan las alturas clásicas, estas deformaciones pueden ser ignoradas (Milbert, 1991).

Con base en los resultados obtenidos para todo el perfil, se observa que las curvas vH_{NIV} , vH^* y vH_N presentan un comportamiento similar. Sin embargo, las mayores amplitudes (entre $-0,396$ m y $0,263$ m) se dan para las alturas niveladas y las mínimas (entre $-0,122$ m y $0,093$ m) para las normales. Las correspondientes a las ortométricas varían desde $-0,126$ m hasta $0,124$ m (Figura 6).

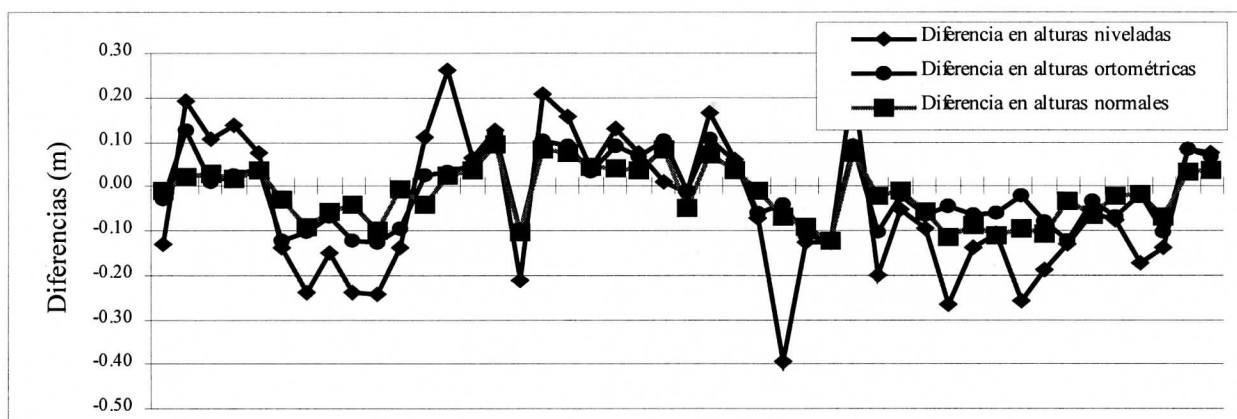


Figura 6. Diferencias ($v = H_{GPS}^o - H_{OBS}$) para alturas niveladas, ortométricas y normales.

La precisión relativa de las alturas obtenidas por este método, depende de la certidumbre de los datos originales, es decir:

$$\sigma_{H_{GPS}^{NIV}}^2 = \sigma_h^2 + \sigma_N^2 + \sigma_{H_{NIV}}^2 \quad (21)$$

donde, σ_h es la precisión de las alturas elipsoidales, σ_N es la precisión de las ondulaciones geoidales y $\sigma_{H_{NIV}}$ es la precisión de las alturas niveladas. Similarmente para las ortométricas y las normales:

$$\sigma_{H_{GPS}^{H^*}}^2 = \sigma_h^2 + \sigma_N^2 + \sigma_{H^*}^2 \quad (22)$$

$$\sigma_{H_{GPS}^N}^2 = \sigma_h^2 + \sigma_\zeta^2 + \sigma_{H_N}^2 \quad (23)$$

siendo, σ_{H^*} , σ_{H_N} y σ_ζ las precisiones de las alturas ortométricas, de las normales y de las anómalas respectivamente.

De acuerdo con esto, los valores de $\sigma_{H_{GPS}^{NIV}}$ varían desde $\pm 0,10$ m hasta $\pm 0,38$; los de $\sigma_{H_{GPS}^{H^*}}$ desde $\pm 0,12$ m hasta $\pm 0,40$ m y finalmente, los de $\sigma_{H_{GPS}^N}$ desde $\pm 0,09$ m hasta $\pm 0,036$ m. Confirmándose así, que las alturas normales presentan el mejor comportamiento frente a la metodología propuesta.

6. Conclusiones y recomendaciones.

La prueba realizada permite observar que las ecuaciones (15), (17) y (19) proporcionan valores de altura H_{GPS} compatibles con el datum vertical clásico y con los sistemas de alturas ortométricas o normales. A pesar de que las diferencias encontradas entre las H_{GPS} y las H_{OBS} son grandes, esta metodología es una herramienta de uso inmediato para optimizar la posición vertical obtenida mediante la tecnología GPS.

Aunque se tuviese pleno control sobre la calidad de la información involucrada (datos GPS, alturas niveladas, ortométricas o normales y ondulaciones geoidales o cuasigeoidales), la precisión relativa de los valores obtenidos por este método no superaría la proporcionada por la nivelación clásica. No obstante, la determinación de alturas H_{GPS} se centra en aquellas áreas donde la nivelación clásica es muy difícil y se puede tolerar una posición vertical menos precisa. Las obras de ingeniería que requieren del conocimiento exacto de las diferencias de nivel deben acudir a la nivelación óptica.

De otra parte, la nivelación con GPS mejora la calidad de la cartografía, de los sistemas de información georreferenciada y proporciona una alternativa para que los usuarios de GPS puedan vincular sus levantamientos al datum clásico. Asimismo, ayuda a refinar el modelo geoidal local

mediante la combinación de las ecuaciones de observación gravimétricas y de posicionamiento GPS.

Adicionalmente, una manera adecuada de reducir las ambigüedades existentes entre los diferentes tipos de datos consiste en definir un nuevo sistema vertical de referencia basado en las alturas elipsoidales y las normales, dado que estas últimas: a) ofrecen la mayor certidumbre al ser calculadas mediante la metodología propuesta; b) en su determinación no se requiere de la formulación de hipótesis sobre la estructura interna terrestre; y c) su superficie de referencia (el cuasigeoide) se calcula a partir de las cantidades observadas en superficie.

Por último, se debe complementar el proceso con el ajuste integral de las redes de nivelación, involucrando las correcciones normales a los desniveles medidos; el procesamiento de la información GPS por medio de un software científico; el estudio detallado y continuo de la tectónica en Colombia con fines geodésicos y la nueva definición de los modelos GEOCOL98 y CSGEO98 apoyada en una mejor distribución de la información gravimétrica y nuevas técnicas de procesamiento.

Bibliografía

- Drewes, H.; Kaniuth, K.; Stuber, K.; Tremel, H.; Kahle, G.; Straub, Ch.; Hernández, N.; Hoyer, M. and Wildermann, E. *The CASA '93 GPS campaign for crustal deformation research along the South Caribbean plate boundary*. J. Geodynamics, Vol. 20, 129 – 144. Pergamon, 1995.
- Drewes, H. (1999) Comunicación personal. Febrero, 1999.
- Forsberg, R. (1997) Correo electrónico. Marzo, 1998.
- Forsberg, R. (1994) *Terrain effects in geoid computations. Lecture Notes*. International school for the determination and use of the Geoid. International Geoid Service. Milan, October 10-15, 1994.
- Heiskanen, W. A. and Moritz, H. *Physical Geodesy*. San Francisco: Freeman, 1967.
- Kellogg, J. and Vega, V. (1995) Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System, geodetic studies and gravity. Geol. Soc. Special paper 295, 1995.
- Kumar, M. (1998) Correo electrónico. Marzo, 1998.
- Lemoine F.; Kenyon, S.; Factor, J.; Trimmer, R.; Pavlis, N.; Chinn, D.; Cox, C.; Klosko, S.; Luthcke, S.; Torrence, M.; Wang, Y.; Williamson, R.; Pavlis, E.; Rapp, R. & Olson, T. *The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96. (NASA/TP-1998-260861)* Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Center, July 1998.
- Milbert, D. G. (1991) *Computing GPS-derived orthometric heights with the GEOID90 geoid height model*. Technical papers of the 1991 ACSM-ASPRS. Fall convention. Atlanta. Oct 28 to Nov 1, 1991. American Congress on Surveying and Mapping, Washington, D.C. Pp. A46 - A65.
- Milbert, D. G and Smith, D. A. *Converting GPS height into NAVD88 Elevation with the GEOID90 geoid height model*. National Geodetic Survey. Silver Spring, MD, 1996.
- Ollikainen, M. (1997) *Determination of orthometric heights using GPS levelling*. Publications of the Finnish Geodetic Institute. No. 123. Kirkkonummi, 1997.
- Ollikainen, M. (1998) *GPS levelling results from two test areas in Finland*. In: Advances in positioning and reference frames. IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, September 3-9, 1997. Pp.301-306.
- Pavlis, N. *Observed inconsistencies between satellite-only and surface gravity-only geopotential models*. In: Geodesy on the move. IAG Scientific Assembly . Rio de Janeiro, September 3-9, 1997. Pp.144-149.
- Pérez, M.; Guerra, N.; Umbarila, A.; Álvarez, G. y Egger, D. *Cálculo y ajuste. Red geodésica básica con GPS para Colombia. Informe final*. Santafé de Bogotá, D.C.: Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 1997.
- Pick, M.; Pícha, J. And Vyskocil, V. *Theory of the Earth's Gravity Field*. Elsevier, 1973
- Rapp, R. (1997) Correo electrónico. Agosto, 1998.
- Sánchez, L.; Martínez, W. y Flórez, J. *Modelo geoidal para Colombia: GEOCOL98*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi: Unidad de Geofísica. Santafé de Bogotá, D. C.: IGAC, 1998a.
- Sánchez, L.; Martínez, W.; Flórez, J.; Obando, G. y Esquivel, H. *Mapa Gravimétrico de Colombia* Convenio: IGAC - INGEOMINAS. Santafé de Bogotá, D. C.: D'vinni, 1998b.
- Sánchez, L.; Tremel, H. and Drewes, H. The colombian national geocentric reference frame. IUGG 99 Birmingham. July 18 – 30 , 1999. (In press)
- Torge, W. *Geodesia*. México: Editorial Diana, 1983
- Zakarov, P. S. *Curso de geodesia superior*. Moscú: Mir, 1981.

Determinación de un geoide gravimétrico para Colombia

L. Sánchez, W. Martínez y J. Flórez

Instituto Geográfico Agustín Codazzi

Carrera 30 No. 48 - 51 Piso 4

Santafé de Bogotá, D. C.

Colombia

lsanchez@igac.gov.co

Abstract: The geoid in Colombia has been determined by means of the remove/restore technique. This allows to relate the regional features (long wavelengths) of the Earth's gravity field, contained in a Global Geopotential Model (GGM), and its details (short wavelengths), obtained through the local evaluation of the Stokes' Formulae. In consequence, the global geoid component has been calculated with the EGM96 model (Earth Geopotential Model, 1996) and the local one, with mean gravity anomalies ($10' \times 10'$). The final undulations oscillate between -24 and 27 m, and their relative accuracies vary from $\pm 0,18$ m up to $\pm 0,33$ m.

Resumen: El geoide en Colombia se ha determinado mediante la técnica remove/restore. Ésta permite relacionar las características regionales (longitudes de onda larga) del campo de gravedad, expresadas en un Modelo Geopotencial Global (MGG), y sus detalles (longitudes de onda corta), obtenidos a través de la evaluación local del modelo físico matemático de Stokes. En consecuencia, la componente geoidal global ha sido calculada con el Modelo EGM96 (Earth Geopotential Model, 1996) y la local, con anomalías gravimétricas medias ($10' \times 10'$). Las alturas geoidales obtenidas oscilan entre -24 y 27 m, y sus precisiones relativas varían desde $\pm 0,18$ m hasta $\pm 0,33$ m.

1. Introducción

El tercer problema del valor de frontera en la Teoría del Potencial Gravitacional busca determinar una función armónica (potencial anómalo) sobre una superficie de frontera (geoide), mediante la combinación lineal de dicha función y su derivada en dirección normal a la superficie (anomalías gravimétricas), éste está representado por la Ecuación Fundamental de la Geodesia Física (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 86):

$$(1) \quad \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{2}{r}T + \Delta g = 0$$

donde T es el potencial anómalo y Δg el campo anómalo de gravedad.

Este campo es obtenido mediante observaciones directas de la aceleración de la gravedad sobre la superficie terrestre o mediante registros gravimétricos satelitales. Mientras que, el potencial anómalo es cuantificado a través de la diferencia entre el potencial de gravedad real (W) y el potencial de gravedad normal (U) generado por el elipsoide de referencia:

$$(2) \quad T(r, \theta, \lambda) = W(r, \theta, \lambda) - U(r, \theta, \lambda)$$

En la práctica, éste se obtiene a partir de las observaciones gravimétricas (anomalías de la gravedad), mediante la solución de la Ecuación Fundamental de la Geodesia Física (expresión 1), que en aproximación esférica, está dada por la Integral de Stokes (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 93):

$$(3) \quad T = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma$$

siendo R el radio medio terrestre, Δg la anomalía gravimétrica observada, σ el área de integración, $d\sigma$ el elemento diferencial de superficie y $S(\psi)$ la función de Stokes, la cual equivale a:

$$(4) \quad S(\psi) = \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} - 6 \sin \frac{\psi}{2} + 1 - 5 \cos \psi - 3 \cos \psi \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right)$$

donde ψ es la distancia esférica entre el punto de cálculo y el compartimento donde se encuentra la anomalía evaluada.

Las ondulaciones geoidales se obtienen relacionando el potencial anómalo con la gravedad teórica (generada por un elipsoide de referencia), mediante el Teorema de Bruns (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 85):

$$(5) \quad N = \frac{T(r, \theta, \lambda)}{\gamma}$$

El cálculo del modelo geoidal para Colombia obedece a la combinación de información gravimétrica de longitud de onda larga (N_1) generada por el modelo EGM96 y valores de gravedad medidos superficialmente, longitudes de onda corta (N_2) obtenidas a partir de los mapas locales de gravedad. (Sánchez, et al. 1998). La ondulación geoidal total está dada por:

$$(6) \quad N(p) = N_1(p) + N_2(p)$$

2. Componente geoidal global

Los modelos geopotenciales globales (MGG) son construidos a partir de información gravimétrica, satelital y superficial, y datos de altimetría por radar. Éstos se representan en términos de una expansión del potencial gravitacional en armónicos esféricos, cuya formulación matemática está dada por (Rapp, 1994):

$$(7) \quad V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right]$$

La expresión (7) permite cuantificar el potencial gravitacional sobre un punto con coordenadas esféricas: r (radio geocéntrico), θ (colatitud geocéntrica) y λ (longitud); donde: GM es la constante gravitacional geocéntrica, a es el radio ecuatorial del elipsoide de referencia, $C_{n,m}$ y $S_{n,m}$ son los coeficientes de potencial totalmente normalizados y los $P_{n,m}(\cos \theta)$ son las funciones asociadas de Legendre de primer tipo totalmente normalizadas (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 30).

Los coeficientes de potencial $C_{n,m}$ y $S_{n,m}$ están dados por (Rapp, 1994):

$$(8) \quad C_{n,m} = \frac{1}{4\pi\gamma(n-1)} \iint_{\sigma} \Delta g(\theta, \lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \cos m\lambda d\sigma$$

$$S_{n,m} = \frac{1}{4\pi\gamma(n-1)} \iint_{\sigma} \Delta g(\theta, \lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \sin m\lambda d\sigma$$

El modelo EGM96 contiene los coeficientes armónicos de potencial y sus desviaciones estándar para un modelo gravitacional completo, cuyos grado y orden han sido calculados desde 2 hasta 360 y desde 0 hasta 360, respectivamente. La constante gravitacional geocéntrica y el radio ecuatorial empleados en su determinación son: $GM = 3\,986\,004,415 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ y $a = 6\,378\,136,3 \text{ m}$. (Lemoine, et al., 1998)

Determinados y ajustados los coeficientes de potencial pueden estimarse cantidades que permiten refinar el conocimiento del campo de gravedad terrestre, cuyo fin primordial es la definición de la superficie geoidal. Como etapas intermedias, se involucra el cálculo del potencial de perturbación y el

campo anómalo de gravedad, los cuales se representan, en términos de un MGG, mediante las ecuaciones (9) y (10) respectivamente (Rapp, 1996).

$$(9) \quad T(r, \theta, \lambda) = \left[\frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m}^* \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right]$$

$$(10) \quad \Delta g_{ggm}(r, \theta, \lambda) = \left[\frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{\infty} (n-1) \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right]$$

donde los $C_{n,0}^*$ con $n=2, 4, 6, 8, 10$ constituyen la diferencia entre los coeficientes zonales pares del MGG y sus correspondientes del campo potencial normal (Vanícek. et al., 1987).

La componente regional, N_1 (Figura 1), está dada por:

$$(11) \quad N_1 = \left[\frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{\ell} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m}^* \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right]$$

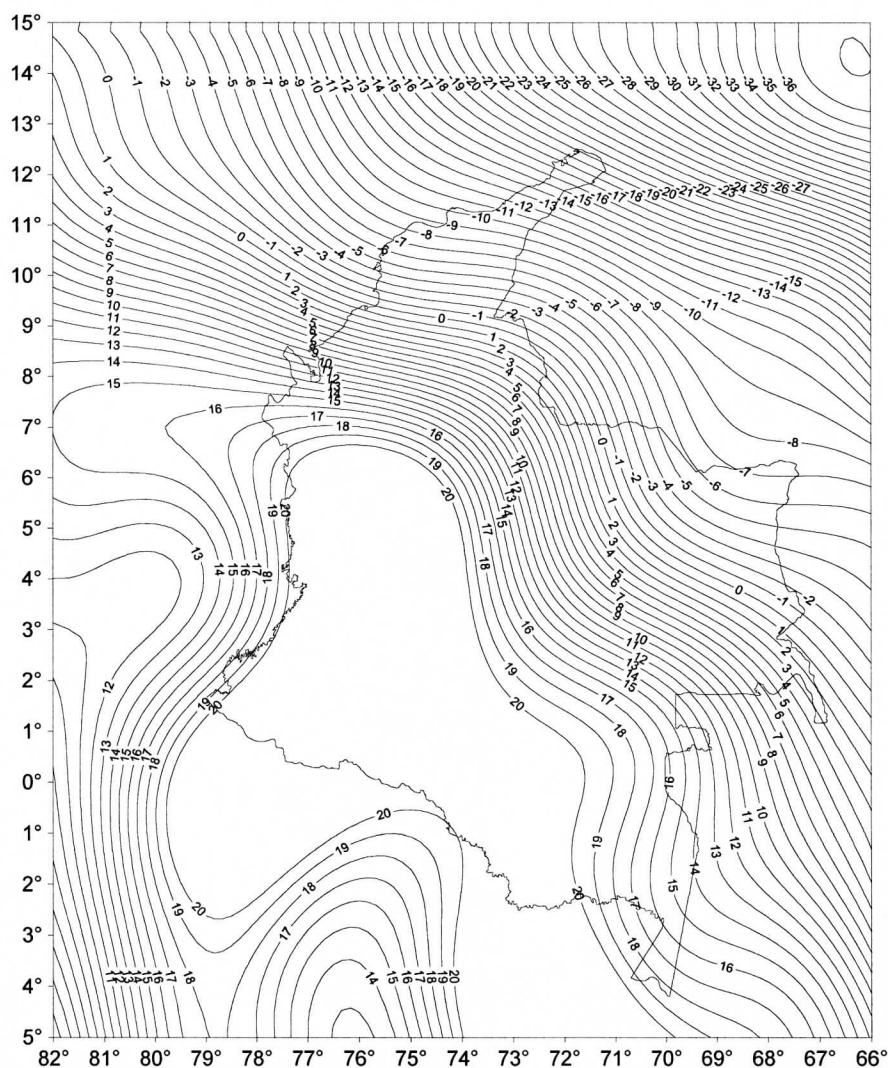


Figura 1. Componente geoidal global para Colombia
(Intervalos de nivel : 1 m, armónico 60)

Ésta fue calculada sobre el territorio colombiano empleando coordenadas geodésicas y usando como elipsoide de referencia el sistema GRS80 (Geodetic Reference System, 1980) (Moritz, 1980) (IUGG, 1981). De acuerdo con esto, y considerando la distribución de la información superficial de gravedad disponible (Sánchez, Martínez & Flórez, 1997), la evaluación de EGM96 se hizo, hasta $n=60$, mediante la siguiente expresión:

$$(12) \quad N_1 = N_o + \left[\frac{GM_{EGM96}}{r\gamma_{GRS80}} \sum_{n=2}^{60} \left(\frac{a_{EGM96}}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m}^* \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right]$$

donde:

a) N_o es la ondulación geoidal constante (Rapp, 1994):

$$(13) \quad N_o = \frac{GM_{GRS80}}{r\gamma_{GRS80}} - \frac{GM_{EGM96}}{r\gamma_{GRS80}}$$

b) r y θ distancia y colatitud geocéntrica del punto de cálculo (Ramírez, 1980)

c) γ_{GRS80} la gravedad teórica del elipsoide GRS80:

$$(14) \quad \gamma_{GRS80} = 9,7803267715 \frac{1 + 0,001931851353 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0,00669438002290 \sin^2 \varphi}} \frac{m}{s^2}$$

d) $C_{n,0}^*$ representan la diferencia normalizada entre los campos potenciales real y teórico (Vaníček et. al., 1987):

$$(15) \quad C_{n,0}^* = C_{n,0_{EGM96}} - \frac{J_{n,0_{GRS80}}}{\sqrt{2n+1}}$$

Esta evaluación solo se hace para $n=2, 4, 6, 8, 10$, ya que estos armónicos definen plenamente el potencial de cualquier elipsoide.

3. Componente geoidal local

Si bien la componente global permite cuantificar la influencia gravitacional de toda la Tierra sobre el territorio colombiano, su comportamiento es bastante suave, mostrando las longitudes de onda más largas de la señal geoidal, lo cual es insuficiente para representar los rasgos locales que, en realidad, son quienes determinan la amplitud del campo de gravedad terrestre sobre Colombia.

De allí, se hace necesaria la adición de un modelo geoidal local, obtenido a partir de la evaluación de las anomalías gravimétricas superficiales (Sánchez et. al., 1998) a través de la Fórmula de Stokes, el cual detalla el modelo global, refina las magnitudes de las ondulaciones y considera la influencia gravitacional de rasgos geológicos regionales presentes en el país.

El modelamiento del potencial gravitacional terrestre a través de la Fórmula de Stokes presupone la no-existencia de masas fuera del geode. Tales masas (las topográficas) pueden ser “eliminadas” o “condensadas” utilizando reducciones de la gravedad. Sin embargo, cualquier modificación en la distribución de éstas genera alteraciones en las superficies equipotenciales y en el geode como una de ellas. Esta alteración se conoce como efecto indirecto, el cual es mínimo al utilizar la Anomalía Aire Libre (AAL) en la Fórmula de Stokes. (Heiskanen & Moritz, 1967, P.151). Esta anomalía ha sido evaluada mediante (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 293):

$$(16) \quad \Delta g_{AAL} = - \frac{\partial g}{\partial H} H + C_{atm}$$

donde C_{am} es la corrección atmosférica y es tomada en cuenta a fin de hacer compatibles los valores locales de gravedad con los involucrados en el modelo EGM96. Esta corrección se ha calculado mediante (Wichiencharoen, 1982):

$$(17) \quad C_{am} = 0,8658 - 9,727E^{-5} H + 3,482E^{-9} H^2$$

No obstante la minimización del efecto indirecto con el uso de la AAL, persisten dos distorsiones generadas por la presencia de las masas topográficas: La primera, corresponde con una señal gravimétrica de altas frecuencias, predominante en las longitudes de onda corta y generada por la atracción misma de estas masas. La segunda distorsión, está relacionada con la realización de las observaciones gravimétricas sobre una superficie no equipotencial directamente. (Forsberg, 1997). En el primer caso, el control de las altas frecuencias puede hacerse suavizando la señal gravimétrica, mediante la aplicación de la técnica *remove/restore* al efecto gravitacional de las masas topográficas, obteniéndose la Anomalía de Faye (Forsberg, 1997):

$$(18) \quad \Delta g_{Faye} = \Delta g_{AAL} + CT$$

Para la segunda distorsión, se aplica el segundo método de condensación de Helmert, el cual permite la homogeneización de las observaciones sin acentuar el efecto indirecto. (Heiskanen & Moritz, 1967, P. 145). Con el método de Helmert, la topografía es condensada verticalmente dentro del geoide, generando una capa superficial con igualdad en masas y en posición con respecto al centro terrestre.

Estas dos reducciones se aplican a los datos gravimétricos registrados en áreas continentales, ya que allí es donde se generan las deformaciones más pronunciadas por la aleatoriedad y las diferentes alturas a las que se hacen las observaciones, creándose problemas de "aliasing" en la señal gravimétrica. En áreas oceánicas, las mediciones se realizan sobre una superficie muy cercana al geoide y, adicionalmente, la toma de registros es regular, haciendo que estos dos efectos puedan ser despreciados (Forsberg, 1997).

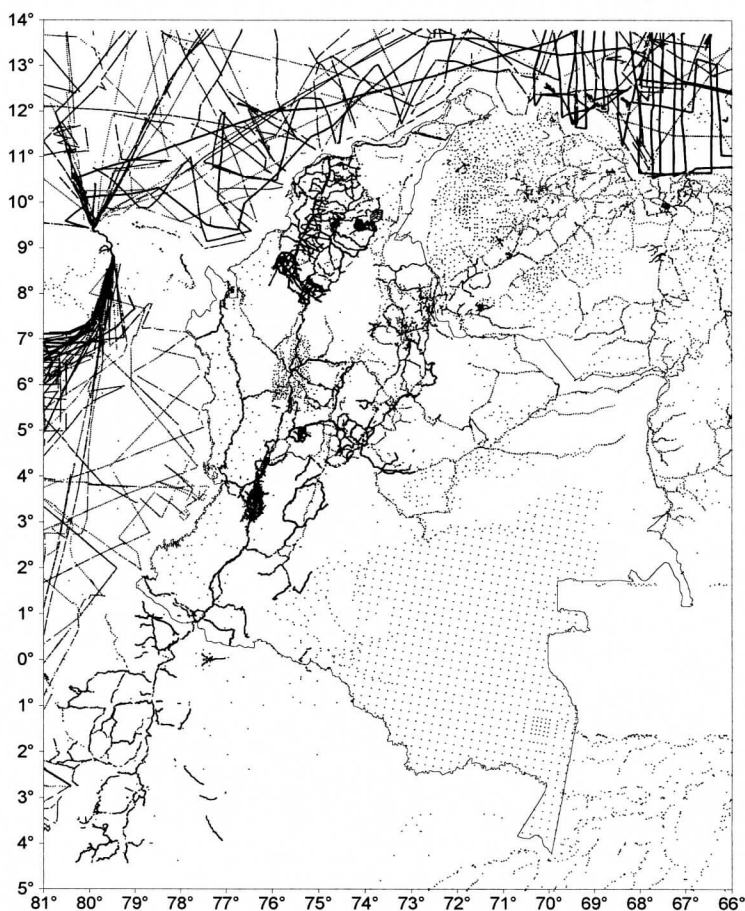


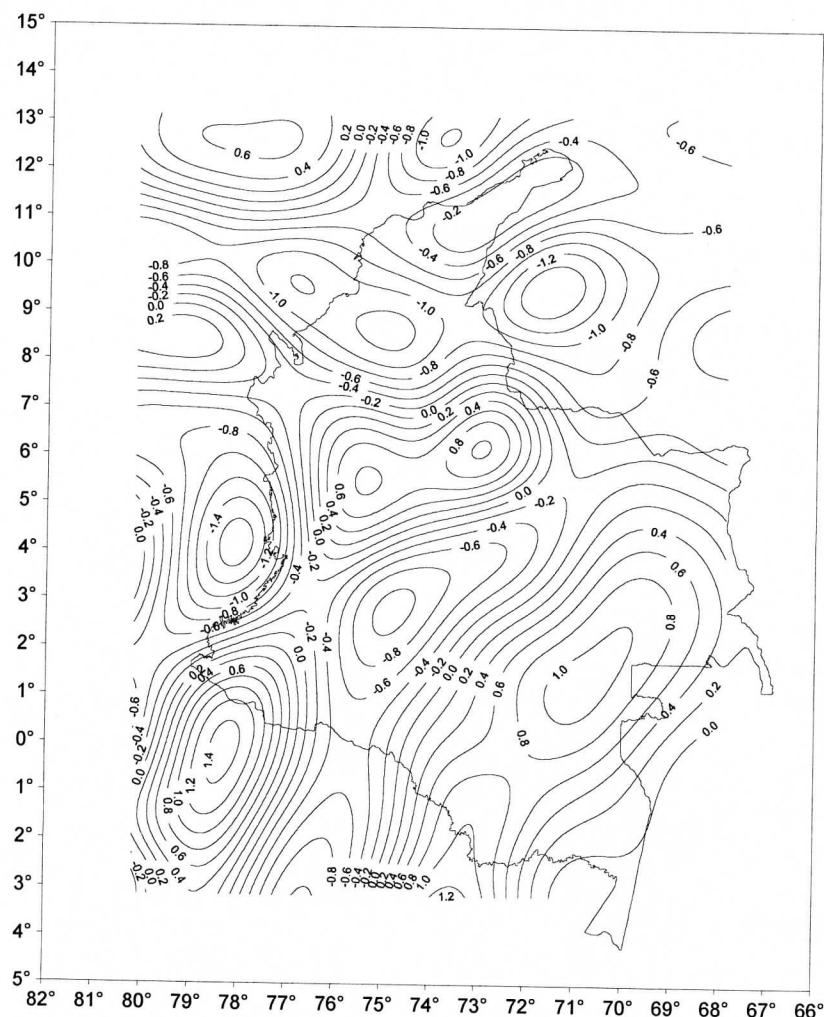
Figura 2. Distribución de la información gravimétrica superficial utilizada en la determinación del geoide en Colombia

El cálculo de la componente geoidal local se hizo mediante la aplicación del modelo de Stokes (Ecuación 19) en tres zonas diferentes de integración (Sánchez, Martínez & Flórez, 1998), cuyos radios fueron establecidos de acuerdo con la expansión del MGG utilizado y la distribución y precisión de los valores superficiales de gravedad (Figura 2)(Forsberg & Featherstone, 1998). Asimismo, el kernel de Stokes ($S(\psi)$) ha sido modificado, en cada una de las zonas, con el propósito de minimizar los errores de aproximación generados por el corte (o truncamiento) de la señal gravimétrica según las áreas de integración (Featherstone & Sideris, 1998). De esta manera, se tiene que:

$$(19) \quad N_2 = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} (\Delta g_{Faye}^c - \Delta g_{EGM96}^{60}) S(\psi) d\sigma$$

donde:

- La zona interna, con $\sigma = 10'$, evalúa el efecto de las anomalías más cercanas mediante la formulación de un polinomio de sexto grado, construido a partir de la combinación de las anomalías individuales (Vaniceck, et. al., 1987)
- La zona media está definida por $\sigma = 1^\circ$, sin considerar el efecto calculado por la zona interna. Las anomalías son evaluadas a través de sus valores medios distribuidos en compartimentos de $10' \times 10'$.
- La zona externa delimitada por $\sigma = 2,5^\circ$, contada a partir del límite externo del área anterior, cuantifica el efecto de valores medios de anomalía distribuidos en compartimentos de $30' \times 30'$.



Una vez establecida la contribución de cada una de las zonas, la ondulación geoidal local (Figura 3) para cada punto de cálculo (grilla de 10'x10') está dada por:

$$(20) \quad N_2 = N_{\text{interna}} + N_{\text{media}} + N_{\text{externa}}$$

Debido a los grandes cambios de altura en el país, generados por la Cordillera de Los Andes, ha sido necesario cuantificar el efecto indirecto, N_3 (Vanicek, et. al., 1987), cuyas magnitudes oscilan entre 1 y 15 cm, coincidiendo las mayores con los rasgos topográficos más prominentes (Figura 4).

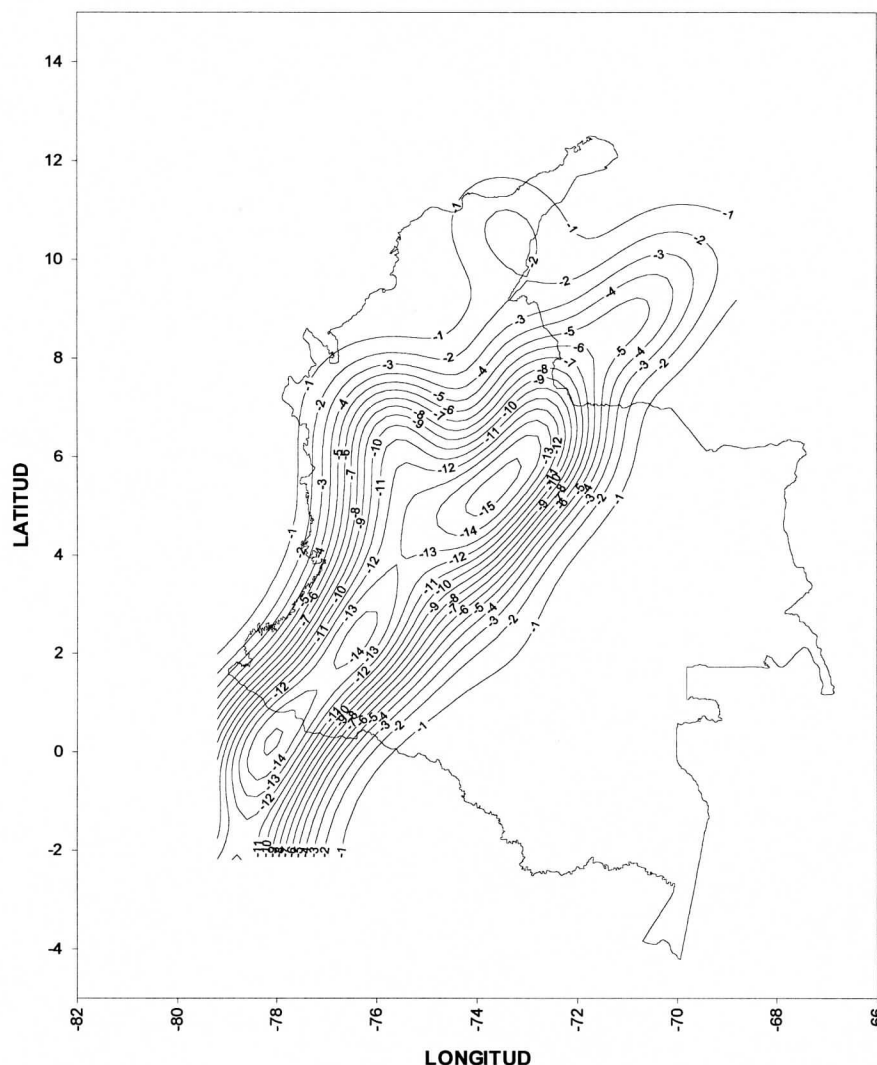


Figura 4. Efecto indirecto en Colombia (Intervalos de nivel: 0,01m)

De esta manera, los valores finales de altura geoidal (Figura 5), resultan de la combinación de las componentes mencionadas:

$$(21) \quad N = N_1 + N_2 + N_3.$$

La precisión de éstas (Figura 6), fue evaluada involucrando los errores tácitos en la formulación de Stokes, la precisión de las anomalías locales de gravedad, la distribución heterogénea de la información gravimétrica terrestre y las imprecisiones de los coeficientes de potencial del modelo EGM96. (Hesikanen & Moritz, 1967; Rapp, 1973, Rapp, 1994). Así, la precisión de la componente global obedece a:

$$(22) \quad \delta^2 N_1 = \frac{R^2}{4\gamma^2} \sum_{n=2}^{60} \frac{8\gamma^2}{(n-1)} \sqrt{\sum_{m=0}^n (C_{n,m}^2 \mu_c^2 + S_{n,m}^2 \mu_s^2)}$$

donde μ_c y μ_s son las desviaciones estándar de los coeficientes $C_{n,m}$ y $S_{n,m}$.

Similarmente, para la parte local, se tiene:

$$(23) \quad \delta^2 N_2 = \left(\frac{R}{4\pi\gamma} \right)^2 \int_{\psi=\psi_{min}}^{\psi_{max}} \mu_{\Delta g} (S(\psi))^2 \sin \psi \, d\psi$$

siendo $\mu_{\Delta g}$ la precisión de las anomalías gravimétricas medias.

4. Modelo geoidal para Colombia

Si bien los valores obtenidos a partir del modelo EGM96 presentan un comportamiento bastante suave (Figura 1), destacándose un lineamiento S40°E que rige la variación de las alturas geoidales en torno a un máximo de +20 m que se prolonga hacia Panamá, por el norte y, hacia Perú y Ecuador por el sur, la componente local permite detallar la influencia gravitacional de la cordillera de Los Andes, refinando las ondulaciones y presentado valores entre 22 y 27m.

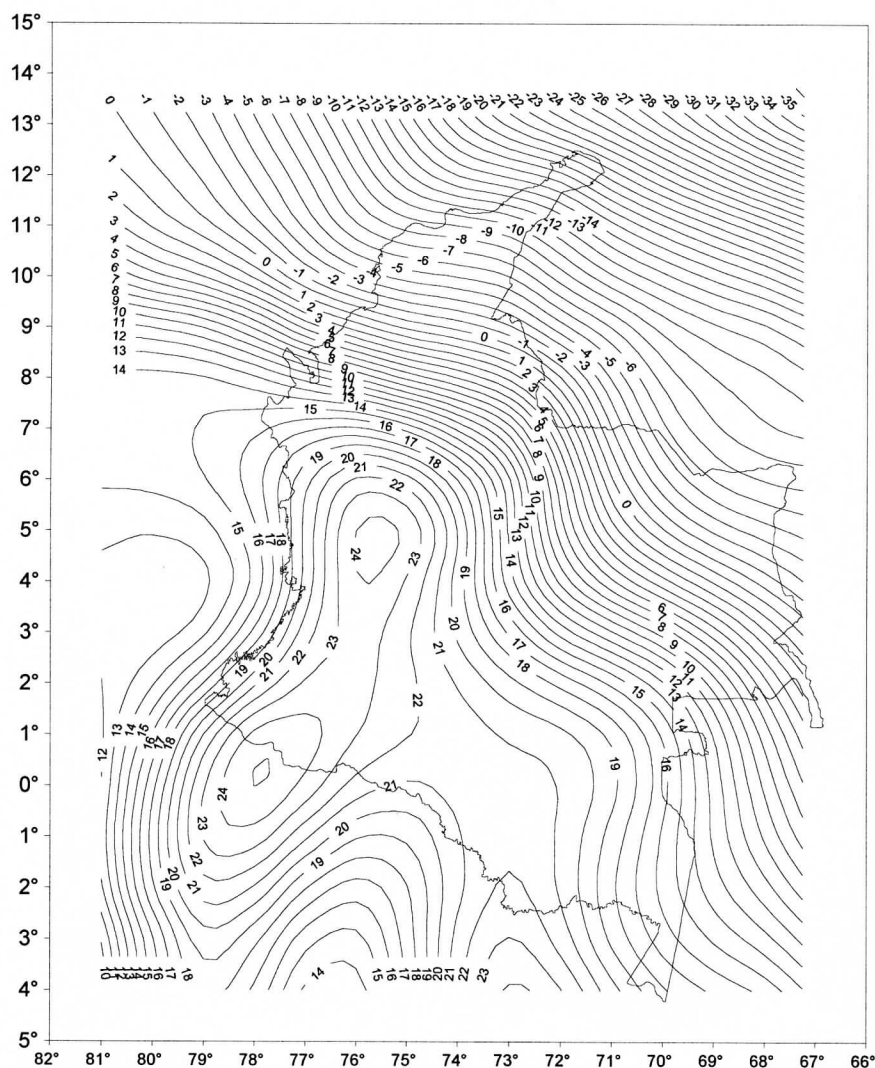


Figura 5. Geoide gravimétrico para Colombia (Intervalos de nivel: 1 m)

Estos valores máximos decaen, en un gradiente casi constante, hacia el norte del país, donde se registran las alturas geoidales más bajas (-25m) presentes en territorio colombiano (12°N, 70°W). Éstas se prolongan sobre el Océano Atlántico, manteniendo sus valores más altos (+13m) sobre el Istmo de Panamá.

Sobre el Océano Pacífico se observa un gradiente bastante menor al presente en el Atlántico. Los valores máximos de esta zona oscilan en torno a +14m. En la Orinoquia, el geoide se comporta como un plano descendente hacia los llanos venezolanos, cuyos valores máximo y mínimo corresponden con +17m y -8m, respectivamente. Dicho plano se convierte en un máximo local sobre la Amazonia colombiana, alcanzando valores de 23m, cuya colaboración fundamental es dada por el modelo EGM96, ya que, la componente local en esta zona solo alcanza los 3m.

La precisión de las ondulaciones obtenidas (Figura 5) está altamente correlacionada con la calidad de las anomalías gravimétricas involucradas en la determinación de la componente local. De allí, que las precisiones más altas ($\pm 0,18\text{m}$) se encuentran sobre la zona Andina, la cual es la mejor controlada a nivel gravimétrico; mientras que, las más bajas ($\pm 0,30\text{m}$) se presentan sobre las regiones de la Amazonia y de la Orinoquia, donde los valores de gravedad han sido registrados por avión, lo que ofrece calidades más bajas.

5. Perspectivas

Colombia presenta una topografía muy variada en relieve y, por tanto, en las alturas sobre el nivel del mar. Esta circunstancia que dificulta el desempeño de los métodos geodésicos clásicos, especialmente el vertical (spirit leveling). Por tal motivo, una de las principales aplicaciones prácticas del modelo geoidal calculado, se basa en la determinación de alturas similares a las niveladas a partir de información GPS, lo que se traduce en la extensión del control vertical hasta áreas poco densificadas como los Llanos Orientales y la zona selvática del país. De acuerdo con esto, paralelamente a la determinación del geoide, se ha diseñado una metodología de nivelación satelital, que permite establecer alturas sobre el nivel medio del mar utilizando las elipsoidales, obtenidas con GPS, y las ondulaciones geoidales calculadas. (Sánchez & Martínez, 1998). Luego de hacer la evaluación sobre, aproximadamente, 50 puntos de nivelación de primer orden distribuidos aleatoriamente sobre el territorio nacional, se encontraron discrepancias, entre las dos cotas, que varían desde 0,05 hasta 0,40 m. Es necesario mencionar que, las alturas niveladas que han sido corregidas por gravedad presentan las menores diferencias entre el valor clásico de altura y el obtenido a través del sistema GPS.

Si bien los resultados hasta ahora obtenidos se ajustan al proceso gravimétrico para la determinación de geoides locales, es necesario involucrar ciertas características geométricas que se obtienen a partir de los levantamientos astrogeodésicos. Para el efecto, actualmente se considera la evaluación de las deflexiones de la vertical (ϵ, η) de las diferentes estaciones de Laplace existentes en Colombia y su comparación con las obtenidas a través de las ecuaciones de Vening-Meinesz, a fin de establecer con mayor precisión la pendiente existente entre las curvas de ondulación geoidal. Adicionalmente, con la intensificación del uso de posicionamiento GPS y su densificación, se espera tener valores de alturas geoidales más acordes con los levantamientos satelitales en el país. Estos dos tipos de datos, aumentados con las ecuaciones de observación del método gravimétrico, permitirán predecir el comportamiento del geoide en Colombia mediante la técnica *Least-squares collocation* (LSC) que es la que ofrece las mínimas desviaciones de los resultados.

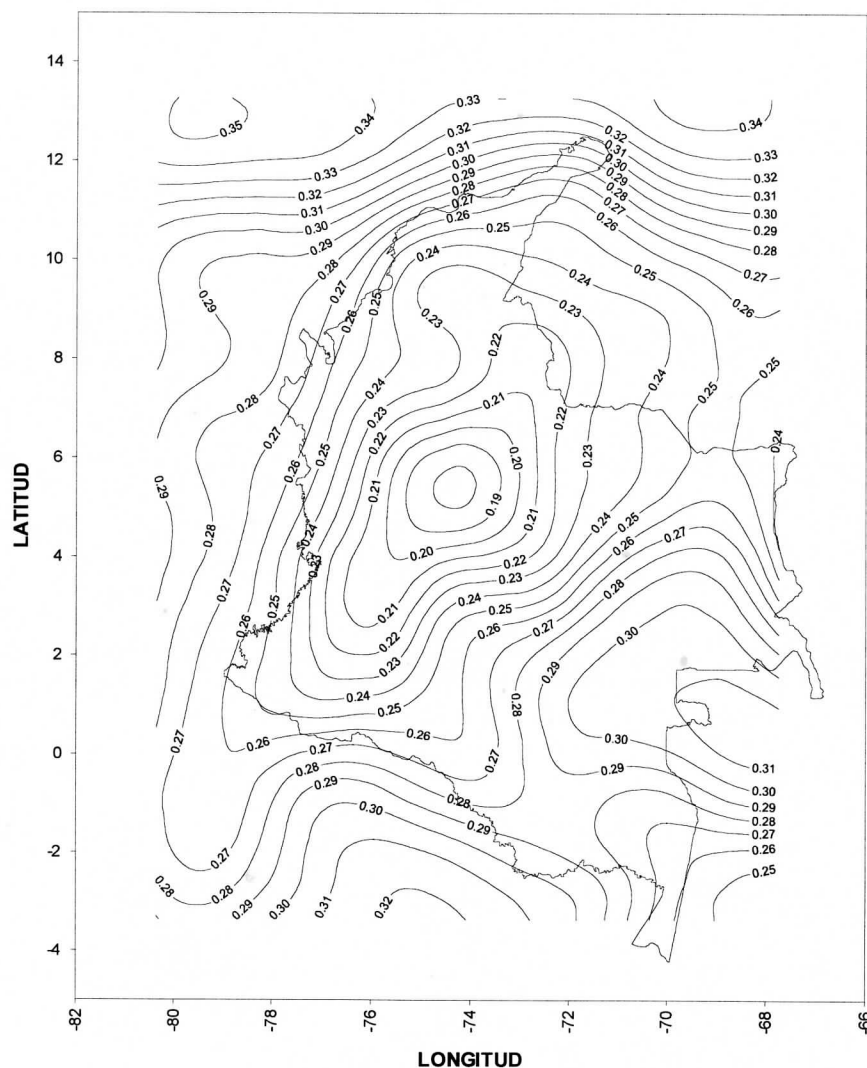


Figura 6. Precisión relativa del geoide gravimétrico para Colombia

Bibliografía

Featherstone, W. & Sideris, M. (1998) *Modified kernels in spectral geoid determination: first results from Western Australia*. IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, September 3-9, 1997. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1998. Pp. 188-193

Forsberg, R. (1997) *Terrain effects in geoid computations: Lecture notes*. Second international school for the determination and use of the Geoid. Rio de Janeiro, September 10 - 16, 1997.

Forsberg, R. & Featherstone, W. (1998) *Geoids and Cap Sizes*. Geodesy on the Move. IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, September 3-9, 1997. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1998. Pp. 194-200.

Heiskanen, W. A. & Moritz, H. *Physical Geodesy*. San Francisco: Freeman, 1967.

Lemoine F.; Kenyon, S.; Factor, J.; Trimmer, R.; Pavlis, N.; Chinn, D.; Cox, C.; Klosko, S.; Luthcke, S.; Torrence, M.; Wang, Y.; Williamson, R.; Pavlis, E.; Rapp, R. & Olson, T. *The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96. (NASA/TP-1998-260861)* Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Center, July 1998.

Moritz, H. (1980) *Geodetic reference system 1980*. Bulletin Geodesique. Vol. 54. No. 3, 1980. Pp. 395-405

Ramírez, R. (1980) *Geodesia Geométrica*. Bogotá: Universidad Distrital, 1980. Pp. 395 - 405.

- Rapp, R. H. (1973) *Accuracy of geoid undulation computations*. Journal of Geophysical Research. Vol. 78, No. 32. Pp. 7589-7595.
- Rapp, R. H. (1994) *The use of potential coefficient models in computing geoid undulations*. Prepared for the International School for the determination and use of the Geoid. Milano, Italy. October, 1994.
- Rapp, R. H. (1996) *Global models for the 1 cm geoid. Present status and near term prospects*. Prepared for the International summer school of Theoretical Geodesy. Como, Italy. May 26 to June 7, 1996.
- Sánchez, L. & Martínez, W. (1998) *Guía metodológica para la obtención de alturas sobre el nivel del mar utilizando el Sistema GPS*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi: División de Geodesia. Santafé de Bogotá, D. C.: IGAC, 1998.
- Sánchez, L.; Martínez, W. & Flórez, J. (1997) *Proyecto Modelo Geoidal para Colombia: Avances (Componente Global)*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi: División de Geodesia. Santafé de Bogotá, D. C.: IGAC, 1997.
- Sánchez, L.; Martínez, W. & Flórez, J. (1998) *Proyecto Modelo Geoidal para Colombia: Avances (Componente Local)*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi: División de Geodesia. Santafé de Bogotá, D. C.: IGAC, 1998.
- Sánchez, L.; Martínez, W.; Flórez, J.; Obando, G. & Esquivel, H. (1998) *Mapa Gravimétrico de Colombia*. Convenio: IGAC - INGEOMINAS. Santafé de Bogotá, D. C.: D'vinni, 1998.
- International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG, 1981). *Memorandum for Record Subject: Geodetic reference system 1980*. 14 April 1981.
- Vaníček, P.; Kleusberg, A.; Chang, G.; Fashir, H.; Christou, N.; Hofman, M.; Kling, T. & Arsenault, T. (1987) *The Canadian Geoid*. University of New Brunswick, Technical Report No. 129. New Brunswick, December 1987.
- Wichiencharoen, C (1982). *Fortran programs for computing geoid undulations from potential coefficients and gravity anomalies*. Internal Report, Department of Geodetic Science Surveying, Ohio State University, 1982.

Avances en la determinación de un geoide de precisión para Uruguay

Walter Humberto Subiza Piña¹

Universidade Federal do Paraná- Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas
Centro Politécnico - Bloco VI, Caixa Postal 19011, Curitiba, Paraná, Brasil
Email:whsubiza@geoc.ufpr.br

Resumen: El uso de las técnicas de posicionamiento por satélite, como el GPS y la necesidad de intercambio de datos geodésicos en un marco global, vienen haciendo imprescindible el cálculo de modelos geoidales regionales o locales, cuando se desea aprovechar al máximo las capacidades de este tipo de equipamientos. Esto es más evidente desde que los modelos geopotenciales globales (aún aquellos de ultra alto grado y orden) no alcanzaron una precisión adecuada a esas necesidades. La participación en la Segunda Escuela Internacional del Geoide en Rio de Janeiro, Brasil, en 1997, y la actualización a partir de la Tercera Escuela en Milán, Italia en Febrero de 1999, ambas patrocinadas por el Servicio Internacional del Geoide (IGS), permitió adquirir la capacitación y los programas necesarios para la determinación de un geoide de precisión para Uruguay. Se detallan los avances en la determinación de este geoide de precisión, en las áreas de modelos geopotenciales, gravimetría y modelo topográfico del terreno, esperando alcanzar el nuevo milenio con un nuevo modelo geoidal de precisión para Uruguay.

Abstract²: The use of satellite positioning techniques as GPS and the global exchange of geodetic data, is leading to calculate local or regional geoids, when the complete capabilities of the system is desired. This is more needed since global geopotential models (even those of ultra high degree and order), did not reach the adequate geodetic precision yet. The participation in the Second International School for the Determination and use of the Geoid, Rio de Janeiro, Brasil, 1997, updated by the Third one in Milan, Italy, February 1999, both sponsored by the International Geoid Service (IGS), allowed to get the knowledge and programs needed, in order to calculate an accurate local geoid for Uruguay. In this report a brief review is given, showing efforts made in areas as geopotentials models, gravimetry and digital terrain models aiming to reach next milenium with a new accurate geoidal model for Uruguay.

1. Introducción

El uso de los posicionadores por satélite ha tenido un impacto revolucionario en la Geodesia. El disponer de una red de puntos precisos en el espacio, en todo tiempo, lugar y condición meteorológica, ha permitido entre otras aplicaciones, la unificación de sistemas de referencia y el intercambio de datos geodésicos compatibles a nivel internacional. La tendencia de integración de sistemas geodésicos nacionales en geocéntricos, es creciente y continua. El lado frágil es todavía, la transformación de las altitudes obtenidas por receptores satelitales, en una altitud con significado físico y la definición de un datum vertical global y único. Aunque la opción más clara es la adopción de un modelo geopotencial global, éstos no tienen hoy la precisión necesaria para servir de referencia. La solución está en el cálculo de modelos geoidales regionales, basados en la combinación de un modelo geopotencial adecuado, anomalías de gravedad e información topográfica, por ejemplo usando técnicas de "remove-restore" y Transformada Rápida de Fourier en mallas de datos [Sideris, 1994].

En Uruguay, el comienzo del uso sistemático de receptores GPS en 1993 en densificación topográfica, hizo notar la necesidad de contar con un modelo geoidal local, que atendiese principalmente la transformación de altitudes. En 1994 es calculado un modelo geoidal,

¹ Anterior Jefe de la División Geodesia del Servicio Geográfico Militar de Uruguay.

² Complete English version of the paper can be request trough author's email.

denominado de GeoidUru 1994, basado en el modelo geopotencial GEMT-2 hasta el grado 36 y la combinación de éste con 924 anomalías gravimétricas de la Red Fundamental de Gravimetría [Bitzkow & all 1994]. El modelo comenzó a ser usado en forma práctica, notándose algunas diferencias entre las observaciones GPS y la red altimétrica, principalmente en la zona este del país. Luego del ajuste de la red gravimétrica en 1995, que incluía nuevos datos gravimétricos [Timmen & all, 1997] y habiendo acabado la cartografía nacional escala 1/50.000, fue decidido en 1997 comenzar un proyecto para el cálculo de un modelo geoidal, adecuado para Uruguay . Tres necesidades diferentes fueron detectadas:

- a) capacitación de personal y la adquisición y/o desarrollo de programas
- b) creación de un banco de datos altimétricos y asimismo,
- c) creación de un banco de datos gravimétricos

Un paso importante en la cartografía uruguaya fue el ajuste de la Red Geodésica en el Sistema SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur) [SIRGAS, 1997], efectuado en 1997 , lo que permitió transformar el sistema geodésico local en geocéntrico [Subiza & all, 1998].

El presente trabajo informa sobre el estado del proyecto URUGeoid 2000, principalmente en las tres áreas actuales de trabajo: datos topográficos, modelos geopotenciales y datos gravimétricos.

2. Metodología

El problema de valor de contorno en geodesia física, es la determinación del geoide, o sea determinar un potencial armónico fuera de las masas terrestres, dadas las anomalías gravimétricas en toda la superficie geoidal. Se parte del supuesto de que no existen masas fuera del geoide y éste incluye todas las masas terrestres. Matemáticamente el problema se plantea en cómo hallar el potencial perturbador T , que satisface la ecuación de Laplace (o sea $\Delta T = 0$), cumpliendo además la condición de contorno (en una aproximación esférica):

$$\frac{\partial T}{\partial r} + \frac{2}{r}T + \Delta g = 0, \quad (1)$$

siendo r la distancia geocéntrica y Δg las anomalías gravimétricas.

La solución del problema, si se disponen de las anomalías gravimétricas, está dada por la fórmula de Stokes:

$$T = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma, \quad (2)$$

siendo en este caso, R el radio medio terrestre y $S(\psi)$ la denominada Función de Stokes, que depende sólo de la distancia esférica entre el punto que está siendo calculado y las anomalías gravimétricas. Si se elige un elipsoide de referencia, cuyo potencial normal sea el mismo potencial en el geoide, se puede relacionar este potencial con la ondulación geoidal N por medio de la ecuación de Bruns (donde γ es la gravedad normal en el elipsoide):

$$N = \frac{T}{\gamma} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma. \quad (3)$$

La aplicación de la ecuación de Bruns para obtener las ondulaciones geoidales, es posible sólo en áreas limitadas, debido a la necesidad de poseer anomalías gravimétricas adecuadamente distribuidas en toda la Tierra. Por otra parte la integral es discretizada y los sumatorios correspondientes, se hacen sobre conjuntos de datos también discretos. Esto ocasiona que tanto las longitudes de onda mayores del campo gravitacional, como las menores, estén ausentes en los resultados y deben buscarse otras fuentes para incluirlas. Las longitudes mayores (decenas de metros), son proporcionadas por un modelo geopotencial adecuado, mientras las menores (decímetros) son calculadas a través de un modelo digital de terreno de alta resolución, por ejemplo en cuadrículas de 1 o 2 km.

El cálculo de un modelo geoidal, combinando un modelo geopotencial, anomalías medias y altitudes medias en la técnica de "remove-restore" está basado en las siguientes fórmulas:

$$\Delta g = \Delta g_{AL} - \Delta_{GM} - \Delta_H, \quad (4)$$

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g} + N_H. \quad (5)$$

Previamente al cálculo del geoid, fueron retiradas ("remove") de las anomalías las contribuciones del modelo geopotencial y de la topografía y luego restauradas ("restore") en la ondulación geoidal. Prácticamente, la solución se da en términos de técnicas de integración, hasta una distancia compatible con el modelo geopotencial que está siendo usado, o a través del uso de la Transformada Rápida de Fourier (TRF) en la evaluación de integrales de convolución, aprovechando el espectro de las anomalías de gravedad y de las altitudes almacenadas en bancos de datos en forma de cuadrículas o mallas. Una variada gama de programas proporcionados por las Escuelas del Geoid, permiten el cálculo de modelos geoidales, por técnicas de integración o TRF (FFTGEOID, GEOCOL, SPFOUR, STOKES o TC y TCFOUR para datos topográficos), así como la creación, interpolación y manejo de bancos de datos. El área definida para la determinación del modelo geoidal local, es el territorio de Uruguay, situado entre las longitudes 301.5° y 307° y las latitudes -30° y -35°.

3. Datos topográficos

El sistema geodésico de referencia de la cartografía uruguaya es denominado ROUUSAMS, con base en el Elipsoide Internacional de Hayford de 1930 y con Datum en el vértice I-Yacaré. El sistema de coordenadas planas consiste en una modificación de la proyección Gauss-Kruger, con meridiano central en 304° 12' y 3° de extensión lateral.

En este sistema de referencia, fueron leídas en cartas escala 1/50.000, las altitudes medias en cuadrículas de 2 km x 2 km (aproximadamente 1' x 1'), en todo el territorio nacional. La Figura 1 presenta el relieve del país a partir del banco de datos generado, siendo la máxima altura media de 420 m.

Las altitudes están referidas al datum vertical Montevideo 1948.0, el cual puede presentar por su régimen mixto de aguas una diferencia sistemática de aproximadamente + 0,30 m, con un geoid global. El área de Uruguay cubre en latitud y longitud unos 540 km x 450 km, habiéndose realizado casi 70.000 lecturas de altitudes medias. Unos 1.300 puntos batimétricos del Río de la Plata y del Océano Atlántico, fueron agregados posteriormente. Las coordenadas planas de cada altura media fueron transformadas a coordenadas geográficas en el sistema WGS84, usando los siguientes parámetros de traslación de ejes coordenados: $\Delta X = -153,10$ m, $\Delta Y = +160,10$ m y $\Delta Z = +44,52$ m.

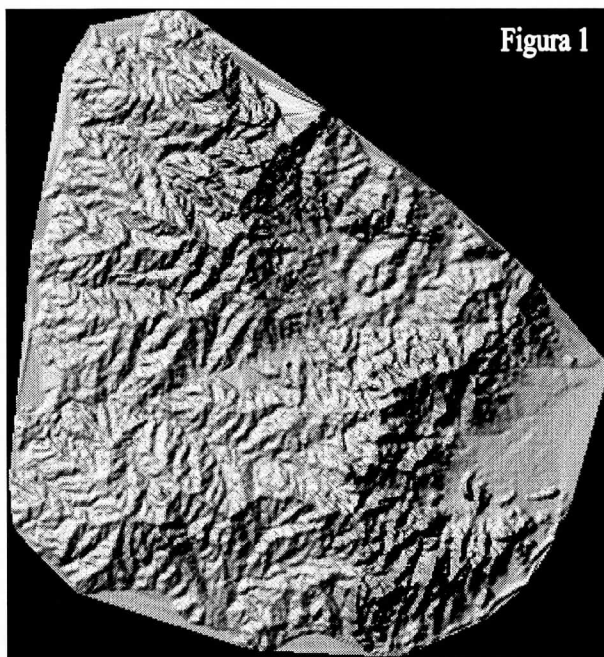


Figura 1

La siguiente Tabla 1, presenta las estadísticas del banco de elevaciones medias creado, discriminando los datos topográficos y batimétricos que se poseen, expresados en metros:

Estadística	Topografía	Batimetría	Total
Media	+ 71,74	-77,76	-3,01
Desvío Estándar	75,11	251,16	-
Máximo	425	-0,1	425
Mínimo	0	-2300	-2300
No. registros	68272	1375	69647

Tabla 1. Estadísticas del banco de datos de elevaciones medias.

Se dispone también de dos modelos digitales de topografía global, denominados GTM3A y GRM3A (basados en el modelo topográfico global ETOPO5), desarrollados en serie de armónicos esféricos al grado de 1800 por el Dr. Georg Wenzel, Universidad de Hannover, Alemania [Wenzel, 1998b], así como del modelo global GTOPO30, con una resolución espacial de 1 km x 1km.. Con estos modelos se pretende en el correr del año, crear mallas de interpolación de menor resolución, principalmente para cálculos de correcciones de terreno en zonas contiguas al territorio uruguayo. El área definida para considerar los efectos de terreno, es aproximadamente 3° mayor en cada lado que la correspondiente al modelo geoidal, situándose entre las longitudes 298° y 310° y las longitudes y -27 ° y °-38°.

4. El modelo geopotencial

La selección de un modelo geopotencial adecuado, es una etapa importante del proceso del cálculo de un geoide. El modelo tiene que tener una adecuada precisión absoluta y relativa, ya que será usado para determinar las longitudes de onda mayores de la ondulación geoidal, así como en el proceso de modificar las anomalías para su uso en la integral de Stokes. Una primera comparación, fue hecha en 1998, entre los modelos OSU91A y EGM96 con el modelo geoidal GeoidUru 1994, usando 12 estaciones GPS observadas sobre puntos de altitud ortométrica conocidas. La ecuación que proporciona la ondulación observada GPS, N_{GPS} es:

$$N_{GPS} \approx h - H, \quad (6)$$

siendo h la altitud geométrica o elipsoidal y H la altitud ortométrica. La diferencia con la ondulación geoidal obtenida de un modelo geopotencial, N_{GEOP} está dada por:

$$DN = N_{GPS} - N_{GEOP} \quad (7)$$

De la comparación hecha en esa época fue concluido que el modelo EGM96 era el que mejor se adaptaba a los datos de control, mostrando residuos en el entorno de ± 1 m y sería adecuado para el cálculo del geoide en Uruguay [Subiza, 1998]. El mismo es hasta el presente, el que ha sido calculado mas rigurosamente en cuanto a la combinación de los datos satelitales y gravimétricos, siendo además por su sistema de referencia el que aparece como la mejor base para el cálculo geoidal en Uruguay.

En el correr del año 1998 nuevas campañas GPS permitieron disponer de más datos y paralelamente nuevos modelos geopotenciales fueron calculados. Como los modelos han ido mejorando con el correr del tiempo, no solamente en el grado y orden que alcanzan, sino en la precisión de sus coeficientes, parece natural escoger otra opción al EGM96 entre los últimos calculados. El conjunto de datos de control en esta nueva evaluación, hecha en marzo de 1999, incluyó:

Datos de control:

- * Archivo con 25 estaciones GPS en forma absoluta, y
- * Archivo con 26 datos relativos, o sea desniveles ortométricos y elipsoidales entre dos estaciones GPS.

Modelos evaluados:

- EGM96 [Lemoine & all, 1998], completo hasta el grado de 360;
- GFZ97A [Gruber & all, 1997], completo hasta el grado de 359;
- GPM98AR [Wenzel, 1998], originalmente calculado hasta el grado de 1800, fue usado completo hasta el grado de 720 y
- GPM98CR [Wenzel, 1998], semejante al GPM98AR.

El total de datos a pesar de no ser una cantidad estadísticamente alta, representa en distribución y tamaño del país, un indicador valioso del comportamiento de los modelos reconociéndose que

podrían ser efectuados mas comparaciones, principalmente con otros parámetros del campo físico, como por ejemplo, anomalías gravimétricas Aire Libre.

La evaluación absoluta fue hecha con la ecuación (2) ya presentada, mientras que la comparación con el archivo de datos relativos, fue hecha con la ecuación:

$$\Delta DN = \Delta N_{GPS} - \Delta N_{GEOP} = (h_2 - h_1) - (H_2 - H_1) - (N_{GEOP}^2 - N_{GEOP}^1). \quad (8)$$

Para generar las ondulaciones geoidales, se usaron los programas F477G.for (autor: Richard Rapp), y el programa GEOGPS.for (autor: Georg Wenzel), proporcionados por las Escuelas del Geoide, realizadas en Rio de Janeiro, Brasil en 1997 y Milán, Italia en 1999. Ambos programas debieron ser ligeramente modificados en sus archivos de entrada, así como en la inclusión del sistema de referencia WGS84 para los cálculos. El modelo geopotencial EGM96 fue proporcionado por la Segunda Escuela del Geoide, ya mencionada y el resto de los modelos por los propios autores. De la comparación absoluta y relativa hecha [Subiza, 1999], se concluyó que los modelos GFZ97A y GPM98CR (para modelos hasta 360 y mas de 360 grados respectivamente), tenían una adaptación levemente mejor a los datos de control. La diferencia relativa entre los modelos y los datos de control fue relacionada con las distancias entre estaciones y se presenta en los siguientes gráficos 1 a 4, en forma de error relativo por km, en unidades por mil (PPM, 0,01 PPM= 1 cm). La posición y pendiente de la curva logarítmica representativa, su ecuación y la distribución de los datos presentada en estos gráficos, muestra en parte las conclusiones a que se arribó en dicha comparación.

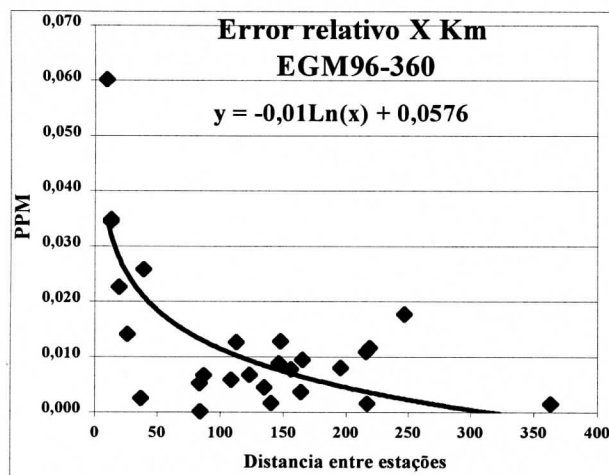


Gráfico 1. Modelo EGM

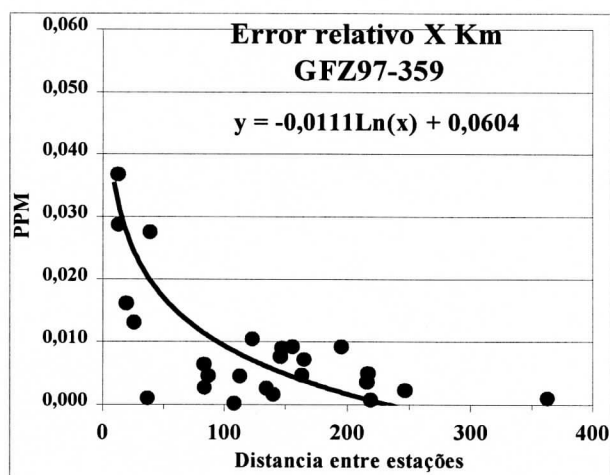


Gráfico 2. Modelo GFZ97A

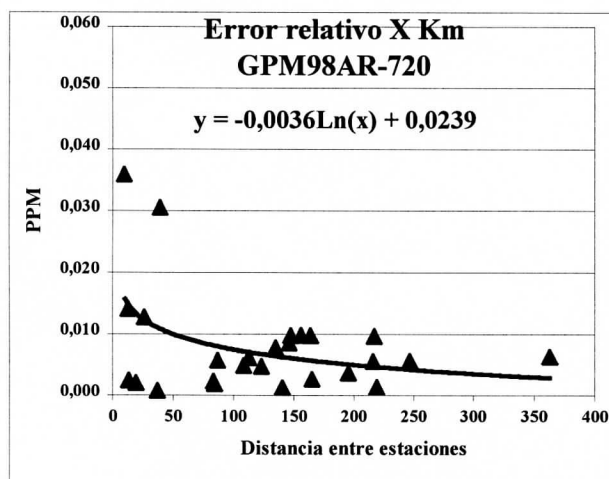


Gráfico 3. Modelo GPM98AR

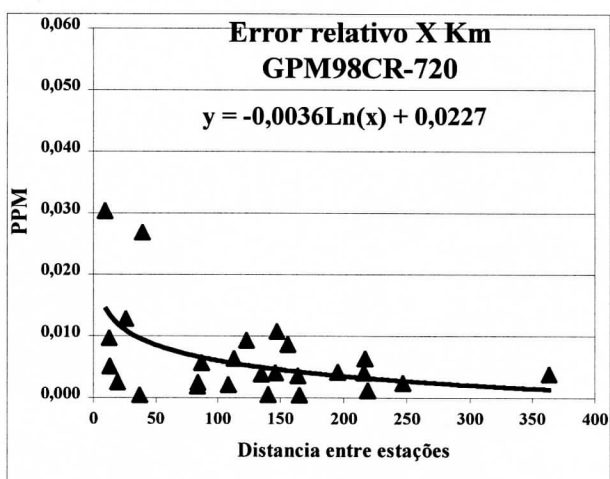
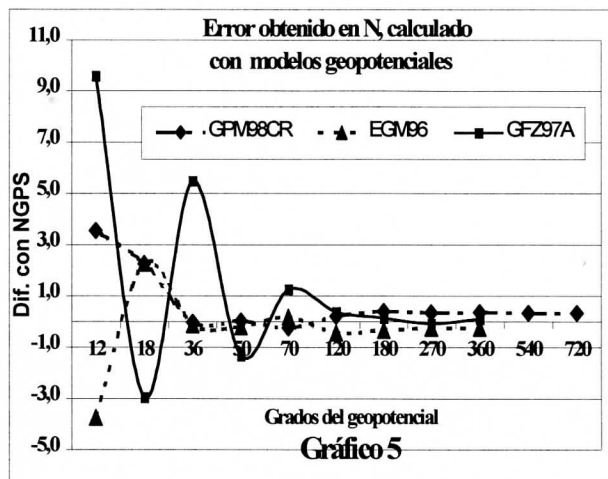


Gráfico 4. Modelo GPM98CR

Asimismo a efectos de determinar la precisión de los coeficientes y determinar el grado de truncamiento del modelo escogido, fue generada la ondulación geoidal en diferentes grados y comparados con los datos de control.

El siguiente gráfico 5 presenta los resultados. Analizando el gráfico, puede concluirse que todos los modelos se estabilizan en las cercanías de los grados para los cuales fue calculada la solución exclusivamente satelital (70 grados para EGM96 y GPM98CR, 100 grados para GFZ97A), pareciendo entonces, a partir de esos grados, como opción válida para truncar el modelo escogido.



Fue concluido del estudio mencionado anteriormente, la viabilidad de usar los modelos geopotenciales GPM98CR o GFZ97A adicionalmente al EGM96, como base para el cálculo de un modelo geoidal para Uruguay.

5. Los datos gravimétricos

5.1 Histórico

Las primeras mediciones gravimétricas de precisión en Uruguay, fueron hechas en 1962, efectuándose un enlace relativo entre la estación absoluta "Miguelete" en Buenos Aires, Argentina y una estación en el aeropuerto de Carrasco, cercano a la capital uruguaya de Montevideo. El enlace aéreo y marítimo con gravímetros termostatizados Worden, permitió obtener un valor gravimétrico confiable en la nueva estación "Aeropuerto Carrasco". Entre 1967 y 1968, el Servicio Geográfico Militar (SGM) uruguayo comienza los levantamientos gravimétricos sistemáticos, con el fin de establecer una red nacional, homogénea y de precisión. Se efectúa un nuevo enlace relativo entre Miguelete y Carrasco, ahora con gravímetro Lacoste & Romberg, definiéndose en éste último el punto que sería el Datum gravimétrico nacional. La denominada entonces "Red Gravimétrica Fundamental", consistió de 25 polígonos cerrados con un total de 924 estaciones, ubicadas a lo largo de las principales rutas del país y al mismo tiempo, a caballo de las líneas de nivelación ortométrica de alta precisión. La red fue ajustada en 1971 por método paramétrico y los valores de las estaciones, de uso público, fueron publicados en 1970. Fueron editadas al mismo tiempo, cartas isoanómalas de reducciones de Aire Libre y Bouguer [SGM, 1973]. En 1984 comienza la densificación de la red con gravímetros Lacoste & Romberg, visando establecer al menos una estación cada diez km en todo el territorio nacional. La densificación finalizó en 1988, totalizando mas de 2300 estaciones establecidas. Nuevos enlaces internacionales relativos, usando varios gravímetros Lacoste & Romberg fueron hechos con Argentina y Brasil entre 1987 y 1991, involucrando diversas instituciones oficiales y universidades de ambos países. Finalmente tres estaciones de gravimetría absoluta fueron determinadas al norte, oeste y sur del país, en un trabajo conjunto del SGM con la Universidad de Hannover (IfE), Alemania. El gravímetro usado fue el JILAG-3 y el desvío estándar de los valores ajustado de gravedad de las estaciones, varió entre $\pm 0,01 \mu\text{m s}^{-2}$ y $\pm 0,06 \mu\text{m s}^{-2}$.

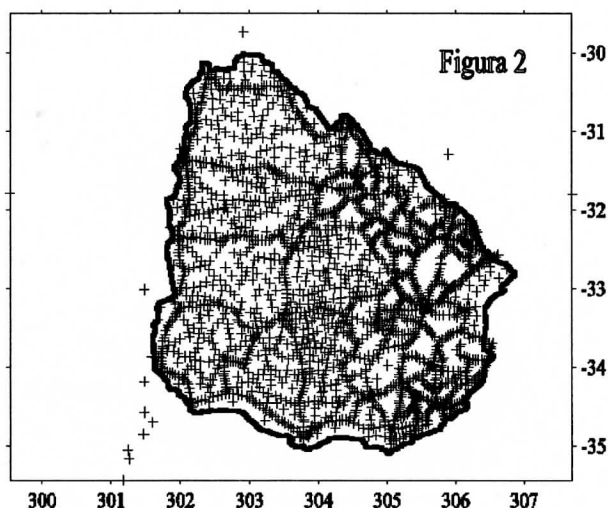
5.2. Ajuste de la Red Gravimétrica Nacional

Analizando el conjunto de nuevos datos obtenidos fue decidido realizar un nuevo ajuste de la totalidad de la red. Con la colaboración de IfE, en 1995 fue realizado un ajuste simultáneo, incluyendo la información gravimétrica relativa y absoluta. Ninguna estación fue fijada y cada tipo de observación entró con su propio peso, siendo para las observaciones relativas de $\pm 0,50 \text{ ms}^{-2} \mu$ y las absolutas $\pm 0,08 \mu\text{m s}^{-2}$. Del ajuste fueron eliminadas 15 observaciones, correspondientes a un

0,3% del total, por causa de errores groseros. La siguiente Tabla 2 y Figura 2, resumen los datos del ajuste [Timmen & all, 1997] y su distribución geográfica:

No. de estaciones absolutas	4
No.de estaciones relativas	2376
Gravímetros absolutos y relativos	1 y 8
Diferencias de gravedad observadas	5447
Incógnitas	2384

Tabla 2. Detalles del ajuste de la red gravimétrica



El desvío estándar medio luego del ajuste fue para las estaciones relativas de $\pm 0,26 \mu\text{ms}^{-2}$, variando entre $\pm 0,02$ y $\pm 0,56 \mu\text{ms}^{-2}$, lo que demuestra la buena calidad de la red, medida en dos períodos diferentes con un lapso de más de 20 años.

Como subproducto del ajuste fue definida una línea de calibración de gravímetros, de unos 500 km de extensión en el sentido norte-sur comprendiendo 7 estaciones con desvíos estándar cada una de entre $\pm 0,07$ y $\pm 0,14 \mu\text{ms}^{-2}$.

Teniendo las estaciones ajustadas, fue creado el Banco de Datos Gravimétricos Nacional. En el que se incluyeron, entre otros, los siguientes datos de cada estación:

Número de estación, Coordenadas geográficas (WGS84) y altitud, gravedad observada, gravedad teórica (sistema GRS80), anomalía de Aire Libre, anomalía de Bouguer, así como también indicadores de precisión de cada uno de estos valores.

Este banco de datos fue transformado en 1998 con el fin de calcular el geoide local uruguayo, calculándose las anomalías Aire Libre y Bouguer con el sistema geodésico de referencia WGS84. Las estadísticas de las anomalías generadas son:

Estadística/Anomalía	Aire Libre (mgals)	Bouguer (mgals)
Media	21,650	8,07
Desvío Estándar	12,87	13,21
Mínima	-15,42	-28,09
Máxima	99,77	99,07

Tabla 3. Estadísticas de los datos gravimétricos uruguayos

5.3 Otras fuentes de datos

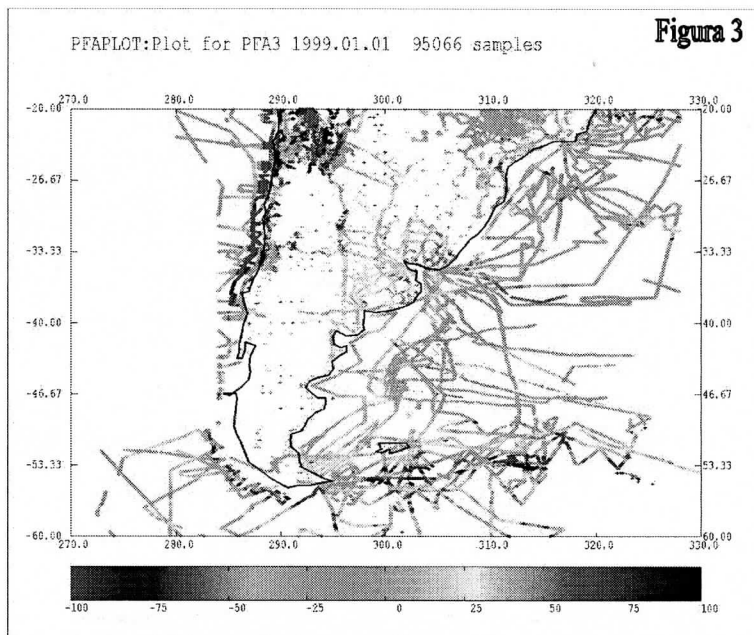
En el cálculo de un geoide regional, se debe disponer de datos en áreas vecinas al área de interés. Por este motivo es muy importante, en el caso de un país, la colaboración e intercambio de datos gravimétricos. Uruguay ha participado activamente en campañas internacionales de vinculación, así como ha puesto a disposición de las instituciones de investigación los datos que colecta, publicándolos periódicamente. El área definida para tener en cuenta los datos gravimétricos es de aproximadamente 1° mayor que la correspondiente al modelo geoidal, estando situada entre las longitudes 300° y 308° y las latitudes -29° y -36° .

En esta etapa se dispone del apoyo de la Sub-Comisión del Geoide para América del Sur (SCGSA), organismo de la Asociación Internacional de Geodesia y en la cual el país tiene un representante. Dicha comisión dispone de los datos gravimétricos necesarios, no solamente de los países vecinos, sino también del área marítima del Océano Atlántico, funcionando en la base del

libre intercambio de información. Efectuado un relevamiento primario de la disponibilidad de datos, se ha detectado que en la zona este y noreste del país (estado de Rio Grande del Sur en Brasil), la densidad de datos gravimétricos es pobre, lo que puede imponer algún límite en la precisión obtenible del geoide en esas proximidades.

Otra fuente valiosa de datos es la Universidad de Hannover, a través del Dr. Georg Wenzel, quien proporcionó un banco de datos públicos con 95.066 estaciones gravimétricas, entre las latitudes -20° y -60° y las longitudes 270° y 330° , la que será usada junto con los datos anteriores.

Los datos de este banco han sido tomados del Bureau Gravimetrique International, así como otras fuentes particulares del autor, mostrándose en la siguiente Figura 3.



Referente a los datos de gravedad, los pasos a cumplir este año son:

- Determinación del intervalo de espaciamiento de los datos (entre 10' y 20');
- Compatibilizar la anomalías de países vecinos al sistema altimétrico de referencia uruguayo y
- Cálculo de las anomalías medias en el espaciamiento determinado y formación de las cuadrículas de anomalías medias.

6. Conclusiones

Han sido revisados los avances del proyecto URUGeoide 2000.

Los datos del modelo geopotencial, gravimétricos y topográficos necesarios para el cálculo de un modelo geoidal de precisión, ya están disponibles y en el correr del año se espera formatear los mismos en forma adecuada.

Los programas y modelos disponibles permiten una variada combinación de técnicas y datos que serán investigados y comparados en el momento del cálculo.

Se espera concluir en breve tiempo la determinación del modelo geoidal de precisión para Uruguay, basado en la técnica de remove-restore y usando varios modelos geopotenciales como base (EGM96 y GPM98CR, este último hasta los grados de 540 y 720, por ejemplo), a efectos de su evaluación con el conjunto de datos de control.

7. Agradecimientos

Diversas instituciones y personas están colaborando desinteresadamente en este proyecto, especialmente deben destacarse los aportes de los profesores de las Escuela del Geoide, Niklos Paylis, Michael Sideris y George Wenzel, así como las valiosas sugerencias del revisor del artículo.

8. Referencias

BLITZKOW, D., CINTRA, J.P., SERVICIO GEOGRÁFICO MILITAR, 1994, La determinación de alturas geoidales en el Uruguay. Resultados presentes y perspectivas futuras. Informe Interno SGM/USP.

GRUBER, TH., BODE, A., REIGBER, CH., SCHWINTZER, P., 1997, D-PAF Earth Gravity Models based on ERS. Proceedings of the 3rd. Symposium on Space at the service of our Environment, Florence, Italy.

LEMOINE, F. G., KENYON, S. C., FACTOR, J. K., TRIMMER, R. G., PAVLIS, N. K., CHINN, D. S., COX S. M., LUTHCKE S. B., TORRENCE, M. H. , WANG, Y. M., WILLIAMSON, R. G., PAVLIS, E. C., RAPP, R. H., OLSON, T. R., 1998, The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. NASA/TP-1998-206861.

TIMMEN, L., TORGE, W., SUBIZA, W., 1997, The Gravimetric Network of Uruguay, Bulletin D'Information do Bureau Gravimétrique International, No. 80.

SERVICIO GEOGRÁFICO MILITAR, 1973, Red Gravimétrica Fundamental-Resumen de Valores, Montevideo, Uruguay.

SIDERIS, M.G., Geoid determination by FFT techniques in: Lectures Notes of the International School for the Determination and Use of the Geoid, International Geoid Service, Milán, 1994.

SIRGAS, Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur, 1997, Informe de los Grupos de Trabajo I y II, publicado por la Diretoria de Geociências del Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE, Brasil.

SUBIZA, W., PERÉZ RODINO R., BARBATO F., ALVES COSTA, SONIA M, 1998, The Redefinition of the Geodetic Reference System of Uruguay into SIRGAS Frame, Advances in Positioning and References Frame, International Association of Geodesy Symposia, Volumen 118,.

SUBIZA W., TORGE W., TIMMEN L., 1998, The National Gravimetric Network of Uruguay Geodesy on the Move. Gravity, Geoid, Geodynamics and Antarctic, International Association of Geodesy Symposia, Volume 119.

SUBIZA, W., 1998, O Geóide Gravimétrico em Uruguai. Pesquisas preliminares. Seminário presentado en el Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, Brasil.

SUBIZA, W., 1999, A avaliação de modelos geopotenciais para modelagem do geóide local. Pesquisas preliminares para Uruguay. Seminario II de calificación a ser presentado en el Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Universidade Federal do Paraná, Brasil.

WENZEL, G., 1998, Ultra High Degree Geopotential Models GPM98A, B and C to degree 1800. Preprint to be submitted to Bulletin of International Geoid Service.

WENZEL, G., 1999a, Globals Models of the Gravity Field of High and Ultra-High resolution. Preprint to be submitted to Bulletin of International Geoid Service.

WENZEL, G. 1999b, Ultra high degree spherical harmonic models of the Earth's topography, rock equivalent topography and topographic isostatic potential. To be presented at EGS General Assembly In preparation.

The geoid in Buenos Aires region

R. Perdomo and D. Del Cogliano
Fac. Cs. Astronómicas y Geofísicas (La Plata)
Y CONICET (Argentina)

Introduction:

A wide GPS network was developed in Buenos Aires region (Argentina). The GPS points coincide in most of the cases with the Argentine levelling network where the heights (referred to mean sea level) are known. In this way, the difference between the GPS ellipsoidal heights h and the mean sea level heights H have been calculated in about 180 points.

The surveyed region:

The Buenos Aires province covers a big flat area of about 300.000 km² (same order of the surface of Germany) with a coastline of the order of 1000 km, most of it over the Atlantic Ocean (figure 1). The main Argentine tide gauge (Mar del Plata), the IGS La Plata station and several SAGA GPS points are located within the surveyed area.



Figure 1. Location of the surveyed area

The GPS network:

The GPS network was measured from 1996 to 1998, and it was vinculated to the SAGA frame (Angermann, 1999), which is a very good approximation of the ITRF96 at the epoch 1996. Three SAGA points were used to adjust the network to ITRF96. This adjustment introduce only very small corrections to the coordinates of the free adjustment.

The typical distance between the principal points is 60 km. These main points (about 130) are connected to at least three neighbour points. There are also some secondary points within 10 km far from main points, which were measured with respect to them and not integrated in the main network. The location of all the points is shown in figure 4,

The estimated accuracy of the ellipsoidal heights (h) is about 1 to 2 cm. These estimations come mainly from the analysis of the closing errors.

The levelling network:

The argentine levelling network was originally referred to the mean sea level by the tide gauge located in Mar del Plata City. This City is within the surveyed region (figure 1). A recent unpublished work by D'Onofrio et al (1998) reviewed the principles of the levelling measurements, the origin of the net, and a recent work to control the mean sea level from the same tide gauge as estimated today, and the heights obtained from the levelling network. This recent comparison clearly showed that no significant variations of the origin could be detected.

In this sense, the H must be considered as referred to the mean sea level. However, no orthometric corrections were applied to the level measurements. Speculating with the fact that this region is mostly flat and that no extraordinary gravity anomalies have been detected, the orthometric corrections should be very small (a few centimetres).

Plots of $h - H$ and EGM96:

In a previous work (R. Perdomo et al, 1997), a preliminary research was carried out in the same region. Several global models had been tested in the area and the conclusion was quite clear: the EGM96 global model (Lemoine et al., 1998) was the most appropriate global model for the region.

Figure 2 shows the plot of the "observed" $h - H$ while figure 3 is a similar plot but calculated from the EGM96 model. In order to make the plots comparable, the coordinates of the original data, from which the gridding and contouring process was done, is the same for both: the EGM96 values were calculated strictly in the same points where the observed $h - H$ had been obtained.

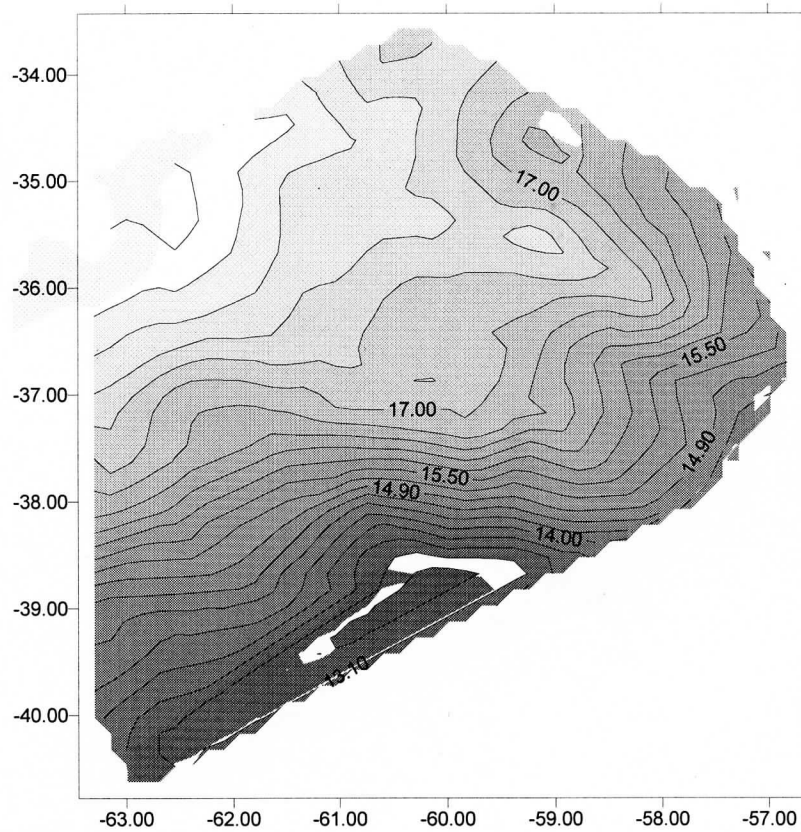


Figure 2: Nobs (h – H)

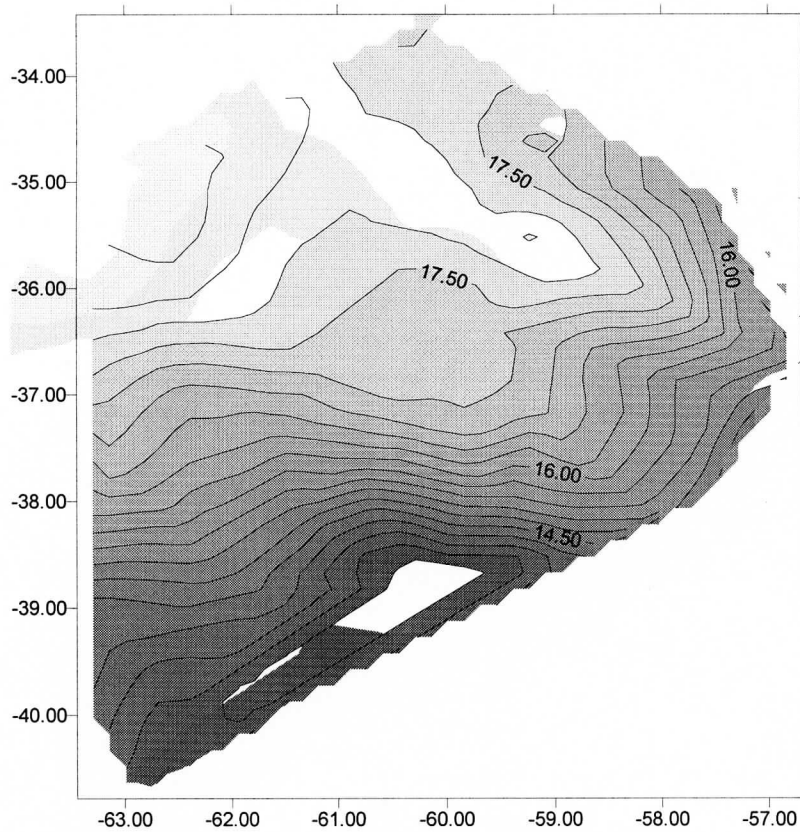
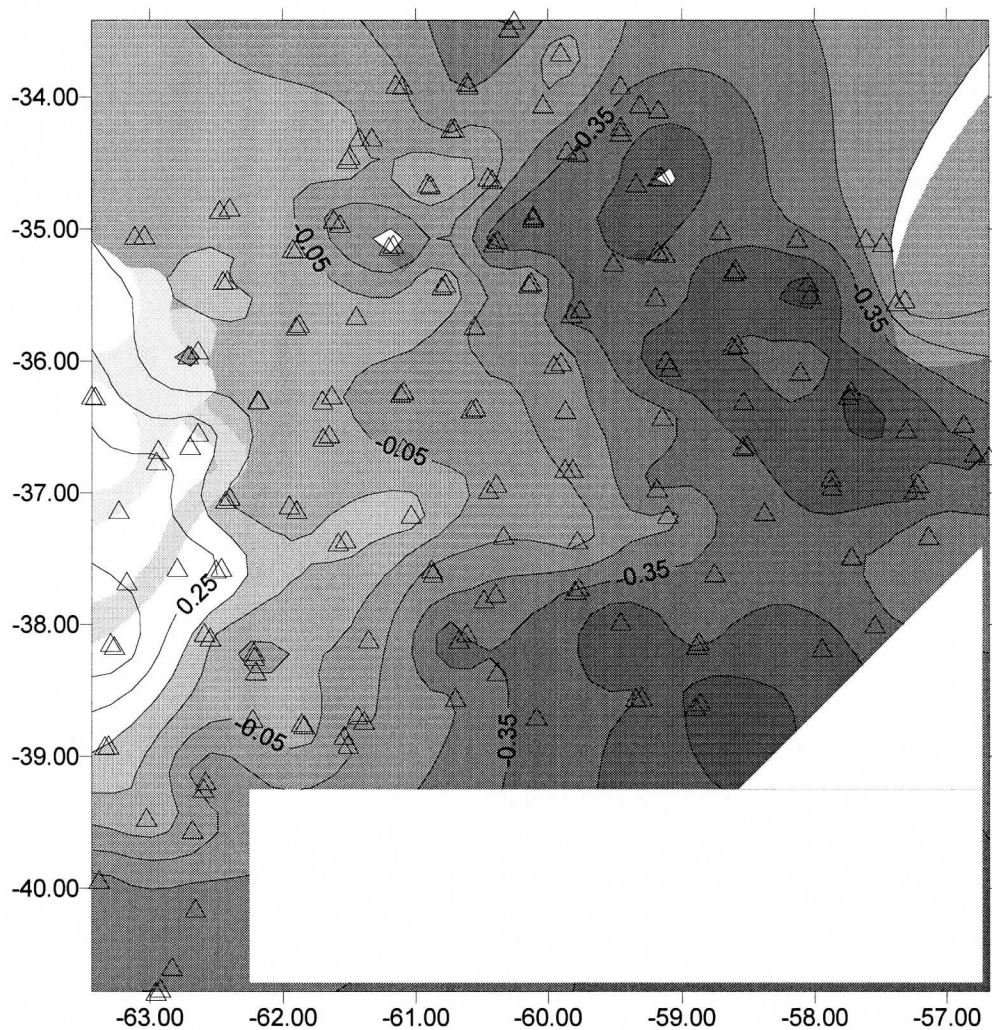


Figure 3: Ncal (EGM96)

It is clear that both plots are quite similar (both of them show the main aspects of the geoid in the region). It is also important to note that the total variation of the geoid undulation is about 4 m. For practical applications (transformation of h in H) these variations are far from being negligible. The next step of this work is to test the accuracy that can be achieved when interpolating in a grid generated with a sample like this. Note that the distance between curves in the figures 2 and 3 is 30 cm.

The figure 4 shows the differences between $h - H$, and N_{cal} , as obtained in the same points with EGM96, in the sense "Observed - Model". The location of the points is also plotted. The data is presented in Table 1.



**Figure 4: $(h - H) - \text{EGM96}$ calculated in the posted locations.
The distance between adjacent curves is 0.10 m
Ordinary Kriging was used for gridding,**

Table 1

ide.	latitude	longitude	Nobs = h - H (m)	Nobs - Ncal (m)
"SNI1"	-33,4196	-60,2513	17,04	-0,365
"SNIC"	-33,4795	-60,2927	17,05	-0,351
"SPE1"	-33,6619	-59,9032	17,61	-0,075
"PER1"	-33,8886	-60,6091	17,29	-0,272
"COL1"	-33,903	-61,1501	17,75	-0,115
"BARA"	-33,91	-59,4551	17,24	-0,335
"PERG"	-33,9104	-60,599	17,31	-0,266
"COLO"	-33,9108	-61,0979	17,68	-0,146
"ARR0"	-34,0522	-60,036	17,49	-0,152
"ZAR1"	-34,054	-59,3104	17,11	-0,389
"ZARA"	-34,0933	-59,1713	17,03	-0,417
"SARE"	-34,2253	-59,4531	17,06	-0,41
"ROJ1"	-34,2348	-60,7049	17,62	-0,144
"ROJA"	-34,2406	-60,7285	17,57	-0,204
"SAR1"	-34,2663	-59,4546	17,05	-0,405
"ARE1"	-34,3026	-61,4253	18,17	-0,024
"AREN"	-34,3043	-61,3288	18,04	-0,105
"CAR1"	-34,4031	-59,8552	17,26	-0,346
"CARE"	-34,4189	-59,7723	17,2	-0,356
"VED1"	-34,4439	-61,4957	18,24	0,007
"VEDI"	-34,4718	-61,515	18,27	0,031
"JAU1"	-34,5999	-59,1511	16,54	-0,6
"CHC1"	-34,6048	-60,4494	17,83	-0,023
"JAUR"	-34,6081	-59,1727	16,56	-0,587
"CHAC"	-34,6222	-60,4194	17,7	-0,163
"JUN1"	-34,6509	-60,9113	17,96	0,085
"MERC"	-34,6526	-59,3373	16,74	-0,468
"Jun1"	-34,6634	-60,8858	17,92	0,054
"AME1"	-34,8338	-62,3969	18,49	-0,034
"AMEG"	-34,8521	-62,4724	18,55	-0,023
"CHI1"	-34,8967	-60,11	17,49	-0,421
"CHIV"	-34,9157	-60,1092	17,44	-0,477
"LINC"	-34,9251	-61,616	17,97	-0,192
"LIN1"	-34,9584	-61,5704	17,91	-0,218
"CANU"	-35,0098	-58,7093	16,7	-0,356
"VILL"	-35,0441	-63,0376	18,63	-0,014
"VIL1"	-35,0483	-63,1117	18,64	0,008
"MAGD"	-35,0676	-57,6103	15,87	-0,228
"GOME"	-35,0702	-58,1316	16,21	-0,361
"BRA1"	-35,0779	-60,3782	17,58	-0,42
"MAG1"	-35,1025	-57,4789	15,78	-0,169
"BRAG"	-35,1045	-60,4089	17,6	-0,392
"LTO1"	-35,1138	-61,168	17,54	-0,333
"LTOL"	-35,1313	-61,2003	17,59	-0,289
"ROBE"	-35,1474	-61,9245	18,23	0,025
"ROB1"	-35,1511	-61,8955	18,19	0,002
"L001"	-35,168	-59,177	17,13	-0,468
"LOBO"	-35,181	-59,1246	17,19	-0,423
"LERN"	-35,2512	-59,5097	17,32	-0,446
"UDAO"	-35,3023	-58,5921	16,87	-0,55
"UDA1"	-35,3232	-58,6163	16,93	-0,56
"CTEJ"	-35,3863	-62,4138	18,57	0,046
"25M1"	-35,4	-60,1233	17,74	-0,135
"ATA1"	-35,4027	-58,0501	16,31	-0,58
"9JUL"	-35,4066	-60,7724	17,8	0,031
"25MA"	-35,4143	-60,1417	17,72	-0,145
"9JU1"	-35,4305	-60,799	17,86	0,107
"ATAL"	-35,4963	-58,0292	16,45	-0,597
"BEGU"	-35,5111	-59,1933	17,79	-0,372
"PIPI"	-35,5295	-57,3128	15,78	-0,05

Ide.	latitude	longitude	Nobs = h - H (m)	Nobs - Ncal (m)
"PIP1"	-35,55	-57,3783	15,8	-0,198
"SDI1"	-35,6035	-59,7533	17,48	-0,36
"SDIL"	-35,6415	-59,8229	17,38	-0,393
"CCAS"	-35,6532	-61,4468	17,82	0,012
"PEH1"	-35,7154	-61,8746	18,1	0,052
"MOSC"	-35,7314	-60,5529	17,36	-0,184
"PEHU"	-35,7345	-61,8988	18,11	0,046
"CHAZ"	-35,8735	-58,5795	17,45	-0,42
"CH11"	-35,8853	-58,6178	17,42	-0,454
"TLAU"	-35,9176	-62,635	18,35	-0,017
"TLA1"	-35,9537	-62,7082	18,22	-0,108
"LFL1"	-35,9899	-59,115	17,21	-0,552
"GALV"	-36,0073	-59,8996	17,2	-0,189
"GAL1"	-36,027	-59,9527	17,21	-0,155
"LFLO"	-36,0486	-59,0883	17,12	-0,528
"PILA"	-36,0794	-58,108	17,16	-0,347
"DOL1"	-36,2234	-57,7253	16,44	-0,57
"BOL1"	-36,2238	-61,0918	17,45	-0,078
"BOLI"	-36,2421	-61,115	17,38	-0,156
"HEN1"	-36,2568	-61,6323	17,72	-0,042
"RELM"	-36,2608	-63,4417	18,33	0,261
"DOLO"	-36,2615	-57,7418	16,36	-0,57
"REL1"	-36,2667	-63,414	18,26	0,191
"SALA"	-36,2938	-62,1857	17,85	0,015
"HEND"	-36,2964	-61,7021	17,74	-0,017
"SAL1"	-36,2978	-62,1793	17,86	0,032
"CASA"	-36,3006	-58,5333	16,51	-0,524
"SBER"	-36,349	-60,5425	17,26	-0,137
"SBE1"	-36,3641	-60,5774	17,25	-0,153
"CAMP"	-36,3694	-59,868	17,11	-0,21
"MCOL"	-36,4193	-59,143	16,79	-0,298
"GLAV"	-36,4731	-56,8665	15,38	-0,405
"GCON"	-36,5159	-57,3036	15,51	-0,551
"GARR"	-36,5412	-62,6355	17,71	0,219
"DAI1"	-36,5545	-61,651	17,54	0,004
"DAIR"	-36,5786	-61,6978	17,47	-0,033
"LANG"	-36,6346	-58,5097	15,94	-0,459
"GAR1"	-36,6431	-62,696	17,56	0,223
"LAN1"	-36,6505	-58,5405	15,98	-0,432
"RECA"	-36,6539	-61,0909	17,35	-0,077
"SALL"	-36,6716	-62,9337	17,66	0,189
"MAJO"	-36,7004	-56,785	14,86	-0,499
"MAJ1"	-36,7213	-56,6775	14,72	-0,428
"SLL1"	-36,7603	-62,9495	17,65	0,302
"AZU1"	-36,8165	-59,8131	17,29	-0,161
"AZUL"	-36,8176	-59,8713	17,3	-0,165
"MAIP"	-36,8801	-57,8751	15,19	-0,507
"GMA1"	-36,9279	-57,2123	14,83	-0,391
"OLAV"	-36,9282	-60,3868	17,32	-0,057
"MAI1"	-36,9519	-57,869	15,18	-0,509
"EGAN"	-36,9652	-59,1846	16,66	-0,404
"OLA1"	-36,9782	-60,4473	17,25	-0,066
"GMAD"	-36,9833	-57,2434	14,66	-0,496
"GUA1"	-37,0293	-62,3985	16,74	0,028
"GUAM"	-37,0527	-62,4281	16,73	0,035
"HUAN"	-37,0938	-61,9521	16,65	-0,022
"HUA1"	-37,1292	-61,8969	16,64	0,009
"RIVE"	-37,131	-63,234	17,46	0,27
"AYAC"	-37,1453	-58,3781	15,93	-0,412
"ROCH"	-37,1646	-61,0341	16,98	0,111

Ide.	latitude	longitude	Nobs = h - H (m)	Nobs - Ncal (m)
"DCAN"	-37,1669	-59,105	16,73	-0,211
"ELUC"	-37,3241	-60,3335	16,71	-0,138
"VGES"	-37,3253	-57,1346	14,27	-0,261
"LCO1"	-37,3543	-61,5298	16,45	0,085
"TURI"	-37,3615	-59,7796	16,91	-0,094
"LCOL"	-37,373	-61,5848	16,4	0,077
"CVID"	-37,4814	-57,7194	15,15	-0,354
"PIGU"	-37,5674	-62,4629	16,68	0,266
"PUAN"	-37,5683	-62,7927	16,95	0,306
"LPR1"	-37,5779	-60,8788	15,87	-0,193
"PIG1"	-37,5799	-62,5032	16,71	0,276
"NAPA"	-37,6087	-58,7528	16,05	-0,4
"LPRI"	-37,6116	-60,8698	15,8	-0,175
"DARR"	-37,6734	-63,1735	17,13	0,339
"BJUA"	-37,7197	-59,7671	15,84	-0,345
"BJU1"	-37,7439	-59,7957	15,74	-0,367
"BAR1"	-37,7655	-60,3926	15,33	-0,295
"BARR"	-37,8093	-60,4827	15,15	-0,276
"CLAR"	-37,979	-59,4561	14,82	-0,539
"MPLA"	-37,9991	-57,5417	14,41	-0,37
"LLEC"	-38,0639	-62,5895	16,13	0,104
"LSO1"	-38,0669	-60,6117	14,19	-0,317
"LLE1"	-38,0982	-62,5457	16	0,052
"PILL"	-38,1102	-61,3573	14,88	-0,084
"LSOR"	-38,1158	-60,6723	13,86	-0,494
"LOBE"	-38,1298	-58,8727	14,83	-0,42
"VIRI"	-38,1385	-63,297	16,46	0,443
"VIR1"	-38,1626	-63,2673	16,43	0,451
"LOB1"	-38,1627	-58,8898	14,7	-0,436
"MIRA"	-38,1772	-57,9444	14,59	-0,508
"TPI1"	-38,209	-62,2187	15,46	-0,092
"TPIC"	-38,2446	-62,215	15,39	-0,105
"GRIO"	-38,3545	-62,2048	15,27	-0,051
"TARR"	-38,361	-60,3813	13,33	-0,338
"ENER"	-38,5523	-59,2994	13,07	-0,453
"IREN"	-38,5537	-60,6976	13,17	-0,242
"ENE1"	-38,5568	-59,3446	13,03	-0,44
"NECO"	-38,5921	-58,8613	13,34	-0,64
"NEC1"	-38,6234	-58,9006	13,28	-0,573
"CAL1"	-38,6889	-61,4404	14,11	-0,135
"BELL"	-38,6982	-60,0857	12,57	-0,398
"BHBL"	-38,7134	-62,2268	14,86	-0,024
"CALV"	-38,7282	-61,3916	14,05	-0,136
"BHON"	-38,7466	-61,8606	14,69	0,028
"BHO1"	-38,7636	-61,8412	14,68	0,041
"PEC1"	-38,8429	-61,542	14,15	-0,209
"PECO"	-38,9101	-61,5114	14,2	-0,142
"MOCA"	-38,918	-63,3117	14,58	0,143
"MOC1"	-38,9222	-63,3399	14,59	0,157
"MBUR"	-39,1869	-62,5809	13,97	-0,276
"MBU1"	-39,2437	-62,5948	14,01	-0,162
"ELSO"	-39,4648	-63,0231	14,16	0,045
"PLUR"	-39,557	-62,6789	13,74	-0,076
"SJUA"	-39,9357	-63,3824	13,92	-0,292
"ELAM"	-40,1506	-62,6572	13,06	-0,331
"CAGL"	-40,5925	-62,8332	13,15	-0,287
"CPA1"	-40,7551	-62,9208	13,18	-0,214
"CPAT"	-40,7799	-62,9534	13,04	-0,357

Comments and conclusions:

This figure 4 shows that the differences between the model and the “observations” are far from being random. However, only to appreciate the magnitude of these differences, the average difference over 178 points is -0.19 m with a standard deviation of 0.25 m. The greatest differences are -0.64 y $+0.45$. Only one point with a gross error was eliminated in this study.

- ✓ The typical difference for the points near the ocean coast is -0.4 m.
- ✓ The differences slowly vary from East to West. A qualitative correlation with the physical characteristics of the different zones is clearly present.
- ✓ There is a pattern between the extreme East and the North West, with typical differences similar to that of the coast, that follows the Salado river basin.
- ✓ There is also a strong variation from the coast to the South West (maximum positive difference is near the coordinates $-38, -63$).
- ✓ The positive differences “propagate” to the East between the Latitudes -37 and -38 . This pattern is surely associated with the presence of the two mountain systems of the region.

This is only a list of the main features that can be seen in figure 4. In the near future we will try to explain them. However, some practical conclusions seem to be evident:

- Soft variations are common features for a big portion of the region, suggesting that a good undulation value to transform $h \Rightarrow H$ can easily be obtained from EGM96 model locally corrected using the results shown in figure 4.
- These corrections can easily be obtained from the regular grid generated from the observed differences. Over wide zones, it seems possible to interpolate in this grid with centimetre accuracy due to the soft variations of the differences.

Acknowledgements:

This work was supported by the Geodesy Direction of the Buenos Aires province. The authors want to thank specially its Director, R. Di Genova, the field crew, C. Ischik, M. Pais, J. San Cristobal, G. Fernandez, S. Rosso, V. Leroy, E. Servin, the cooperation of the groups of Rosario and Sur Universities and J. Massimino for his collaboration in GPS processing.

References:

ANGERMAN, 1999, ITRF coordinates of SAGA points, private communication.

D'ONOFRIO E., FIORE M., MAYER F., PERDOMO R., RAMOS R, 1998. La Referencia Vertical, capítulo del libro Contribución a la Geodesia de fines del siglo XX. Ed. Univ. Nac. De Rosario (en prensa).

LEMOINE F., KENYON S., FACTOR J., TRIMMER R., PAVLIS N., CHIUW D., COX C., KLOSKO S., LUTHEKE S., TORRENCE M., WANG Y., WILLIAMSON R., PAVLIS H., RAPP R., OLSON T., 1998. The development of the joint Nasa GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96. NASA/TP – 1998 – 206861.

PERDOMO R., MODINALLI C., DEL COGLIANO D., 1997. Decimetric geoid for Buenos Aires province based on GPS and global models. Geodesy on the Move, IAG Symp. 119. Gen Ass IAG, Rio, 1997.

A preliminary analysis of the geoid in Tierra del Fuego

R. Perdomo and J.L. Hormaechea
Fac. Cs. Astronómicas y Geofísicas (La Plata)
y CONICET (Argentina)

Introduction:

Recently, the Argentine Geographic Military Institute (IGM) developed a high precision levelling line in Tierra del Fuego obtaining mean sea level heights (H) for about 50 points (IGM, Dto. Geodesia, 1999). GPS ellipsoidal heights were also obtained in almost 70% of the points. The difference between mean sea level heights and ellipsoidal heights were calculated for 34 points. The EGM96 geoid undulations were also calculated in the same points so that some preliminary conclusions on its behaviour in the region can be obtained



Figure 1. Tierra del Fuego region and its two main cities: Rio Grande (permanent DORIS and GPS) and Ushuaia (tide gauge)

Tierra del Fuego is the southern continental portion of South America (figure 1). It can be separated in two quite different regions: northern part, mostly flat with soft hills, and southern region, where the Andes run almost from West to East.

There are only two main cities, one of them is Ushuaia, in the extreme south, where a tide gauge is located. The other City is Rio Grande, in the northern portion, where a GPS permanent station (in cooperation with the Potsdam GFZ) and a DORIS beacon (by agreement with the IGN-France) have been operated at the Rio Grande Astronomical Station (EARG) for several years.

The Ushuaia tide gauge is the origin of the levelling network and the Rio Grande GPS and Doris systems provide the vinculation between the local geodetic network and the ITRF frame. For this vinculation, the SIRGAS GPS coordinates of the EARG were used (SIRGAS project,1997).

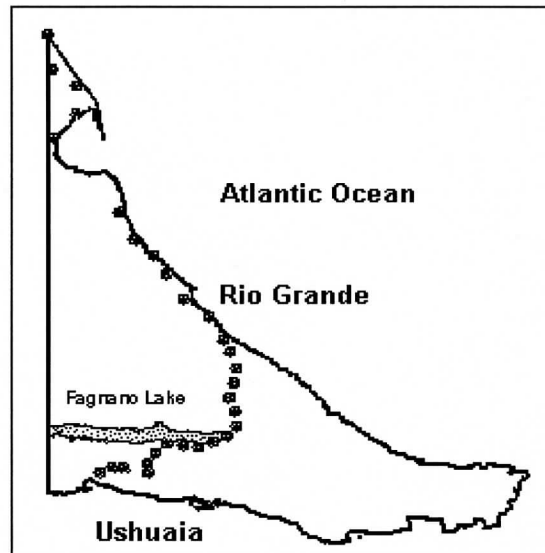


Figure 2: distribution of the measured points

Unfortunately, the distribution of the points is far from an ideal one. It follows the main road from Ushuaia to the northern portion of the island along about 300 km (figure 2).

The observed $h - H$ and the EGM96 calculated geoid undulations:

The heights (H) obtained by levelling do not include orthometric corrections yet. In this sense this work must be considered as preliminary. In the near future, these corrections must be added. They might be significant because the levelling line runs among the mountains during the first 100 km approximately.

Figure 3 shows the plot of the “observed” $h - H$. It can be noted that the distribution of the points is not good (but for the moment there are no other levelling lines in the region). The mean value of $h - H$ is 12.7 m with a standard deviation of 0.6 m. The strongest variations are related to the region of the mountains in the south of the region.

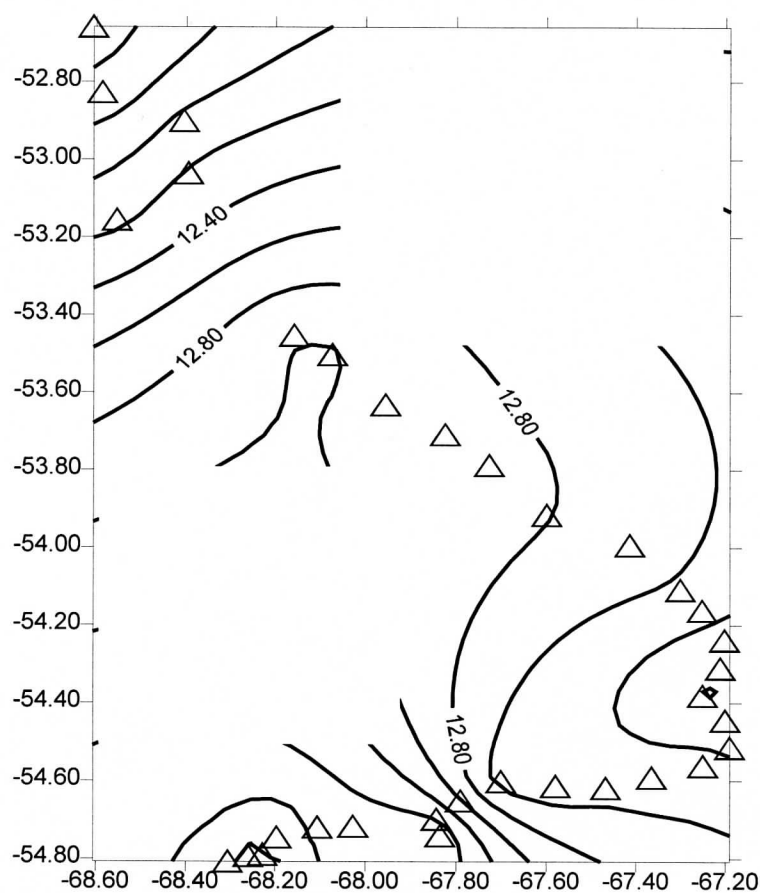


Figure 3: the observed $h - H$

Figure 4 shows the differences between the observed values and those calculated from the EGM96 global model (Lemoine et al, 1998). The mean difference is -0.2 m with a standard deviation of 0.3 m. This last value is about $\frac{1}{2}$ of the standard deviation of the observed $h - H$, showing that the model contribute significantly to the representation of the geoid in the region. It is also clear that the discrepancies are stronger in the south.

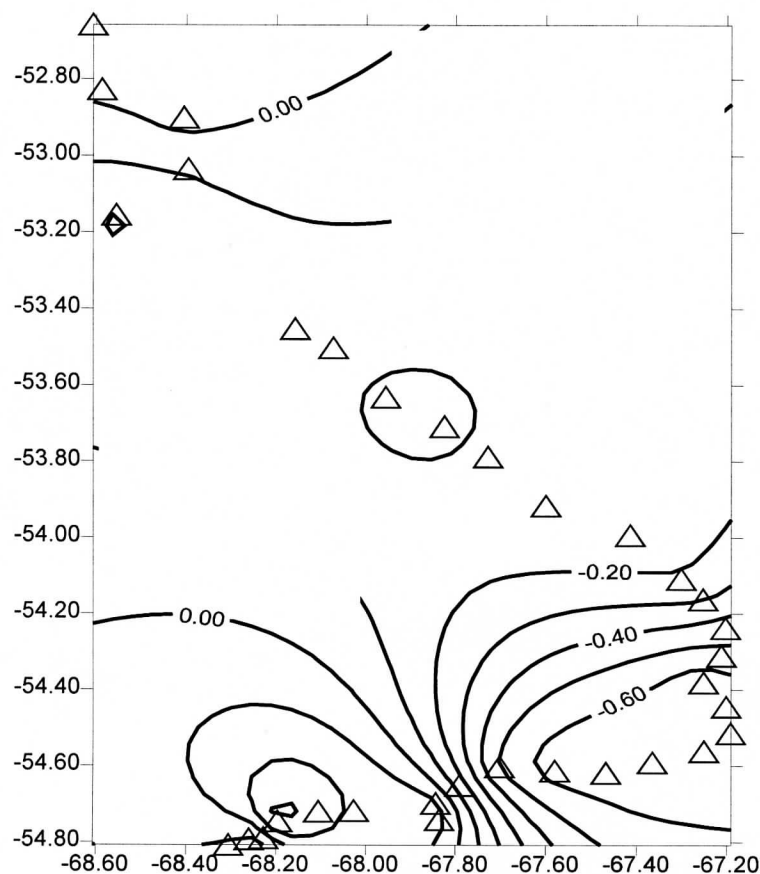


Figure 4: $(h - H) - \text{EGM96}$ (observed - calculated values)

Comments and perspectives:

These results are a very first approximation to the geoid determination in Tierra del Fuego region. Two important task are planned for this year: first of all, the correction of the observed heights with gravimetric data to obtain orthometric heights, and second, the measurement of at least one East – West levelling line at the latitude of -54 degrees.

It is also important to note that part of the Tierra del Fuego island belongs to Chile. In the near future, a cooperation with this country must be started for mutual benefit.

References:

LEMOINE F., KENYON S., FACTOR J., TRIMMER R., PAVLIS N., CHIUW D., COX C., KLOSKO S., LUTHEKE S., TORRENCE M., WANG Y., WILLIAMSON R., PAVLIS H., RAPP R., OLSON T., 1998. The development of the joint Nasa GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96. NASA/TP – 1998 – 206861.

INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR, Departamento de Geodesia, private communication, 1999.

PROYECTO SIRGAS, final report, 1997.

UN MODELO DE GEOIDE DE PRECISIÓN PARA LA PROVINCIA DE SANTA FE – REPUBLICA ARGENTINA

Rubén Rodríguez (Geomática Argentina S.A., rubenro@geomatica.com.ar)
María Cristina Pacino (IFIR- UNR, mpacino@fceia.unr.edu.ar)

ABSTRACT

Santa Fe province (Argentina) is located westwards the Paraná river, between 28° and 34° S latitudes and between 59° and 63° W longitudes. It has an area of 133.000 Km² and the altitudes range between 10 and 125 meters.

Geomática Argentina S.A., by contact with the Servicio de Catastro e Información Territorial measured a precise geodetic net with 120 stations, 93 of which had orthometric height values. This net was calculated in the Argentina's official geodetic system POSGAR94 and also transformed to the new ITRF system POSGAR98, not official yet.

With this data and the ellipsoidal height, N values were obtained and drawn as a geoidal chart. The chart was compared with values from OSU 91A and EGM 96 geopotential models up to different degrees. All the average deviations calculated with respect to the referred models are less than 0,5 meters.

The objective is to calculate a precise geoidal model -in accordance with nowadays accuracy demands- to obtain orthometric heights, up to now only possible from classical leveling techniques, by combining the model with ellipsoidal heights from GPS.

RESUMEN

La provincia de Santa Fe (República Argentina) se ubica al oeste del río Paraná, entre los 28° y 34° de latitud Sur y entre los 59° y 63° de longitud Oeste. Tiene un área de 133.000 Km² y sus altitudes varían entre 10 y 125 metros.

Geomática Argentina S.A., junto con el Servicio de Catastro e Información Territorial de Santa Fe, midió una red geodésica de precisión de 120 estaciones, 93 de las cuales cuentan con valores de altura ortométrica. La red fue calculada en el sistema geodésico oficial argentino (POSGAR 94) y convertida al nuevo sistema ITRF, POSGAR 98, aún no oficial. Con estos datos y las alturas elipsóidicas de cada punto, se obtuvieron valores de N que fueron volcados en una carta geoidal. Esta carta fue comparada con valores de ondulación geóidica obtenidos de los modelos de geopotencial OSU 91A y EGM 96 hasta diferentes grados. Todas las desviaciones estándar calculadas con respecto a estos modelos son menores de 0,5 metros.

El objetivo es calcular un modelo de geoide de precisión -acorde con la demanda actual- para la determinación de alturas ortométricas, hasta ahora obtenidas con técnicas clásicas de nivelación, mediante su combinación con alturas elipsoidicas obtenidas con GPS.

INTRODUCCION

La provincia de Santa Fe (Fig. 1) se ubica en el conjunto denominado del litoral fluvial, ya que el río Paraná recorre todo el límite Este de la provincia. Por su población, producción y desarrollo industrial se sitúa entre las provincias más importantes de la Argentina, mientras que por su superficie ocupa el 10° lugar en extensión dentro del país.

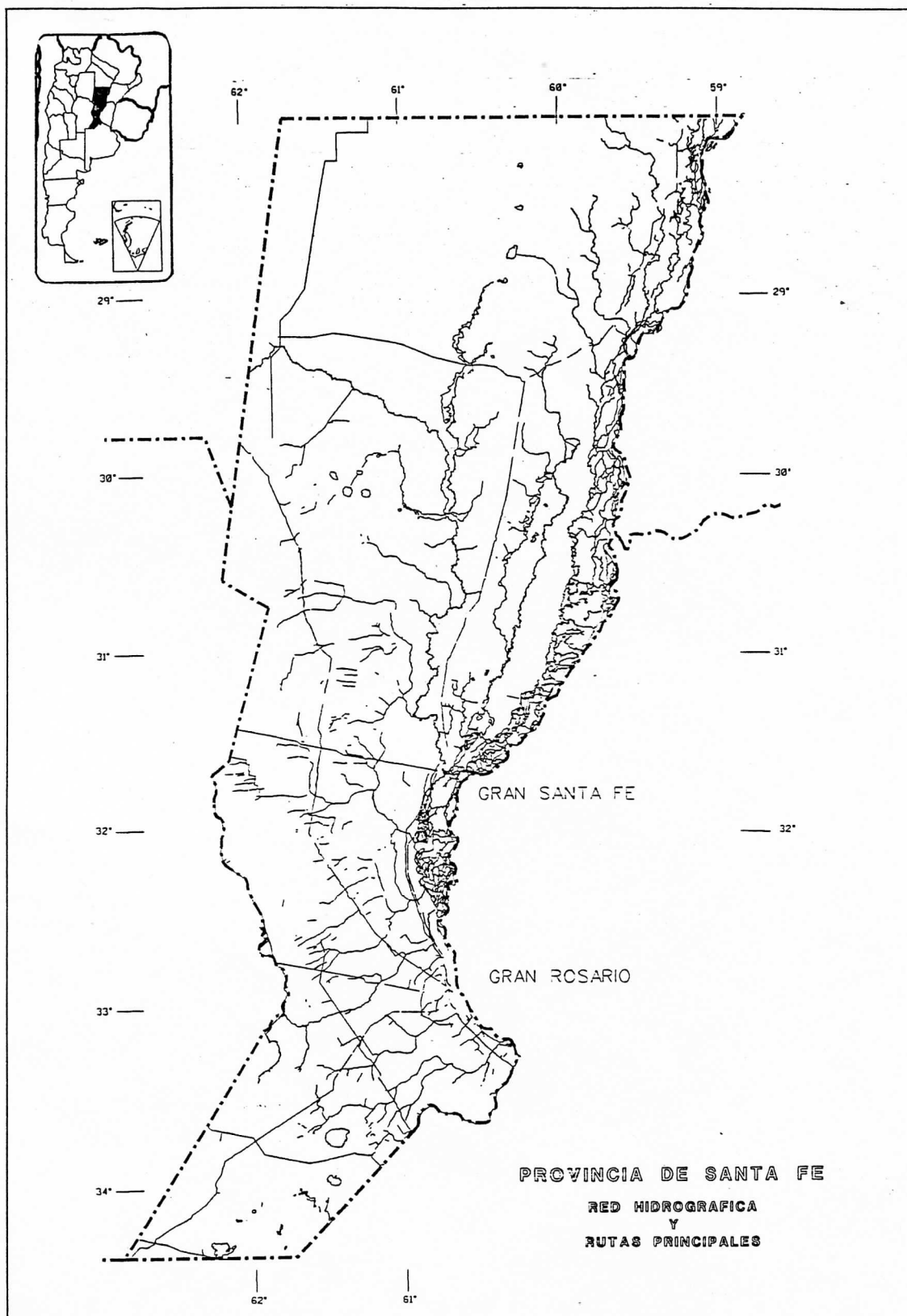


Fig. 1: Ubicación geográfica de la provincia de Santa Fe y principales cursos de agua que la recorren.

De acuerdo con Visentín et al. (1986), por las características de su relieve se la incluye dentro de dos grandes regiones geográficas: la Llanura Chaqueña al Norte y la Llanura Pampeana al Sur. La Llanura Chaqueña presenta dos franjas elevadas, una al Este y otra al Oeste, que delimitan una zona central inundable, cubierta por numerosos bañados y lagunas, denominada "Bajos Submeridionales". La Llanura Pampeana ocupa el centro y Sur de la provincia presentando en el centro un relieve chato y de escasa pendiente y más al Sur algunas ondulaciones formadas por la erosión de ríos y lluvias.

Los movimientos tectónicos verticales han contribuido a modificar el trabajo erosivo de los ríos y por lo tanto la estratigrafía de sus valles (Castellanos, A., 1973). En los movimientos de ascenso los cursos han incidido el valle encajándose, mientras en los de descenso se producían sedimentaciones que terraplenaban el mismo elevando el lecho fluvial.

La Llanura Chaco-Pampeana en su conjunto debe considerarse como una amplia cuenca de subsidencia que se extiende entre las Sierras Pampeanas al Oeste y las montañas de Brasil al Este. Esta cuenca ha recibido sedimentos desde fines del Paleozoico hasta nuestros días. Por otra parte, las presiones laterales que soportó esta cubeta fracturaron longitudinalmente su fondo rígido, movimiento que se fue atenuando en los terrenos sedimentarios hasta llegar a la superficie. Una de estas fallas longitudinales abrió el cauce del río Paraná.

Los empujes marginales han continuado hasta los tiempos postpampeanos, pero como no fueron tan violentos para alcanzar mayor profundidad hasta llegar al zócalo cristalino, agregado a que la masa sedimentaria tampoco era rígida sino más bien plástica, no se produjeron fallas sino fenómenos de flexión, como lo demuestran los pequeños desniveles que se observan en la llamada "Pampa Ondulada".

LA RED GEODÉSICA DE LA PROVINCIA

Características y medición

La red está integrada por 120 puntos (Fig. 2) entre los que se incluyen 8 puntos de vínculo a la red POSGAR 94, 39 puntos de la red Campo Inchauspe 1969 (CAI 69), 16 pilares de la red nacional de nivelación y los puntos de arranque ubicados en la sede del SCIT en la ciudad de Santa Fe y en la Dirección de Hidráulica en Rosario.

Los puntos fueron elegidos en las localidades que requerían apoyo fotogramétrico. Los vértices comunes con puntos de la red CAI 69 tuvieron por objeto determinar las constantes de transformación entre ambos sistemas y los instalados sobre pilares de nivelación determinar alturas ortométricas para las localidades involucradas en el proyecto.

Todas las estaciones fueron establecidas con la condición de fácil acceso y horizonte despejado por encima de los 10° para facilitar la observación GPS.

Los parámetros básicos para la medición fueron los siguientes:

- duración media de las observaciones: 2 horas,
- intervalo de registro: 20 segundos,
- cada punto vinculado a otros 3,
- vector de vínculo entre sesiones,
- receptores de doble frecuencia,
- participación de los vectores POSGAR medidos en la zona.

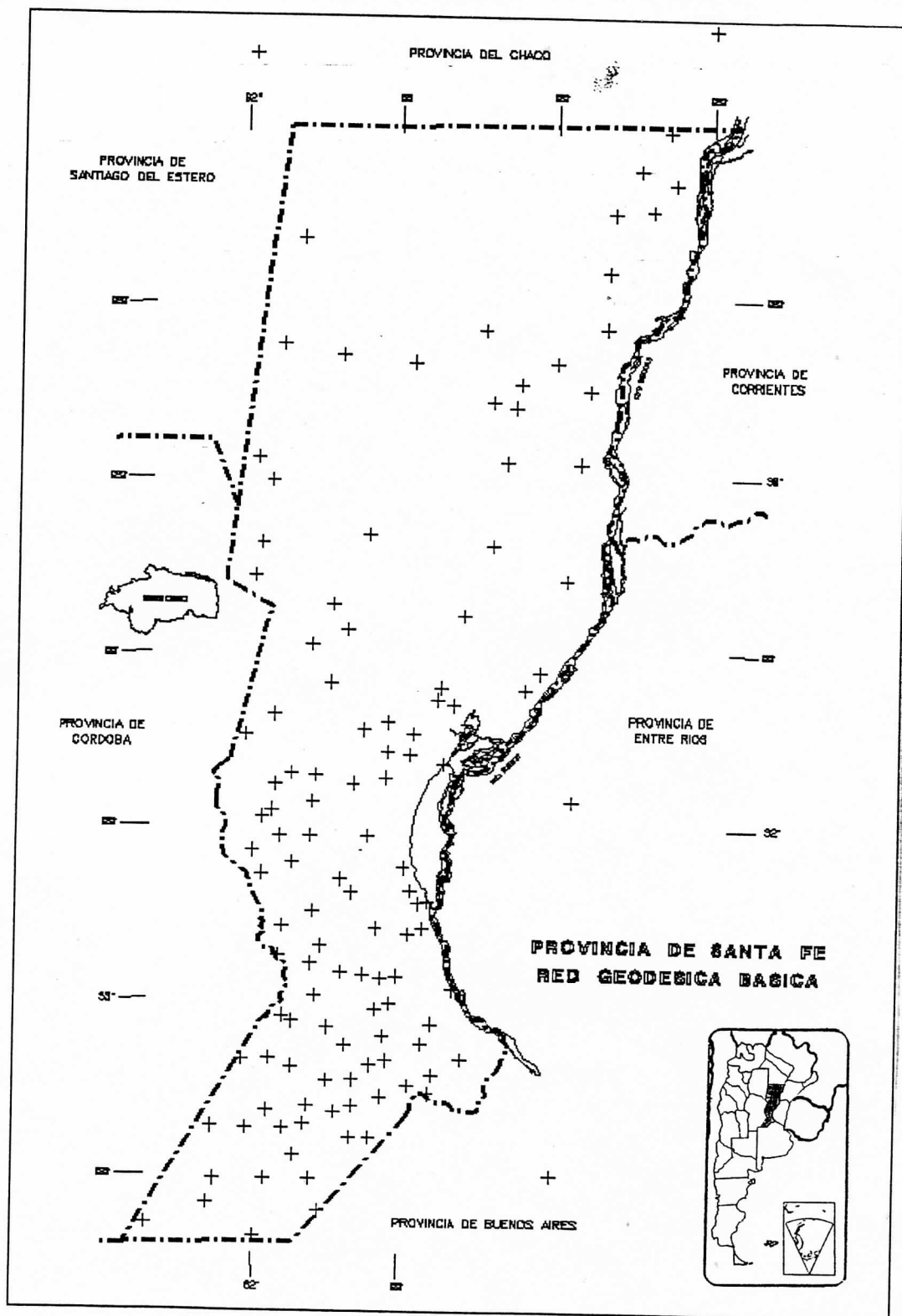


Fig. 2: Ubicación de los puntos que componen la red geodésica de la provincia de Santa Fe.

Puntos de arranque

A fin de dar un origen a la red se realizó el transporte de las coordenadas WGS 84 desde Buenos Aires (Estación IGM) hasta las ciudades de Santa Fe y Rosario, lo que fue cumplido en tres tramos:

Buenos Aires/Santa Fe, 6 horas de observación,
Buenos Aires/Rosario, 4 horas,
Rosario/Santa Fe, 4 horas.

Las coordenadas de un punto en Santa Fe (en el edificio de la SCIT) fueron determinadas en forma directa y a través de Rosario. La diferencia de las coordenadas de este punto por uno u otro camino difieren 1 cm en latitud y 7 cm en longitud.

Los errores de las coordenadas compensadas de Santa Fe y Rosario fueron de 1, 3 y 4 cm para latitud, longitud y altura elipsoidal, respectivamente.

Cálculo de la red

El cálculo de los vectores se llevó a cabo mediante el programa GPPS de Ashtech.

Sobre las observaciones se llevaron a cabo los siguientes controles:

- verificación de la duración de las sesiones, del PDOP (dilución de la precisión posicional) y de la cantidad de satélites disponibles durante la medición,
- verificación de los resultados de la solución "doble diferencia flotante", y eventualmente "doble diferencia fija",
- revisión de los valores rms, sigma x, sigma y, sigma z,
- revisión del valor "ratio" cuando se alcanza la solución fija,
- análisis de los residuos de cálculo (PLOT),
- cálculo del valor ppm (partes por millón) a partir de los sigmas y de la longitud del vector.

Compensación

La solución se llevó a cabo mediante el *software* GeoLab, cuyos resultados se presentan en el párrafo siguiente.

Datos y resultados numéricos

Cantidad de puntos: 120

Cantidad de vectores: 457

Longitud media de los vectores: 39 km

De la compensación surgen los siguientes resultados:

- error medio cuadrático (cm), LAT 2.1; LON 1.8; ALT(h) 4.4

- elipses de confiabilidad del 95% (semieje mayor) que se detallan en Tabla I.

Entre (cm)	2D	1D
2 y 4	29	
4 y 6	47	17
6 y 8	39	31
8 y 10	2	28
10 y 12	1	31
Mayor de 12		11

Tabla I: elipses de confiabilidad del 95%

Análisis de los resultados

Los valores presentados se encasillan dentro del cuadro de Clasificación de Trabajos GPS (Estándares Geodésicos, Comité Nacional de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional, Subcomité de Geodesia) en el apartado B1: redes separadas más de 10 km, típicamente entre 20 y 50, grandes precauciones, receptores de doble frecuencia,

tres o más equipos y ajuste de las observaciones. El entorno de error para las elipses del 95% de confianza está comprendido entre 1 y 10 cm, situación que se cumple mayoritariamente.

EL MODELO DE GEOIDE

Un total de 93 puntos (de los 120 que integran la red geodésica) cuentan con valores de alturas elipsóidicas y alturas ortométricas. Las primeras han sido referidas al sistema POSGAR 94 y convertidas además al nuevo sistema POSGAR98 (basado en SIRGAS95 y vinculado a ITRF94); las segundas están dadas por la nivelación geométrica de primer orden del país, a cargo del IGM.

Los valores de ondulación N fueron obtenidos como diferencia entre la altura elipsóidica proveniente del ajuste de la red geodésica en el marco POSGAR98 y la altura ortométrica. Estos fueron ploteados en función de sus coordenadas geodésicas (latitud y longitud) y las isolíneas fueron trazadas con software comercial. El modelo final se muestra en Fig. 3.

Tanto los datos utilizados para el cálculo como los resultados obtenidos en ambos sistemas de referencia (POSGAR 94 y POSGAR98) se detallan en Anexo 1.

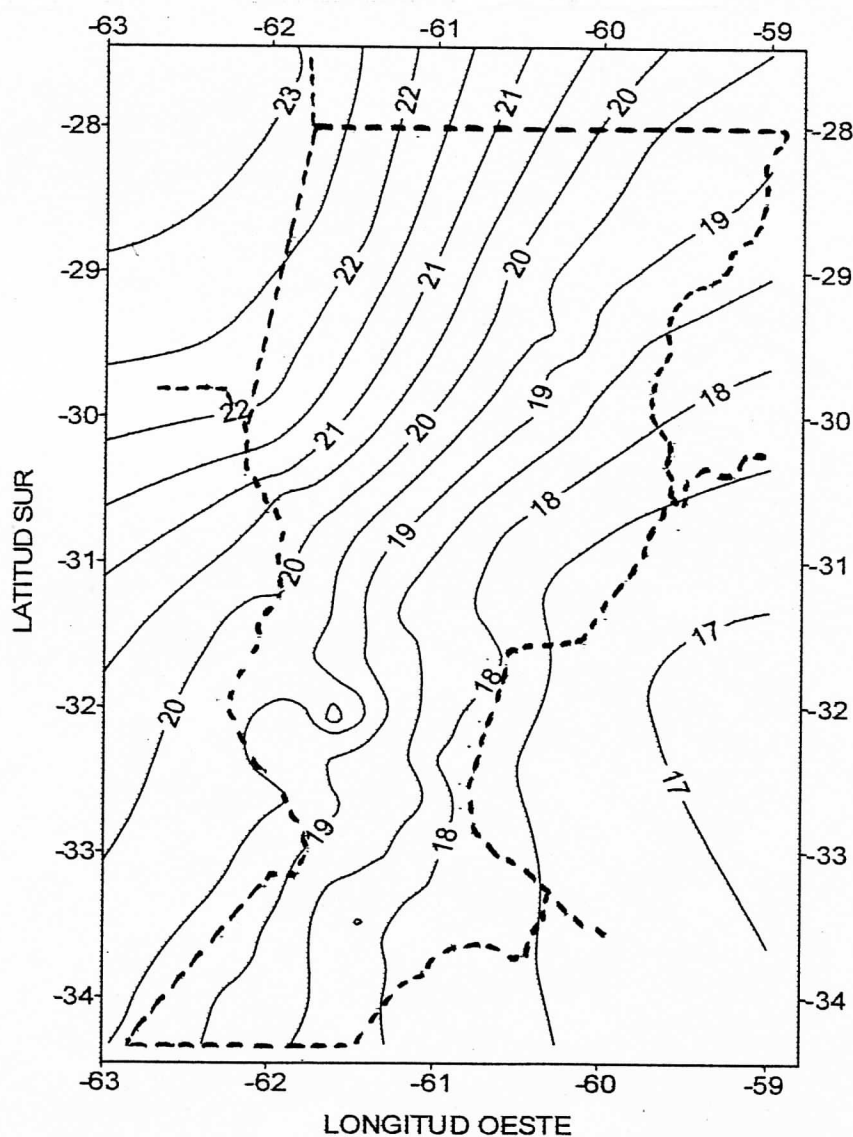


Fig. 3: Modelo de geoide para la provincia de Santa Fe en el sistema POSGAR 98. Los valores de ondulación N se expresan en metros.

COMPARACIÓN CON MODELOS GLOBALES

El potencial gravitacional terrestre puede representarse a través de su desarrollo en una serie de armónicas esféricas: los llamados modelos de geopotencial. En los últimos años y debido fundamentalmente a la expansión geográfica de la cobertura con datos gravimétricos en tierra, pudo no sólo mejorarse la calidad de los coeficientes de los modelos sino además extenderse el grado de su desarrollo.

Hasta la década de 1970 podía disponerse de modelos de geopotencial basados solamente en datos de órbitas satelitarias (hasta grado y orden 70). Esto no era suficiente para lograr un modelado detallado del geoide, por lo cual se siguió trabajando para alcanzar mayores ordenes en los desarrollos en serie (hoy hasta 360). En 1991 se presentó el modelo de geopotencial llamado OSU 91 (Rapp et al., 1991) que contó con amplia difusión y fue usado para muchas aplicaciones, aunque se reconoce como su mayor limitación la pobre o nula cobertura gravimétrica sobre extensas regiones.

Para salvar este inconveniente y al mismo tiempo mejorar la solución de "bajo grado" (hasta grado 70) diversas instituciones con larga y reconocida experiencia en investigación sobre el tema y manejo de grandes volúmenes de información gravimétrica y topográfica unieron sus esfuerzos para optimizar el modelo. Se presentó así el Modelo de Geopotencial EGM 96 (Lemoine et al., 1998), cuya evaluación para Sudamérica ha arrojado excelentes resultados (Blitzkow, 1997).

En este trabajo se hizo una comparación entre los modelos de geoide calculados con los modelos de geopotencial OSU 91A y EGM 96 (Anexo 1), obteniéndose los resultados que se detallan en Tabla II.

	N(P98)-N(OSU)	N(P98)-N(EGM)	N(P94)-N(OSU)	N(P94)-N(EGM)
MED. ARITM.	-0.24	-0.02	-0.58	-0.37
DESV. STAND.	0.56	0.28	0.53	0.28

Tabla II: Comparación entre las ondulaciones N obtenidas en los sistemas POSGAR 94 y POSGAR 98 con las ondulaciones N obtenidas de los modelos de geopotencial OSU 91A y EGM 96.

En Fig 4 puede verse gráficamente la comparación entre los modelos aquí calculados y los modelos geopotenciales OSU 91A y EGM 96.

Los promedios de los desvíos parecen indicar que las ondulaciones N calculadas en el sistema POSGAR 98 se ajustan mejor a los modelos globales, principalmente al modelo EGM 96. No obstante, los desvíos standard permanecen prácticamente invariables.

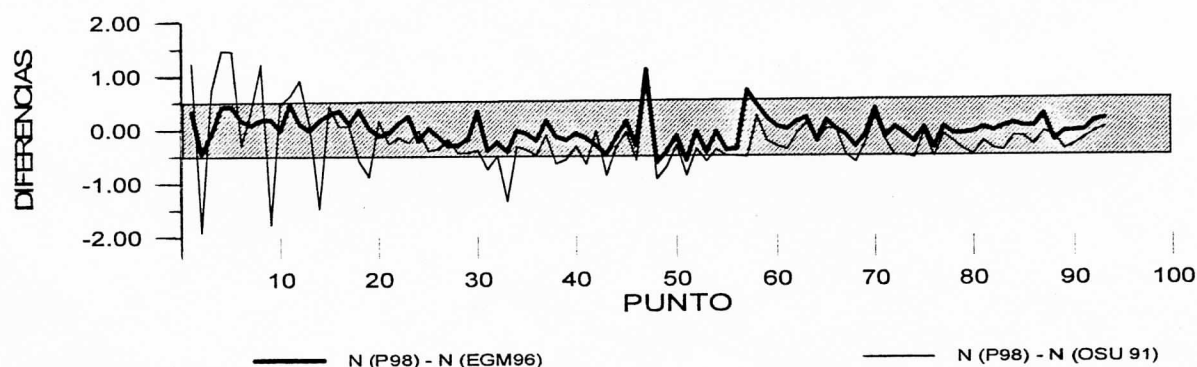


Fig. 4: Diferencias con los modelos OSU 91 A y EGM 96 de las ondulaciones N calculadas para la provincia de Santa Fe en el sistema POSGAR 98.

CONCLUSIONES

1. La pendiente del geoide acompaña, en forma general, la topografía de la región.
2. Las diferencias entre los N calculados (POSGAR 98) y N (OSU 91A) oscilan entre -1,91 y 1,47 metros, mientras que las diferencias entre los N calculados (POSGAR 98) y N (EGM 96) oscilan entre -0,64 y 0,7 metros.
3. La banda de oscilación entre el N observado (en ambos sistemas) y el N (EGM 96) está comprendida entre ± 0.50 metros.
4. El promedio de las diferencias (en metros) en el sistema POSGAR 98 con el OSU91A es - 0.24 y -0.02 en el caso del EGM96. El promedio de las diferencias (en metros) en el sistema POSGAR 94 con el OSU91A es -0.58 y - 0.37 en el caso del EGM96. El promedio mundial es -0.53 metros para el mismo análisis. La diferencia entre ambos modelos geopotenciales es 0.2 metros.
5. Como consecuencia, puede esperarse una discrepancia menor de 0.50 metros aplicando la expresión $H = h - N$ para obtener alturas niveladas (~ortométricas) a partir de observaciones GPS.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Geomática Argentina S.A. por facilitar parte de los datos que sirvieron de base para el desarrollo de este estudio.

Este trabajo fue parcialmente soportado por CONICET (PIP 0367/98) y UNR.

REFERENCIAS

- Blitzkow, D., 1997. NASA (GSFC) / NIMA Model Evaluation EGM 96. Report Special Working Group. International Geoid Service. 11pp.
- Castellanos, A., 1973. Estratigrafía y génesis de los valles fluviales en los bloques tectónicos pampeanos. Pub. Instituto de Fisiografía y Geología. UNR. 14 pp.
- Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factim J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G., Pavlis, E. C., Rapp, . H. and Olson, T. R., 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM 96. Pub. Goddard Space Flight Center,
- Rapp, R. H., Wang, Y. M. and Pavlis, N. K., 1991. The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models. Rept. 410, Dept. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State University. Columbus.
- Visentín, R. S., Meneghetti, A. C., Gilliard, N. R. Y Sciurano, M. B., 1986. Suplemento Kapelusz para la provincia de Santa Fe. Ed. Kapelusz, 95 pp.

ANEXO I

PUNTO	B(grados)	L(grados)	h(P98)	h(P94)	H	N(P98)	N(P94)	N(OSU91)	N(EGM96)	N98-osu	N98-egm	N94-osu	N94-egm
1	-27.450	-58.987	112.19	111.7	92.66	19.53	19.04	18.31	19.20	1.22	0.33	0.73	-0.16
2	-27.593	-61.945	174.99	174.82	151.84	23.15	22.98	25.06	23.60	-1.91	-0.45	-2.08	-0.62
3	-28.251	-59.448	71.26	70.79	52.24	19.02	18.55	18.29	19.10	0.73	-0.08	0.26	-0.55
4	-28.354	-59.260	76.28	75.8	57.16	19.12	18.64	17.65	18.70	1.47	0.42	0.99	-0.06
5	-28.485	-59.346	68.45	67.99	49.32	19.13	18.67	17.68	18.70	1.45	0.43	0.99	-0.03
6	-28.668	-61.529	94.70	94.26	72.44	22.26	21.82	22.55	22.10	-0.29	0.16	-0.73	-0.28
7	-29.057	-60.393	77.70	77.25	58.12	19.58	19.13	19.23	19.50	0.35	0.08	-0.1	-0.37
8	-29.151	-59.645	73.40	72.95	54.62	18.78	18.33	17.57	18.60	1.21	0.18	0.76	-0.27
9	-29.249	-61.745	95.00	94.6	72.91	22.09	21.69	23.86	21.90	-1.77	0.19	-2.17	-0.21
10	-29.344	-59.967	79.64	79.18	60.86	18.78	18.32	18.31	18.80	0.47	-0.02	0.01	-0.48
11	-29.465	-60.213	79.84	79.37	60.37	19.47	19	18.84	19.00	0.63	0.47	0.16	0
12	-29.493	-59.761	59.73	59.26	41.23	18.50	18.03	17.59	18.40	0.91	0.10	0.44	-0.37
13	-29.689	-60.251	76.56	76.09	57.78	18.78	18.31	18.68	18.80	0.10	-0.02	-0.37	-0.49
14	-29.868	-62.021	111.20	111.03	89.13	22.07	21.9	23.54	21.90	-1.47	0.17	-1.64	0
15	-29.921	-60.320	72.58	72.01	53.6	18.98	18.41	18.54	18.70	0.44	0.28	-0.13	-0.29
16	-30.290	-61.231	93.63	93.32	73.68	19.95	19.64	19.89	19.60	0.06	0.35	-0.25	0.04
17	-30.351	-60.401	72.18	71.68	53.78	18.40	17.9	18.34	18.30	0.06	0.10	-0.44	-0.4
18	-30.356	-61.940	115.99	115.68	94.83	21.16	20.85	21.75	20.80	-0.59	0.36	-0.9	0.05
19	-30.521	-61.948	115.73	115.38	95.2	20.53	20.18	21.41	20.50	-0.88	0.03	-1.23	-0.32
20	-30.563	-59.928	41.28	40.84	23.61	17.67	17.23	17.51	17.80	0.16	-0.13	-0.28	-0.57
21	-30.766	-60.616	67.68	67.27	49.64	18.04	17.63	18.31	18.10	-0.27	-0.06	-0.68	-0.47
22	-30.903	-61.349	97.82	97.46	78.7	19.12	18.76	19.27	19.00	-0.15	0.12	-0.51	-0.24
23	-30.978	-61.626	113.64	113.27	94	19.64	19.27	19.88	19.40	-0.25	0.24	-0.61	-0.13
24	-31.095	-60.093	36.29	35.89	18.91	17.38	16.98	17.41	17.60	-0.03	-0.22	-0.43	-0.62
25	-31.176	-61.472	114.22	113.85	95.1	19.12	18.75	19.52	19.10	-0.40	0.02	-0.77	-0.35
26	-31.186	-60.767	64.19	63.8	46.13	18.06	17.67	18.43	18.20	-0.37	-0.14	-0.76	-0.53
27	-31.213	-60.155	43.34	42.94	26.05	17.29	16.89	17.48	17.60	-0.19	-0.31	-0.59	-0.71
28	-31.261	-60.645	37.17	36.78	19.36	17.81	17.42	18.25	18.10	-0.45	-0.30	-0.83	-0.68
29	-31.273	-60.839	63.55	63.17	45.43	18.12	17.74	18.56	18.30	-0.44	-0.18	-0.82	-0.56
30	-31.337	-61.817	128.91	128.54	108.88	20.03	19.66	20.42	19.70	-0.39	0.33	-0.76	-0.04
31	-31.386	-61.116	68.69	68.51	50.49	18.20	18.02	18.95	18.60	-0.75	-0.40	-0.93	-0.58

32	-31.426	-60.966	56.20	55.82	37.94	18.26	17.88	18.75	18.50	-0.50	-0.25	-0.87	-0.62
33	-31.429	-62.028	131.41	131.03	111.74	19.67	19.29	21.01	20.10	-1.34	-0.43	-1.72	-0.81
34	-31.521	-61.229	70.63	70.26	51.86	18.77	18.4	19.1	18.80	-0.33	-0.03	-0.7	-0.4
35	-31.569	-61.100	63.29	62.91	44.78	18.51	18.13	18.9	18.60	-0.39	-0.09	-0.77	-0.47
36	-31.583	-60.922	57.61	57.24	39.43	18.18	17.81	18.67	18.40	-0.49	-0.22	-0.86	-0.59
37	-31.648	-60.716	47.97	47.6	29.71	18.26	17.89	18.37	18.10	-0.11	0.16	-0.48	-0.21
38	-31.673	-61.762	130.57	130.19	111	19.57	19.19	20.22	19.71	-0.65	-0.14	-1.03	-0.52
39	-31.688	-61.580	96.28	95.91	77.1	19.18	18.81	19.75	19.39	-0.57	-0.21	-0.94	-0.58
40	-31.763	-61.355	70.98	70.61	52.07	18.91	18.54	19.23	18.99	-0.32	-0.08	-0.69	-0.45
41	-31.766	-61.831	133.82	133.44	114.14	19.68	19.3	20.33	19.85	-0.66	-0.18	-1.03	-0.55
42	-31.863	-59.880	112.75	112.5	95.7	17.05	16.8	17.08	17.36	-0.03	-0.31	-0.28	-0.56
43	-31.946	-61.923	124.10	123.7	104.6	19.50	19.1	20.36	19.98	-0.86	-0.48	-1.26	-0.88
44	-32.005	-60.930	33.95	33.59	15.8	18.15	17.79	18.48	18.30	-0.33	-0.15	-0.69	-0.51
45	-32.026	-61.197	67.73	67.37	48.96	18.77	18.41	18.83	18.63	-0.06	0.14	-0.42	-0.22
46	-32.052	-61.787	130.01	129.63	110.63	19.38	19	19.97	19.70	-0.59	-0.32	-0.97	-0.7
47	-32.054	-61.603	102.48	102.11	82.05	20.43	20.06	19.58	19.33	0.85	1.10	0.48	0.73
48	-32.144	-61.979	141.65	141.3	122.32	19.33	18.98	20.26	19.97	-0.93	-0.64	-1.28	-0.99
49	-32.213	-61.705	117.04	116.68	98.04	19.00	18.64	19.71	19.43	-0.71	-0.43	-1.07	-0.79
50	-32.234	-60.983	47.52	47.16	29.35	18.17	17.81	18.48	18.30	-0.31	-0.13	-0.67	-0.49
51	-32.257	-61.982	122.76	122.41	103.46	19.30	18.95	20.17	19.90	-0.87	-0.60	-1.22	-0.95
52	-32.306	-61.414	87.96	87.61	69.19	18.77	18.42	19.15	18.82	-0.38	-0.05	-0.73	-0.4
53	-32.361	-60.943	55.04	54.69	37.24	17.80	17.45	18.41	18.25	-0.61	-0.45	-0.96	-0.8
54	-32.370	-61.360	83.20	82.86	64.54	18.66	18.32	19.05	18.72	-0.39	-0.06	-0.73	-0.4
55	-32.434	-60.817	41.83	41.5	24.12	17.71	17.38	18.22	18.11	-0.51	-0.40	-0.84	-0.73
56	-32.460	-60.900	40.86	40.53	23.04	17.82	17.49	18.33	18.20	-0.51	-0.38	-0.84	-0.71
57	-32.510	-61.599	118.47	118.12	99.55	18.92	18.57	19.44	18.20	-0.53	0.72	-0.87	0.37
58	-32.573	-61.153	69.22	68.88	50.3	18.92	18.58	18.68	18.47	0.24	0.45	-0.1	0.11
59	-32.595	-61.817	125.52	125.18	105.96	19.56	19.22	19.79	19.36	-0.23	0.20	-0.57	-0.14
60	-32.682	-61.523	124.81	124.47	105.89	18.92	18.58	19.25	18.88	-0.33	0.04	-0.67	-0.3
61	-32.818	-61.656	136.33	136	117.32	19.01	18.68	19.4	19.02	-0.39	-0.01	-0.72	-0.34
62	-32.820	-61.403	107.43	107.1	88.58	18.85	18.52	18.94	18.72	-0.09	0.13	-0.42	-0.2
63	-32.884	-61.267	89.97	89.64	71.22	18.75	18.42	18.64	18.54	0.11	0.21	-0.22	-0.12
64	-32.897	-61.143	91.74	91.41	73.59	18.15	17.82	18.41	18.37	-0.26	-0.22	-0.59	-0.55
65	-32.935	-60.659	48.60	48.27	30.86	17.74	17.41	17.74	17.58	0.00	0.16	-0.33	-0.17

66	-33.062	-61.192	105.24	104.93	86.95	18.29	17.98	18.3	18.30	-0.01	-0.01	-0.32	-0.32
67	-33.110	-61.790	114.06	113.76	95.15	18.91	18.61	19.4	19.03	-0.49	-0.12	-0.79	-0.42
68	-33.111	-61.704	100.04	99.76	81.45	18.59	18.31	19.22	18.93	-0.63	-0.34	-0.91	-0.62
69	-33.154	-61.531	112.96	112.68	94.39	18.57	18.29	18.83	18.68	-0.26	-0.11	-0.54	-0.39
70	-33.243	-60.836	87.32	87.01	69.41	17.91	17.6	17.67	17.53	0.24	0.38	-0.07	0.07
71	-33.248	-61.360	119.92	119.61	101.7	18.22	17.91	18.42	18.36	-0.21	-0.15	-0.51	-0.45
72	-33.315	-62.058	130.47	130.2	111.21	19.26	18.99	19.77	19.23	-0.51	0.03	-0.78	-0.24
73	-33.340	-61.866	128.30	128.02	109.44	18.86	18.58	19.37	18.96	-0.51	-0.10	-0.79	-0.38
74	-33.375	-61.710	127.88	127.61	109.41	18.47	18.2	19.02	18.72	-0.55	-0.25	-0.82	-0.52
75	-33.379	-61.249	106.48	106.17	88.4	18.08	17.77	18.14	18.06	-0.07	0.02	-0.37	-0.29
76	-33.458	-61.450	114.88	114.58	96.95	17.93	17.63	18.46	18.29	-0.53	-0.36	-0.83	-0.66
77	-33.465	-61.341	115.52	115.23	97.37	18.15	17.86	18.26	18.12	-0.11	0.03	-0.4	-0.26
78	-33.539	-61.124	109.80	109.49	92.13	17.67	17.36	17.92	17.77	-0.25	-0.10	-0.56	-0.41
79	-33.600	-61.606	131.33	131.04	113.03	18.30	18.01	18.7	18.40	-0.40	-0.10	-0.69	-0.39
80	-33.644	-61.858	133.49	133.22	114.83	18.66	18.39	19.15	18.73	-0.49	-0.07	-0.76	-0.34
81	-33.658	-61.453	114.03	113.73	95.86	18.17	17.87	18.41	18.16	-0.24	0.01	-0.54	-0.29
82	-33.702	-61.614	128.19	127.89	109.89	18.30	18	18.68	18.35	-0.38	-0.05	-0.68	-0.35
83	-33.748	-62.017	133.23	132.98	114.3	18.93	18.68	19.35	18.90	-0.42	0.03	-0.67	-0.22
84	-33.796	-61.376	118.89	118.59	100.75	18.14	17.84	18.29	18.05	-0.15	0.09	-0.45	-0.21
85	-33.827	-61.216	109.32	109	91.4	17.92	17.6	18.08	17.89	-0.16	0.03	-0.48	-0.29
86	-33.888	-61.697	130.80	130.53	112.39	18.41	18.14	18.72	18.38	-0.31	0.03	-0.58	-0.24
87	-34.004	-61.902	128.93	128.69	110.11	18.82	18.58	18.89	18.56	-0.07	0.26	-0.31	0.02
88	-34.011	-59.970	72.75	72.37	55.35	17.40	17.02	17.53	17.63	-0.13	-0.23	-0.51	-0.61
89	-34.017	-62.256	140.13	139.89	121.2	18.93	18.69	19.33	19.00	-0.40	-0.07	-0.64	-0.31
90	-34.026	-61.565	117.30	117.05	99.13	18.17	17.92	18.48	18.23	-0.31	-0.06	-0.56	-0.31
91	-34.186	-61.525	111.27	111.01	93.09	18.18	17.92	18.37	18.22	-0.19	-0.04	-0.45	-0.3
92	-34.269	-62.731	140.85	140.62	121.47	19.38	19.15	19.45	19.25	-0.07	0.13	-0.3	-0.1
93	-34.319	-62.021	128.53	128.29	109.9	18.63	18.39	18.62	18.46	0.01	0.17	-0.23	-0.07

LA ESTRUCTURA CORTICAL ANDINA EN 30° SUR OBTENIDA A PARTIR DE LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE

A. INTROCASO - M. C. PACINO

ABSTRACT

We have worked with geoid undulations values N (200-300 Km wavelength) on a 30° South latitude Andean section, taken out from the 1997 Argentina geoidal chart.

On this section, the long wavelengths not connected with the Andean structure were removed from the observed geoid so obtaining an undulation with 17 meters maximum amplitude. This undulation was inverted, resulting in a crustal structure of 60 Km maximum thick. This cortical structure is consistent with the crustal model obtained from regional Bouguer anomalies inversion (AB).

We show that a more powerful interpretation can be expected by combining geoidal undulation and Bouguer anomaly values. We have used 2D and 3D graphics for models with altitudes varying from 1 Km to 5 Km obtaining "normal" variation curves both for N and AB for isostatically compensated structures.

From the Andean section analysed here, we show that both the crustal structure -at least in general terms- and the isostatic state can be obtained from the N inversion. If we add an AB inversion model, the interpretation will be more consistent.

RESUMEN

Hemos trabajado con valores de ondulaciones geoidales (N), de longitudes de onda entre 200 y 300 Km, sobre una sección Andina ubicada en 30° de latitud Sur tomada de la carta geoidal de Argentina de 1997.

Sobre esta sección se eliminaron del geoide observado, las largas longitudes de onda no vinculadas con la estructura Andina obteniendo una ondulación residual con 17 metros de amplitud máxima. Los valores de ondulación así obtenidos fueron invertidos dando como resultado una estructura cortical con máximo espesor de 60 Km. Esta estructura de corteza es consistente con la obtenida a partir de la inversión de anomalías de Bouguer (AB) regionalizadas.

Mostramos que puede lograrse mayor fuerza en la interpretación si se combinan resultados de ondulación geóidica con anomalías de Bouguer. Usamos gráficos 2D y 3D para modelos cuyas altitudes varían entre 1 y 5 Km obteniendo curvas de variación "normal" de N y AB para estructuras isostáticamente compensadas.

A partir de la sección Andina aquí analizada mostramos que tanto la estructura cortical -al menos en términos generales- como el estado isostático pueden obtenerse de la inversión de N. La interpretación será más consistente si agregamos un modelo de inversión a partir de AB.

INTRODUCCIÓN

Muchos autores han intentado vincular las ondulaciones del geoide con regiones tectónicas correlacionando las alturas del geoide con edades oceánicas (Haxby & Turcotte, 1978; Chapman, 1977; Crough, 1979), con puntos calientes (Crough & Jurdy, 1980; Chase, 1979), o con convección en el manto inferior (Chase, 1979; McKenzie et al., 1980). Además son de gran interés los estudios de Woodhouse & Dziewonsky

(1984) y Nataf et al. (1981) quienes basados en tomografía sísmica encontraron, analizando en 3D las velocidades sísmicas anómalas, evidencias de zonas más densas (frías) y menos densas (calientes) asociadas con probables corrientes convectivas descendentes y ascendentes respectivamente.

Las ondulaciones del geoide suelen separarse, de acuerdo con sus longitudes de onda en cortas (de hasta aproximadamente 200 a 300 Km) intermedias (desde 300 a 3000 Km) y largas (mayores de 3000 Km). Las primeras se vinculan con efectos corticales, las intermedias fueron consideradas como originadas por el efecto de las placas subductadas (Mc Adoo, 1981; Chase, 1979; Davies, 1981), mientras las largas en general han sido asociadas con convección profunda (Mc Kenzie et al, 1980; Chase, 1979).

En lo esencial y tomadas en general, estas anomalías no presentan correlación con la topografía. No obstante existen sectores tales como la zona de subducción (con la fosa incluida) y el cinturón andino que exhiben buena correlación entre las ondulaciones del geoide y la topografía (Souriau & Souriau, 1983; Ricard et al., 1984, ...).

Desde hace mucho tiempo se ha reconocido que los sistemas de subducción se asocian con altos de gravedad (Hayes, 1966; Grow & Bowin, 1975). Por otro lado, Froideveaux & Isacks (1984) para una sección de los Andes centrales, correlacionaron tanto en longitud de onda como en amplitud el excedente de las masas andinas con una ondulación del geoide sobreimpuesta a una más amplia anomalía vinculada probablemente con convección profunda. No obstante, y siguiendo el trabajo de Mc Adoo (1981), esta anomalía podría justificarse -al menos en buena parte- por los efectos de la losa fría subductada.

El objetivo de este trabajo es analizar el estado isostático y la eficiencia de la inversión a partir de las ondulaciones del geoide, con el fin de explicar las características corticales y del manto superior.

Demostraremos que la inversión de la anomalía N del geoide en longitudes de onda principalmente cortas es consistente con la clásica inversión desde las anomalías de Bouguer Δg . Hemos encontrado también pares de valores anómalos N, Δg que permiten definir el estado isostático. Finalmente la anomalía del geoide de longitud de onda intermedia (aproximadamente 3000 Km) puede ser justificada a partir del efecto positivo originado por la placa de Nazca subhorizontal.

INDICADORES DEL ESTADO ISOSTATICO

Es sabido que la mayor parte de la topografía terrestre está isostáticamente compensada, y si bien la suma de masas (topográfica y de compensación) $+m_i - m_c = 0$, al prevalecer en superficie el efecto de $+m$ por sobre el de $-m$, la equipotencial se elevará siguiendo atenuadamente a la topografía. Para un determinado relieve compensado habrá una cierta ondulación "N normal". Del mismo modo en un sistema compensado habrá una Anomalía de Bouguer "AB normal". Los apartamientos de estos valores normales de N y AB son indicadores en amplitud y signo del estado de descompensación isostática.

Demostraremos en lo que sigue que pares de valores N, AB correspondientes a estructuras 2D y 3D son útiles indicadores del estado isostático.

Para ello hemos asimilado el relieve mT a masas cilíndricas de densidad $\sigma_T = 2,67 \text{ g/cm}^3$, de radio $r = 167 \text{ Km}$ ($1,5^\circ$) con sucesivas altitudes h , de 0 a 5 Km. Las respectivas masas de compensación mC son cilindros del mismo radio r , ubicadas por debajo de una corteza de espesor normal $T_n = 33 \text{ Km}$, densidad $\sigma_c = 2,90 \text{ g/cm}^3$ y espesores de las raíces $\Delta R \text{ (Km)} = 6,675 * h$ (Introcaso et al., 1992).

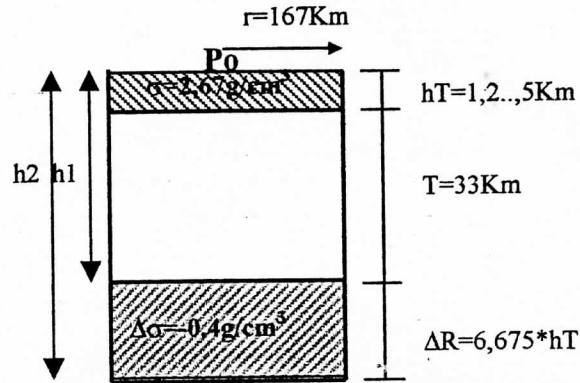


Fig. 1: Cilindro diseñado para cálculos 3D en P_0 del potencial V y de las anomalías de Bouguer AB .

Utilizando expresiones clásicas -en coordenadas cilíndricas- (entre otros Bomford, 1980; Introcaso, 1997) se calcularon en P_0 :

- 1) los efectos del déficit de gravedad que originan las raíces (anomalías de Bouguer).
- 2) las diferencias de potencial $\Delta V_{T,C}$ que originan los pares de masas anómalas cilíndricas $+mT$ y $-mT$ y que permiten -a partir de la clásica fórmula de Bruns, conocer N .

Se repitieron los cálculos para estructuras 2D con las expresiones publicadas por Introcaso (1997), Chapman (1977). Es interesante notar que en las longitudes de onda andinas (300 a 500 Km) para el cálculo de N pueden utilizarse las bien conocidas expresiones de Haxby & Turcotte (1978), debido a que como lo destacara Dahlen (1982), estas expresiones son excelentes aproximaciones siempre que la longitud de onda, como en este caso, sea muy inferior al radio terrestre.

La Fig. 2 muestra las curvas de variación de N y $|AB|$ para estructuras 2D y 3D y la separación de las zonas subcompensadas y sobrecompensadas.

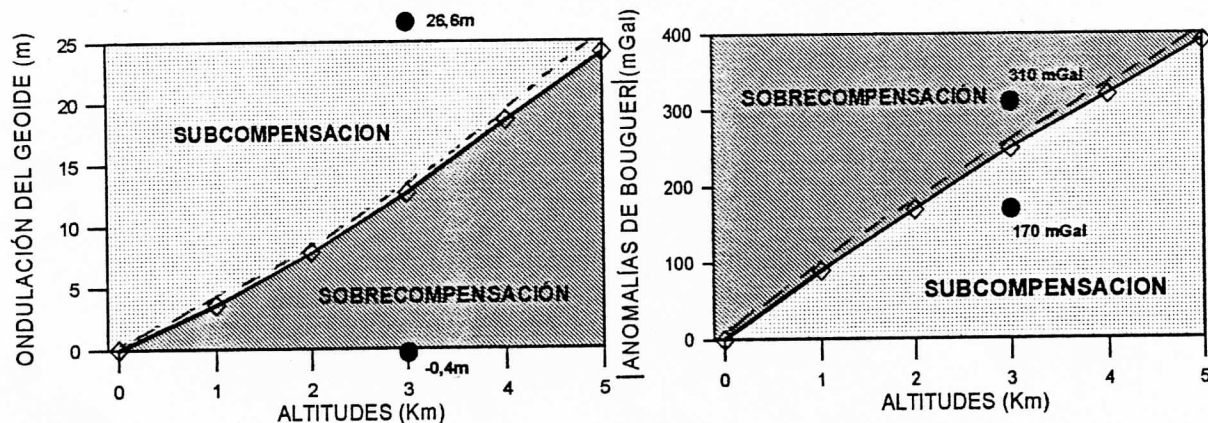


Fig. 2: Ondulaciones del Geoide (izquierda) y anomalías de Bouguer en valor absoluto (derecha) correspondientes al modelo cilíndrico de Fig. 1 para distintos valores de hT . Las líneas sólidas corresponden al modelo 3D y las líneas de trazos al modelo 2D (ambos isostáticamente compensados).

LA SECCION ANDINA EN 30° SUR

El análisis de una sección andina en 30° de latitud Sur (zona de subducción subhorizontal) completa este estudio (Fig. 3).

En la elaboración del modelo topoisostático se consideró una sección altimétrica extraída de un Modelo Digital de Terreno (MDT) construido a partir de más de 200.000 valores altimétricos digitalizados por GETECH - University of Leeds (Blitzkow et al. 1996). Las "raíces" corticales en la hipótesis de Airy fueron obtenidas a partir de esa sección altimétrica adoptando un espesor de corteza normal $T = 33$ Km, basándonos en trabajos anteriores (Bullen 1963; Introcaso 1993; entre otros) y asumiendo valores de densidad $\sigma_c = 2,9$ g/cm³ (corteza continental) y $\sigma_m = 3,3$ g/cm³ (manto superior) siguiendo a Woollard 1969; Introcaso et al. 1992.

Como modelo de Geoide Regional se consideró una sección Este-Oeste en 30° de latitud Sur obtenida de la última versión de la carta geoidal de Argentina (Pacino et al. 1997, Font et al. 1997) y prolongada lateralmente con valores de N calculados con el modelo geopotencial EGM-96 (hasta grado 360) recientemente evaluado para Sudamérica (Blitzkow 1997).

Para la obtención de la carta geoidal de Argentina (20'x20') se partió de la base de datos geofísicos depositada en el Instituto de Física Rosario (IFIR) que cuenta con información de más de 15.000 estaciones gravimétricas. La combinación de estos datos con el modelo de geopotencial EGM-96 y el MDT aludido permitió la aplicación de la técnica Remove-Restore para la resolución de la integral de Stokes modificada. De la evaluación del modelo con datos GPS se obtuvo un término de orden cero de aproximadamente -0,45 metros, compatible con valores mundiales.

Es sabido que con el objeto de remover las componentes de larga longitud de onda, tradicionalmente se calcula un geoide de bajo grado, por ejemplo 2 a 10 (Mc Kenzie et al., 1980, Marsh & Martin, 1982). Al igual que en el método gravimétrico tradicional, la separación de las distintas longitudes de onda del geoide y su asignación a las masas causantes no es para nada sencilla.

Consistentemente con la amplitud de la masa topográfica y además tomando como referentes a las longitudes de onda de trabajos globales (por ejemplo Chase, 1978) hemos asumido para eliminar las largas longitudes de onda un modelo calculado desde $l=2$ a $l=4$.

La Fig. 3 (abajo) muestra el geoide calculado y el geoide residual que se obtuvo descontando del modelo de geoide regional aludido las largas longitudes de onda, advirtiéndose una clara correlación. Los resultados nos llevan a pensar en una corteza aceptablemente compensada en el sistema de Airy, aunque esto no descarta la probable existencia de masas subcorticales con tendencia al autobalance como fuera propuesto por Miranda e Introcaso (1997).

La ondulación de larga longitud de onda que fuera descontada del geoide regional puede ser vinculada con el efecto de la placa de Nazca subhorizontalizada por debajo de la litosfera continental sudamericana (Introcaso y Pacino, en preparación), ya que éste se corresponde bien en longitud de onda y está en el orden de magnitud encontrado en cálculos similares en el oeste del Pacífico (Mc Adoo, 1981).

En rigor subsiste una discrepancia constante de larga longitud de onda, tal vez vinculada con convección profunda.

Nuestra estructura de corteza - manto superior es consistente con la inversión clásica realizada a partir de las anomalías de Bouguer. En síntesis, las inversiones realizadas a partir de las anomalías de Bouguer observadas y a partir de las ondulaciones del geoide calculado, parecen ser razonablemente eficaces para definir la estructura buscada.

CONCLUSIONES

El mismo modelo cortical compensado isostáticamente en 30° de latitud Sur nos permite reproducir tanto las anomalías regionales de Bouguer como las ondulaciones del geode. Ambos indicadores, en longitudes de onda andinas, son pues consistentes. Esto señala que de no disponer de valores gravimétricos pero sí de ondulaciones geoidales confiables es posible deducir al menos en términos generales, la estructura cortical.

Los dos indicadores combinados, $|AB|$ y N señalan el grado de balance isostático. Llevando nuestro análisis a longitudes de onda intermedias, el efecto debido a la Placa de Nazca en subducción aplastada puede justificar la mayor parte de esta ondulación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente subsidiado por CONICET (PICT 0159/97 y PIA 6896/97). Los autores agradecen a GETECH-University of Leeds (U.K.) por su importante colaboración en la elaboración del Modelo Digital de Terreno de Argentina y a la Subcomisión del Geode de Sudamérica (IAG) por el apoyo recibido para el cálculo del Modelo Geoidal de Argentina.

REFERENCIAS

- Blitzkow, D., 1997. NASA (GSFC) / NIMA Model Evaluation EGM 96. Report Special Working Group. International Geoid Service. 11pp.
- Blitzkow, D., Lobianco, M. C. and Fairhead, J. D., 1996. Data Coverage Improvement for Geoid Computation in South America. Actas International Symposium GraGeoMar96, Tokyo, Japan.
- Bomford, G. 1980. Geodesy, 4^{ed}. Oxford U. Press, 855 pp
- Bullen, K. E., 1963. An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge University Press., 3^o Ed., 381pp.
- Chase, C. G., 1979. Subduction, the geoid, and lower mantle convection. *Nature*, 282: 464 - 468.
- Chapman, M., 1977. Tecnique for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84: 3793-3801.
- Crough, S. T., 1979. Geoid anomalies across fracture zones and the thickness of the lithosphere. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, 44: 224-30.
- Crough, S. T. and Jurdy, D., 1980. Subducted lithosphere, hot spots and geoid. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 48: 15-22.
- Dahlen, F. A., 1982. Isostatic Geoid Anomalies on a sphere. *J. Geophys. Res.*, 87: 3943 - 3947.
- Davies, G., 1981. Regional compensation of subducted lithosphere: effects on geoid, gravity and topography from a preliminary model. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 54: 431-443.
- Font, G., Pacino, M. C., Blitzkow, D. and Tocho, C., 1997. A preliminary geoid model for Argentina. *Geodesy on the Move (International Association of Geodesy Symposia)*, 119: 255-261.
- Froideveaux, C. and Isacks, B., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 305-314.
- Grow, J. A. and Bowin, C. O., 1975. Evidence for high-density crust and mantle

- beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 80(11): 1449-1458.
- Haxby, W. F. and Turcotte, D. L., 1978. On Isostatic Geoid Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 83 (B11): 5473 - 5478.
- Hayes, D. E., 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. *Mar. Geol.*, 4: 309-351.
- Introcaso, A., 1993. El levantamiento andino. Su explicación a partir del método gravimétrico. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Bs. As.*, 45: 223 - 242.
- Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR Editora. 355 pp.
- Introcaso, A., Pacino, M. C. and Fraga, H., 1992. Gravity, Isostasy and Andean Crustal Shortening between latitudes 30° and 35°S. *Tectonophysics*, 205: 31 - 48.
- Marsh, J. and Martin, T., 1982. The seasat altimeter mean sea surface model. *J. Geophys. Res.*, 87: 3269-3280.
- Mc Adoo, D. C., 1981. Geoid Anomalies in the Vicinity of Subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, 86 (B7): 6073 -6090.
- Mc Kenzie, D., Watts, A., Pearson, B. and Roufosse, M., 1980. Platform and mantle convection beneath the Pacific Ocean, *Nature* (288): 442 - 446.
- Miranda, S. e Introcaso, A., 1997. Cartas gravimétricas de la Provincia de Córdoba - Rep. Argentina. Interpretación de la estructura profunda de la Sierra de Córdoba. Colección Temas 1997. Publ. IFIR: 45 pp.
- Nataf, H., Froideveaux, C., Levrat, J. and Rawinowicz, M., 1981. Laboratory convection experiments: effect of lateral cooling and generation of instabilities in the horizontal boundary layers. *J. Geophys. Res.*, 86: 6143-6154.
- Pacino, M. C., Font, G. and Blitzkow, D., 1997. Data processing for a geoid model in Argentina. *Geodesy on the Move* (International Association of Geodesy Symposia), 119: 288-293.
- Souriau, M. and Souriau, A., 1983. Global tectonics and geoid. *Physics of the earth and Plan. Int.*, 33: 126-136.
- Woodhouse J. and Dziewonsky, A., 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89: 5953-5986.
- Woollard, G. P., 1969. Regional variations in Gravity. In: "The Earth's Crust and Upper Mantle". Pembroke J. Hart ed., 136 pp.

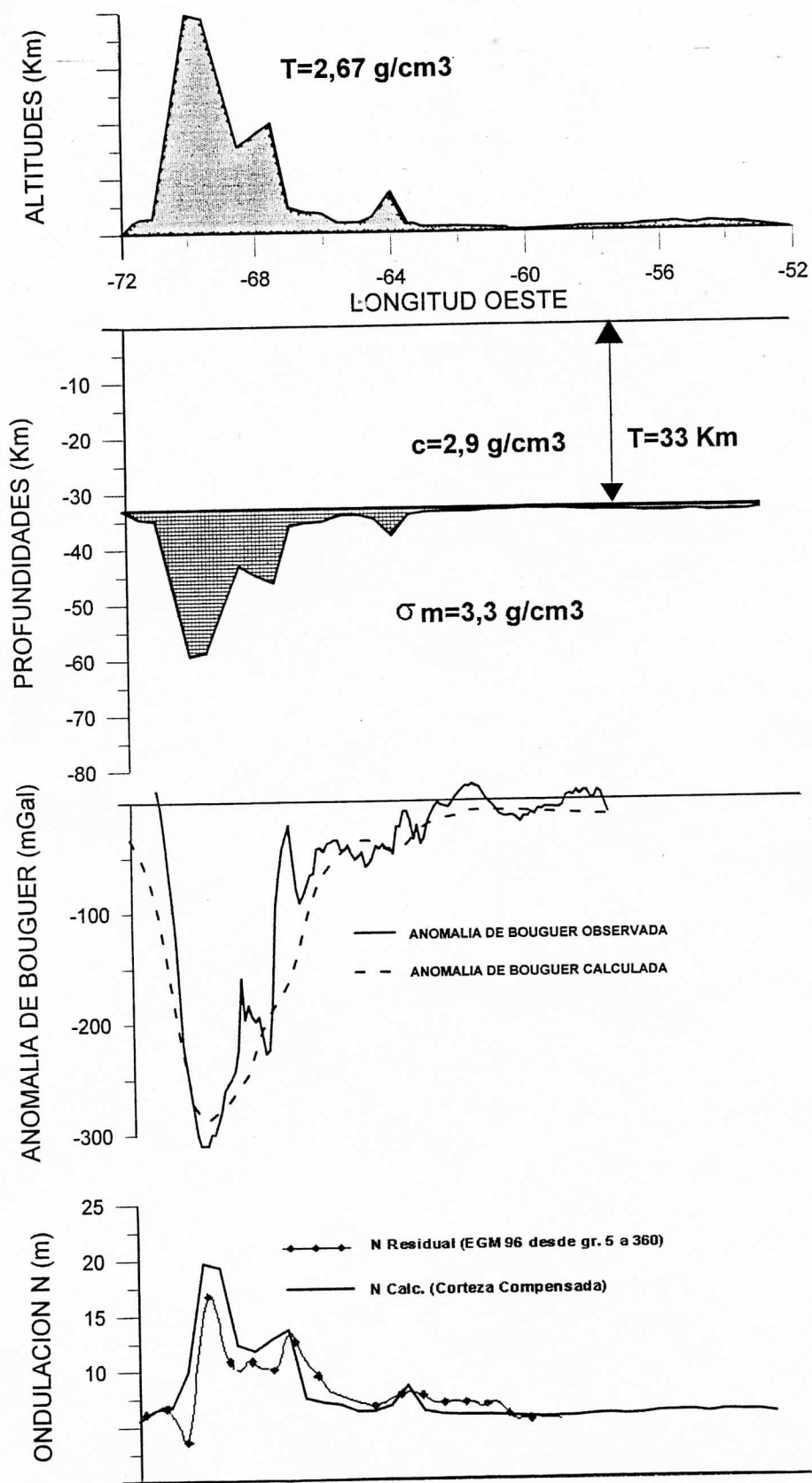


Fig. 3: Estructura cortical en 30° S consistente simultáneamente con N residual y AB observada.