

DETERMINATION OF THE CONTINENTAL MARGIN OUTER EDGE BY THE SATELLITE ALTIMETER DATA AND THE GEOID GRAVITY MODEL

R.Kh. Greku (1), D.R. Greku (2)

(1) Institute of Geological Sciences of NASU,
SATMAR - Satellite Marine Technology Laboratory, P.O. Box 105, 01010, Kiev - 10,
Ukraine, Tel: 380 44 2907188, Fax: 380 44 2169334, E-mail: satmar@svitonline.com

(2) SATMAR AUSTRALIA - Satellite Marine Technology Laboratory Ltd.,
Suite 2A, 438 High Street, Penrith, NSW 2750, AUSTRALIA
Tel: (61-02) 1300 73 1300, 4732-4227, Fax: (61-02) 4722 5021
E-mail: mailbag@greatwesternpages.com.au

Abstract

The technique of reconstructing the Earth's geological structure from geoid topography data is considered. The results permit the design of vertical cross-sections and spatial distribution maps of land masses at different depths. The possibility of determining the outer boundary of the continental margin, which is hidden under the upper seabed layers, is shown by using the example of the Argentine shelf region.

1. Introduction

Geoid topography is caused by the gravitational nature of the inhomogeneous geological structure of the Earth. This topography coincides with the ocean's surface at rest, and continues under the continents. Satellite altimeter measurements (annex 1) allow us to determine the stationary geoidal undulations (elevations and depressions) on the ocean's surface which correlate with the location of the disturbing land masses. The more dense mass generates an elevation, and the less dense generates a depression in the surface of the sea.

The geoid can also be represented (besides through altimetry) by a mathematical model as sets of a spherical harmonic expansion of the geoid topography (annex 1). The main point of our investigation is that the harmonics can be used not only to calculate the geoid -- the outer surface of the geopotential -- but also to determine the topography of the internal equipotential surfaces. The depth of the layer which disturbs this surface is determined by a harmonic number, using a dependence which is computed by us. This makes it possible to obtain a vertical cross-section of the seabed structure similar to seismic profiling.

Therefore, our technique allows us to use satellite altimetry data to synthesize a combination of gravity and seismic data.

The UN Commission on the Limits of the Continental Shelf (CLCS) recommends using altimetry data to calculate gravimetric anomalies in addition to ship-board gravity measurements. The purpose of this report is to expand the capabilities of the application of geoid data (global models or direct satellite altimeter measurements) and to offer a certain method for determining the outer edge of the continental margin by using the Argentine shelf as an example. It is a cost-effective method because it is solely a computational method.

2. An approach to the problem and methodological features

The use of spherical harmonics is a useful technique not only to compute the shape of the Earth but to study its structural density as well [1], in particular to determine the deep boundary of the continental margin which is hidden under the thickness of the upper layers of the seabed.

The mathematical methods used in physical geodesy have no evident connection with the geological nature and geophysics of the Earth. At the same time, the estimations of the thickness of the layers of land responsible for disturbances in specified harmonic ranges are shown in some works. The technique of determining the differential geoid by means of an extraction of different harmonics is also known. It is used for revealing local dense inhomogeneities. In other words, it is possible to analyse a density structure of different layers of the lithosphere by choosing those or other harmonics.

The most completed theoretical substantiation of potential anomalies usage for determination of density anomalies is shown in reference work [1].

In our method an assessment of the disturbing layer's depth is computed by a known harmonic function in physical geodesy in the case of the potential of the internal masses confined by a sphere (annex 2)

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\rho^n}{R^{n+1}} P_n(\cos \Psi),$$

where r is the distance from the sphere surface down to the disturbing mass, \mathbf{x} is the distance from the center of the sphere up to the disturbing mass, R is the radius of the sphere, $P_n(\cos \Psi)$ is the Legendre polynomial of n^{th} degree, Ψ is the angle between R and \mathbf{x} .

The calculation was carried out by using $n_{\min}=2$. Furthermore, the multiplier $(2n+1)^{1/2}$ was taken into account in the right side of the expression, which is used for computing the geoid for the normalization of spherical functions in the particular case where $\Psi=0$ $P_n(\cos \Psi)=1$ for all of n , and $r=R-\mathbf{x}$. Thus, an appropriate n was selected by the assigned values of r , \mathbf{x} and R .

The interdependence obtained between n and r is shown in fig. 1. The degree n on the diagram characterizes the sum of harmonics in a range from 2 up to n . The depth r marks the upper cover of the disturbing layer, where thickness \mathbf{x} is considered from the center of the Earth.

The diagram in fig. 1 is a good approximation for the practical evaluation of the depth and thickness of the disturbing layer. It is coordinated with estimations of depths in reference work [2], where it is noted that the density inhomogeneities at the center of the Earth are responsible for harmonics of about $2 \leq n \leq 5$, the lower mantle is responsible for the range of $2 \leq n \leq 20$, and the upper mantle for the range of $2 \leq n \leq 100$. It is supposed in another reference work [3], that harmonics up to 8 degrees are probably caused by the impact of masses located at a depth of more than 1000 km, and from 8 to 22 at a depth of 50-300 km.

3. Initial information

Geological aspects of the United Nations Convention on the Law of the Sea (UNCLOS, article 76) concerning continental shelf zones extending beyond 200 nautical miles, are now being actively dealt with in documents of the Commission on the Limits of the Continental Shelf (CLCS). Their analysis shows that the conventional marine geophysical survey for determination of the continental margin boundary can be complemented effectively with satellite altimetry measurements of marine geoid topography. The Commission recommends determining the boundary of the foot of the continental shelf, which can be made "visible" with the help of such contemporary means as echo-sounding and seismic surveys of the seabed and with gravimetric and magnetic measurements.

The use of such research means are provided for, for example, by the Argentine Project UNDP ARG/98/008 on the determination of the boundary of the Argentine continental margin [4]. The survey will be carried out in the area covering the continental slope and the adjacent part of the Argentine basin (fig. 2a).

It is obvious that the real continental margin extends under the upper layers of the abyssal ocean floor further seaward than the visible continental slope. The geoid data which are caused by the density structure of all layers of the Earth permits a "glance" through the depths like the powerful seismic methods.

Two sections of the geoid surface along parallels $40^{\circ}.0S$ and $45^{\circ}.5S$ are considered in this work. The geoid is computed with the EGM96 geopotential model. The profile lines of the geoid topography and the earth surface (visible terrestrial and the seabed) with the digital ETOPO5 Data Base are shown in fig. 2b. The spatial resolution of the geoid model under the conditions $n_{\max}=360$ is $30'$, and of the ETOPO5 data is $5'$. The extent of the profiles is at an interval from $70^{\circ}.0W$ up to $49^{\circ}.0W$. Both profiles cross the Argentine polygon along the planned geophysical sections.

It is possible to note the following by our experience in computing the Black Sea geoid based on the ERS-1 altimetry data (including the geodetic mission) [5, 6]. The resolution of the altimetric geoid is higher than that of the geoid model at latitudes such as those of the Argentine polygon, since the average interval between satellite tracks is 2-3 km.

4. Modeling of a deep structure

Vertical structural sections of the lithosphere on the geopotential values are shown in fig. 3-6. Input data are cuts of the internal equipotential surfaces computed with the EGM96 spherical functions. Each profile was filtered by the moving average at intervals of 1° to reveal the local anomalies. Therefore the relative high-frequency values of the potential are shown in the figures. In particular, the structure of the top level on the $n=360$ (range of harmonics is $2-360$) is obtained by smoothing the geoid curve in fig. 2b. Fourteen (14) ranges of harmonics and appropriate depths in accordance with fig. 1 were used:

Range of harmonicas, n	Depth of the upper layer cover, km	Range of harmonicas, n	Depth of the upper layer cover, km
2 – 13	125	2 – 90	8.5
2 – 18	105	2 – 120	5
2 – 20	90	2 – 130	4
2 – 24	60	2 – 180	3
2 – 32	40	2 – 220	2
2 – 36	32	2 – 300	1.3
2 – 60	15	2 -360	1

As it was noted earlier, the n degree (in figures 3-6) defines the sum of harmonics from 2 up to n. The depth of a layer is considered from the geoid surface.

According to [1], the surfaces of the constant potential coincide with the surfaces of the constant density. Therefore the isolines, which are shown in the figures in units of the geoid heights, are the contours of the density inhomogeneities. The colour scale from blue to yellow corresponds to increasing of the relative gravity potential. The sections along the corresponding latitudes are constructed by using the same data. The scale of the depth axes in different figures is changed only to provide for a more detailed presentation of certain layers.

The contours of the bodies revealed coincide at the upper layers with frontiers of known geomorphological provinces on the ground surface and the seabed. The (x) markers show the depths of the crustal layers and the Mohorovicic discontinuity, observed by deep seismic soundings [7, 8] taken at the point 40°13'S and 56°23'W nearest to the section at 40°.0S (fig. 3, 4), and also at the point 45°37'S and 56°22'W nearest to the section at 45°.5S (fig. 5, 6).

Here it is necessary to note that the water layer of the World's Oceans comprises 0.02% of the Earth's mass, and the value of its potential is only $3 \cdot 10^3$, in comparison to the Earth's potential of $3.98 \cdot 10^{14}$. That is, the contribution of the water layer to the disturbing potential of the geoid has no practical significance for modeling the internal structure. And the changes in the potential of the upper layers within the water column (700 m on the section 40°.0S and 5200 m on the section 45°.5S) in fig. 3-6 are caused by the bottom topography and the density inhomogeneities of the seabed. Therefore depths of the 4th, 5th and 6th layers of crust are considered from the ocean bottom. At the same time, the Moho depth, as noted in [7, 8], is shown from the ocean surface.

The (x) marking positions in the figures coincide, as a rule, with changes in the isoline contours at the appropriate lateral levels. For example, the lower boundary of the continental crust at a depth of about 30 km and the oceanic crust at about 15 km are coordinated with seismic surveying.

Deep layers of the lithosphere under the Moho are represented as homogeneous enough.

Two layers at intervals of 1-9 km and 1-31 km are shown in detail by depth in figs. 4 and 6.

The roots of the Andes extend to 60-70 km (fig. 3, 5), and the lower boundary of other continental structures up to approximately 30 km.

The zone of the continental rise is labeled in figs. 3-6 which includes the point of maximum change in gradient of the continental slope. It is visible in fig. 2 at 53°.3W on section 40°.0S and at 55°.3W on section 45°.5S.

The body of the continental slope under the upper layers of the seabed extends eastward past the foot of the continental slope: up to 51°.0W at 40°.0S and up to 54°.0W at 45°.5S. Apparently, the continental margin of the Argentine region relates to the Rifted Volcanic Continental Margin type with the crustal lens of high seismic velocity 7.2-7.6 km/s (according to the geological draft of an example 6.1E in [9]). The epicenter of the lens is well seen at section 40°.0S at 51°.5W at a depth of 4.5-5 km (fig. 3), and especially at section 45°.5S at 54°.0W at a depth of 8.5 km (fig. 5).

5. Conclusions

Figures 3-6 show the complex structure of the interior of the Earth in the Argentine region. The closed contours of isolines show different bodies under the bottom.

14 layers were used only for the vertical cross-sections, while the model allows us to calculate 360 levels. Using altimetric measurements will considerably increase the detail of representation of the upper layers.

The data obtained, which is both clear-cut and highly informative, can be an important addition to the study of the continental margin of coastal states. Marine geophysical investigation for determination of the continental margin is carried out, as a rule, by a wide-spaced grid with sections at intervals of 50-100 km. They can be used as a basic network, and the satellite altimetric tracks at intervals of 2-3 km should be used for an analysis of the region before a marine survey is undertaken. It will permit concentration of labor-intensive and expensive marine research in the local areas only.

The application of altimetry data is also advantageous and cost-effective because the detailed mapping and geological-geophysical analysis can be carried out without the necessity of doing field work in the study area.

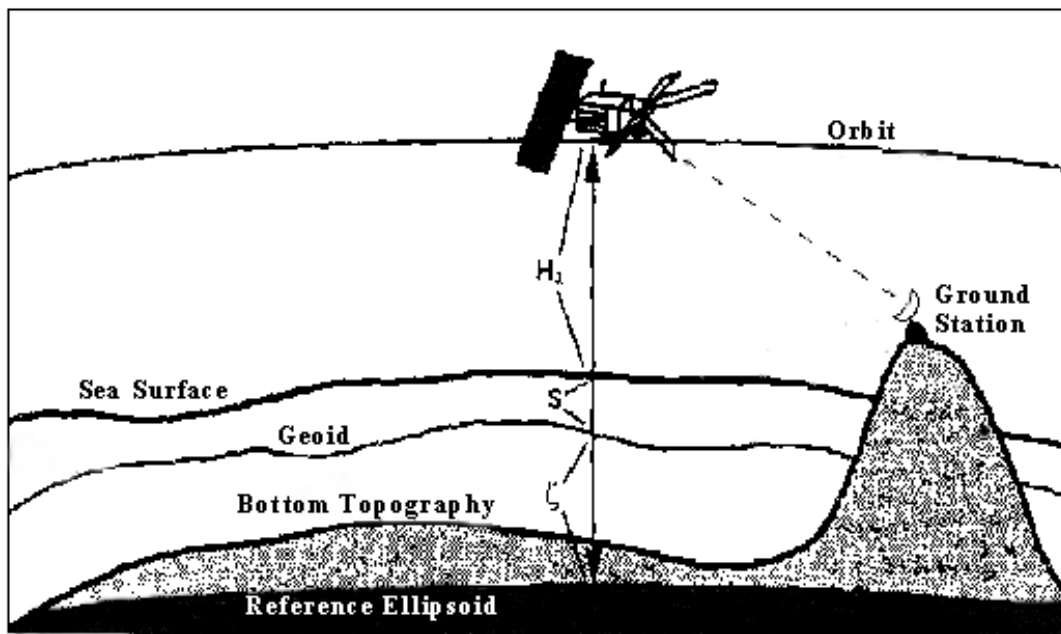
References

1. Helmut Moritz, The Figure of the Earth. Theoretical Geodesy and the Earth's Interior. Wichmann, Karlsruhe, 1990.
2. Gainanov A.G. Geology and Geophysics of the Eastern Indian Ocean Floor (by the 54 and 58 cruises data of the RV Vityaz). - Moscow, Nauka, 1981. -256 p. (in Russian)
3. Allan R.R. Depth of sources of gravity anomalies. " Nature. Phys. Sci. ", 1975, 236, #63, 22-23.
4. Proyecto PNUD ARG/98/008 Comision Nacional del Limite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA), www.undp.org.ar.

5. Greku R.Kh., Kulikov A.A., Greku D.R., Vernigorov D.V. Sea Surface Topography by the Satellite Altimetry. // Space Research in Ukraine 1994-1997. - Kyiv: National Space Agency of Ukraine. - P. 58-63.
6. Greku R.Kh., Gozik P.F. Research of topography and structural properties of the sea, terrain and ice surfaces with satellite radar methods // Geological Journal – 2001.- №2.- P.50-56 (in Russian).
7. Ewing, M., and others, 1963. Sediments and oceanic geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain. Part 1. Buenos Aires to Peninsula Valdez. Geol. Soc. Am. Bull., v. 74, No 3, p.275-292; International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean. Udintsev G.B. (ed). IOC (of UNESCO), Min. Geol. USSR, Ac. Sci. USSR, GUGK USSR, Moscow 1989-1990.
8. Ewing, M., and others, 1964. Sediment distribution in the oceans: the Argentine Basin. J. Geophys. Res., v.69, No 10, p.2003-2032; International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean. Udintsev G.B. (ed). IOC (of UNESCO), Min. Geol. USSR, Ac. Sci. USSR, GUGK USSR, Moscow 1989-1990.
9. Scientific and Technical Guidelines of the Commission on the Limits of the Continental Shelf, www.un.org.

Satellite Altimetry

The figure below is a functional diagram of satellite altimetry (Altimeter & Microwave Radiometer ERS Products. User Manual. Ref: C2-MUT-A-01-IF, Version: 2.2, Date: 21/10/1996/. French Processing and Archiving Facility).



H_a is the distance from the satellite to the surface of the earth, as measured by the altimeter. It is 800 km in average.

S is the height of the sea surface above the geoid. It is a time-varying value up to 1 m due to tides, currents, atmosphere pressure and other effects

ζ is the height of the geoid above the reference ellipsoid. It is changed from +70 m to -100 m.

The elevations of the geoid are correlated with the very dense masses within the earth and depressions with less dense masses.

Altimeter measurements are the most detailed information on geoid topography. An average resolution is $\lambda=6$ km, and it is 0.7 km even for the special survey of the ERS-1 satellite.

Moreover, the geoid can be presented (besides the altimetry) also as a mathematical model as sets of a spherical harmonic expansion of the geoid topography. A harmonic number characterizes the wavelength of the geoid topography. The higher the harmonic number, the shorter the wavelength. The maximum resolvable of the current models where $n_{\max}=360$ is $30'$. These are OSU91 and EGM96, for example.

Spatial resolution λ of the altimeter data in km can be translated into a corresponding harmonic number n where $n=20000/\lambda$.

Estimation of the depth of the disturbing layer by the harmonic number

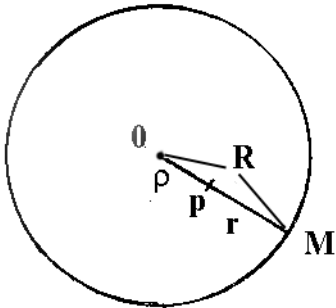
The expansion in series of the inverse distance r from the Earth's surface to the disturbing layer can be calculated with

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\rho^n}{R^{n+1}} P_n(\cos \Psi),$$

where r is the distance from the sphere surface down to the disturbing mass (annex 2), ρ is the distance from the center of the sphere up to the disturbing mass, R is the radius of the sphere, $P_n(\cos \Psi)$ is the Legendre polynomial of n degree, Ψ is the angle between R and ρ .

The calculation of this formula was carried out under certain conditions, namely, $n_{\min}=2$, $\Psi=0$ and then $P_n(\cos \Psi)=1$ for all of n and $r=R-\rho$. Furthermore, the multiplier $(2n+1)^{1/2}$ was taken into account in the right side of the expression, which is used for computing the geoid for normalization of spherical functions. Thus, an appropriate n was selected by the assigned values of r , ρ and R with

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\rho^n}{R^{n+1}} (2n+1)^{1/2}$$



Geometry of the essential components r , ρ and R is shown in the figure.

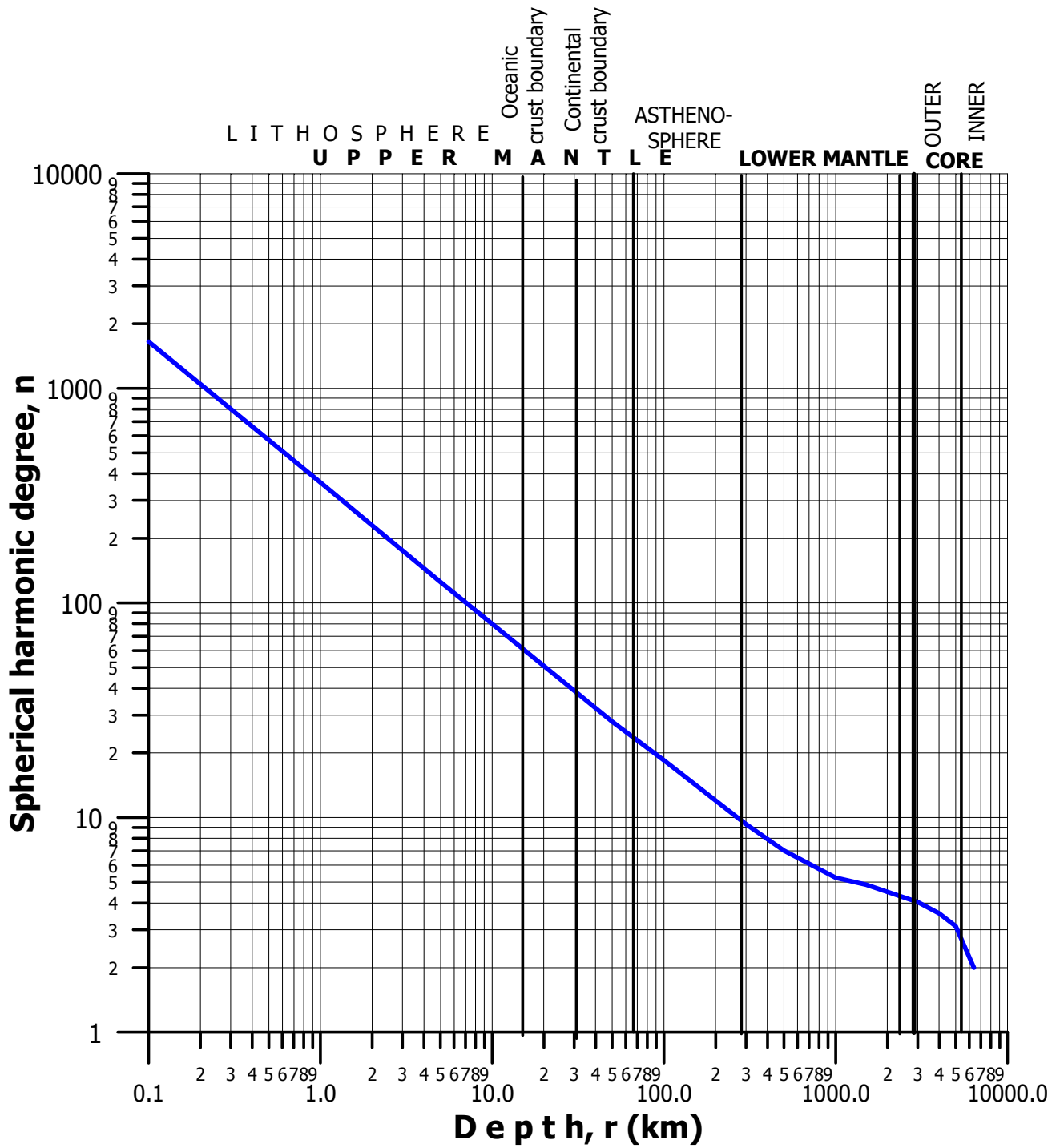


Fig. 1. Ratio diagram between spherical harmonic degrees n and depths r of the disturbing layers of the Earth. Value n characterizes the sum of harmonics in a range from degree 2 up to n . Depth r corresponds to upper cover of a disturbing layer, which thickness is considered from the center of the Earth

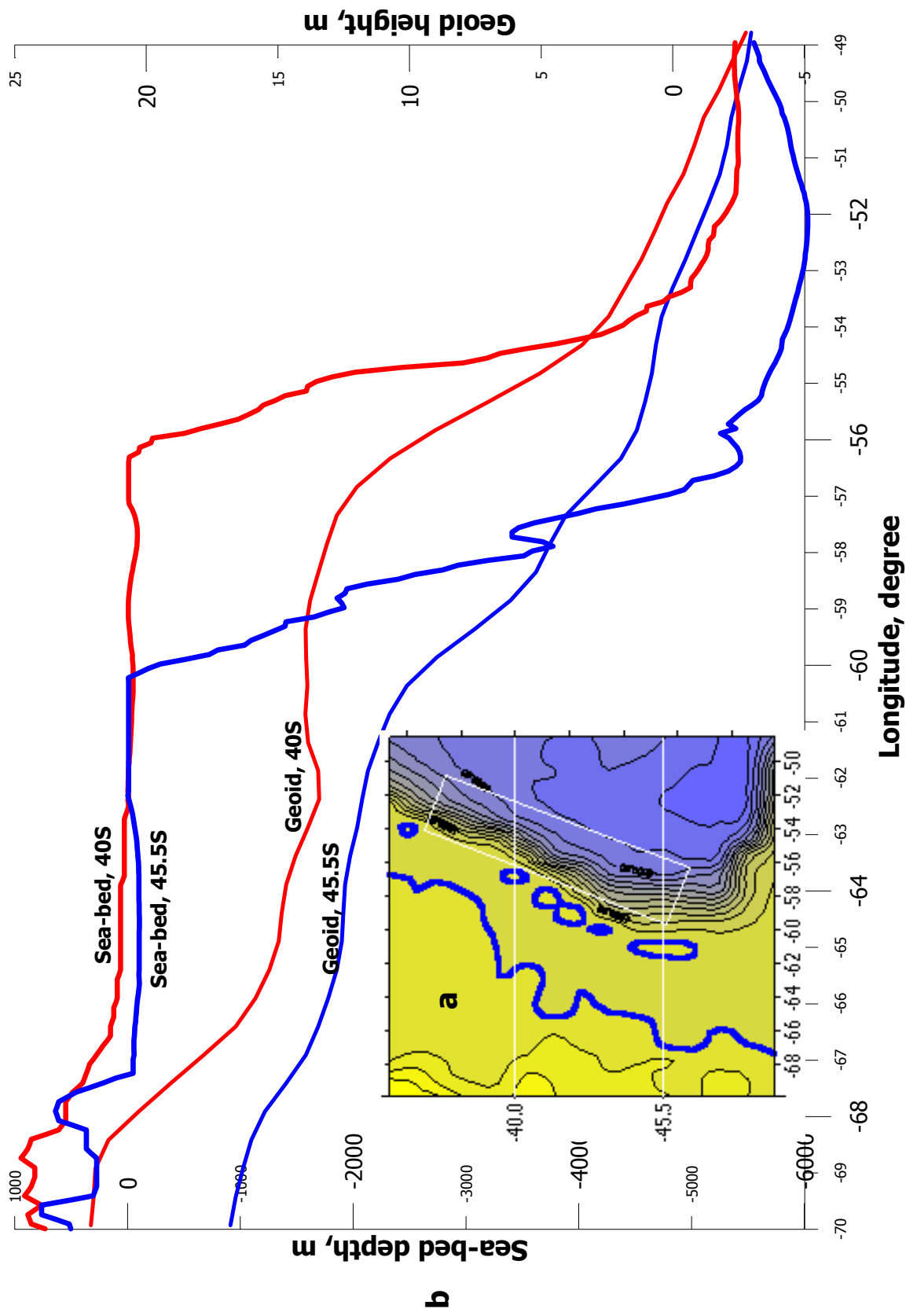


Fig. 2. Profiles of the geoid topography and the relief of the earth surface (visible terrestrial and the sea-bed) at latitudes 40° 0S. (red) and 45° 5S. (blue).
 a - topography of Argentine and the adjacent oceanic floor. It is shown a location of the geophysical polygon and latitudinal sections at 40° 0S and 45° 5S;
 b - topographical profiles (axis on the left), profiles of the geoid (axis on the right)

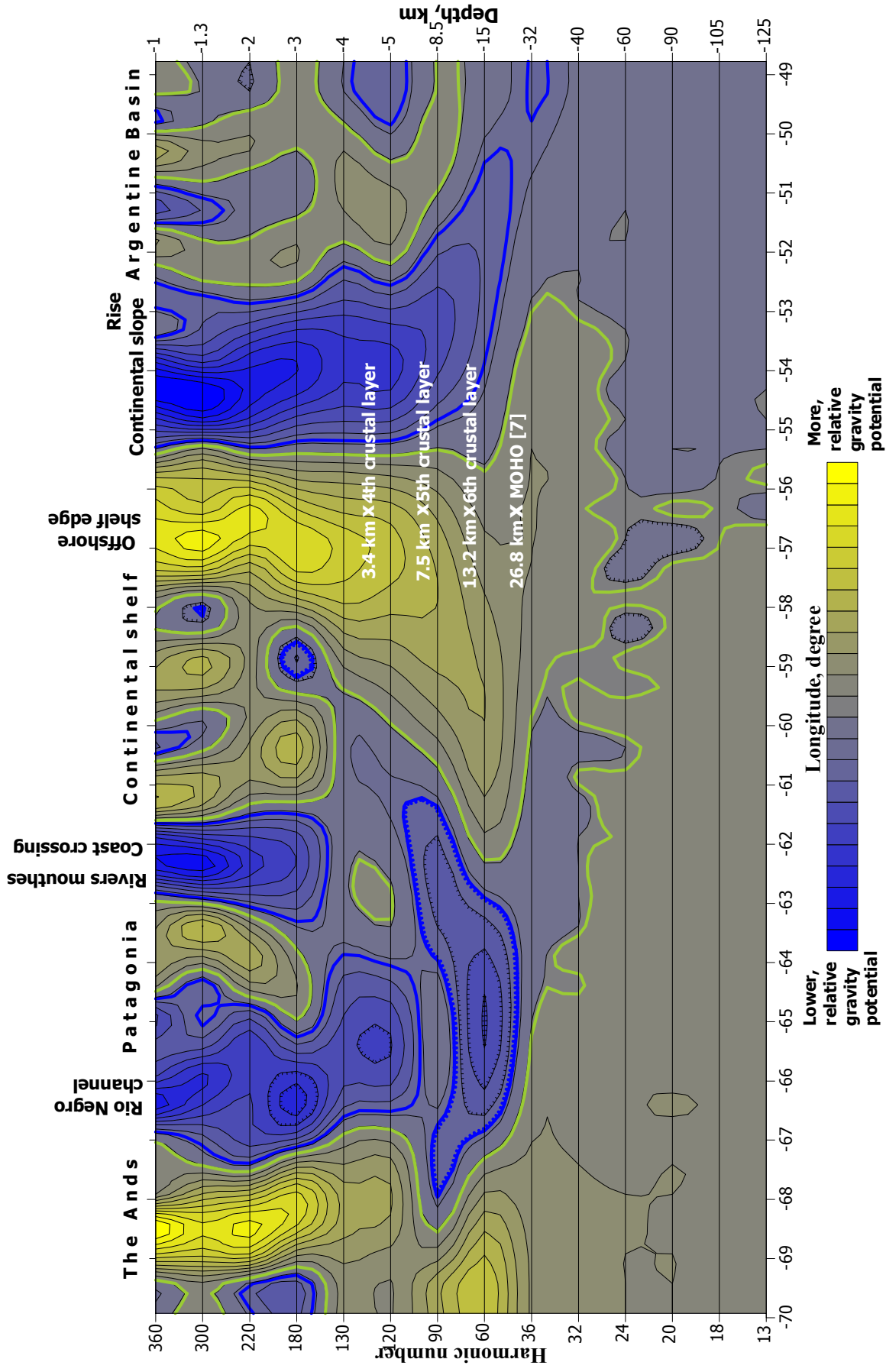


Fig. 3. Vertical structural section of the lithosphere with relative values of the geopotential along 40° 0S. 14 ranges of spherical harmonics in an interval of degrees from 2 up to n are used. Axis of harmonics is at the left, axis of depths on the right (according to the diagram in fig. 1). x - marker of crustal layer depths and the Moho boundary on the seismic data [7]. The colour scale from blue to yellow corresponds to increase of a relative gravity potential

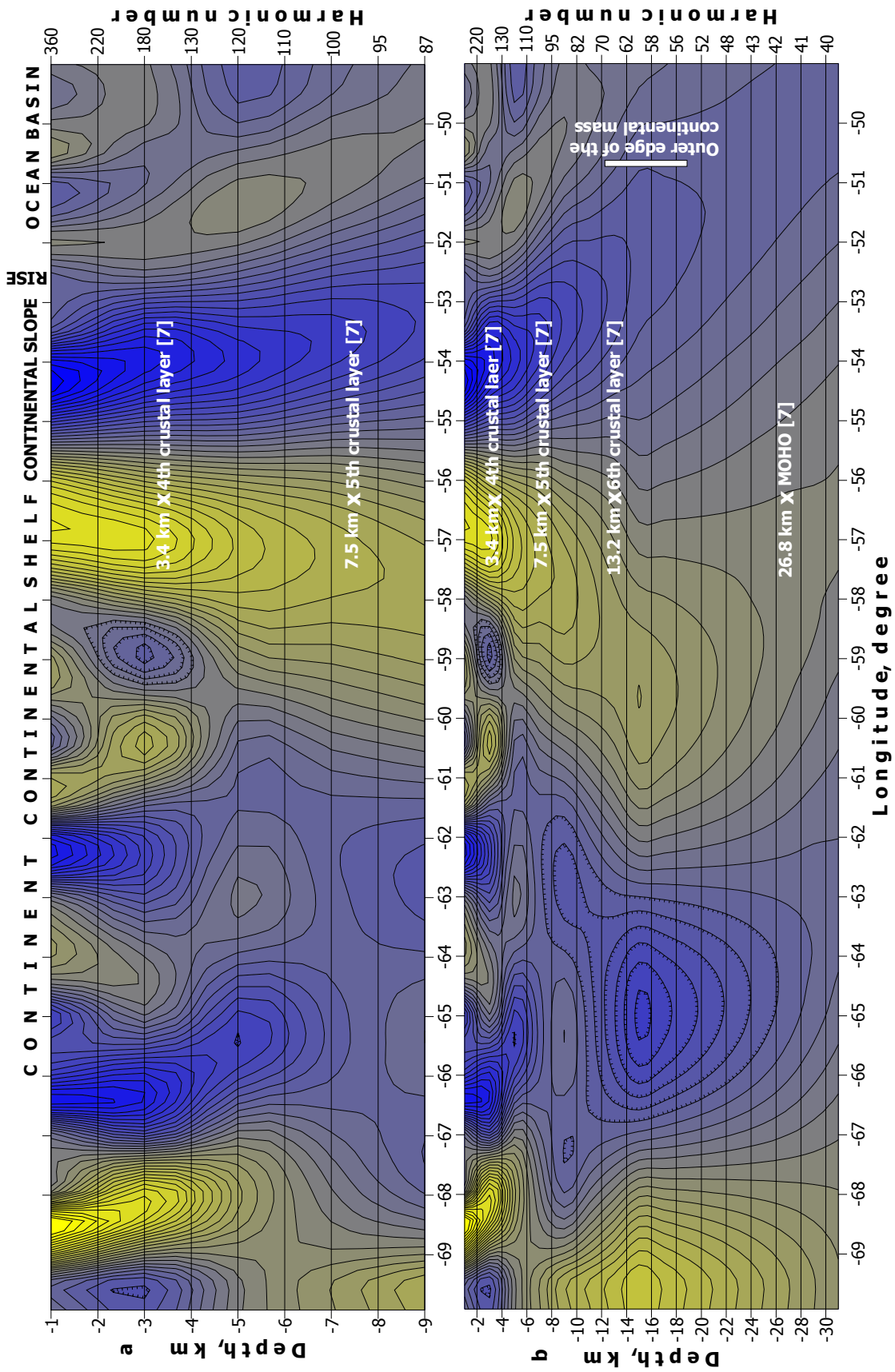


Fig. 4. a - vertical structure of the crust's upper layers up to depth of 9 km at 40°.05S;
 b - vertical structure of the crust's upper layers up to depth of 31 km.
 Other designations see in fig. 3

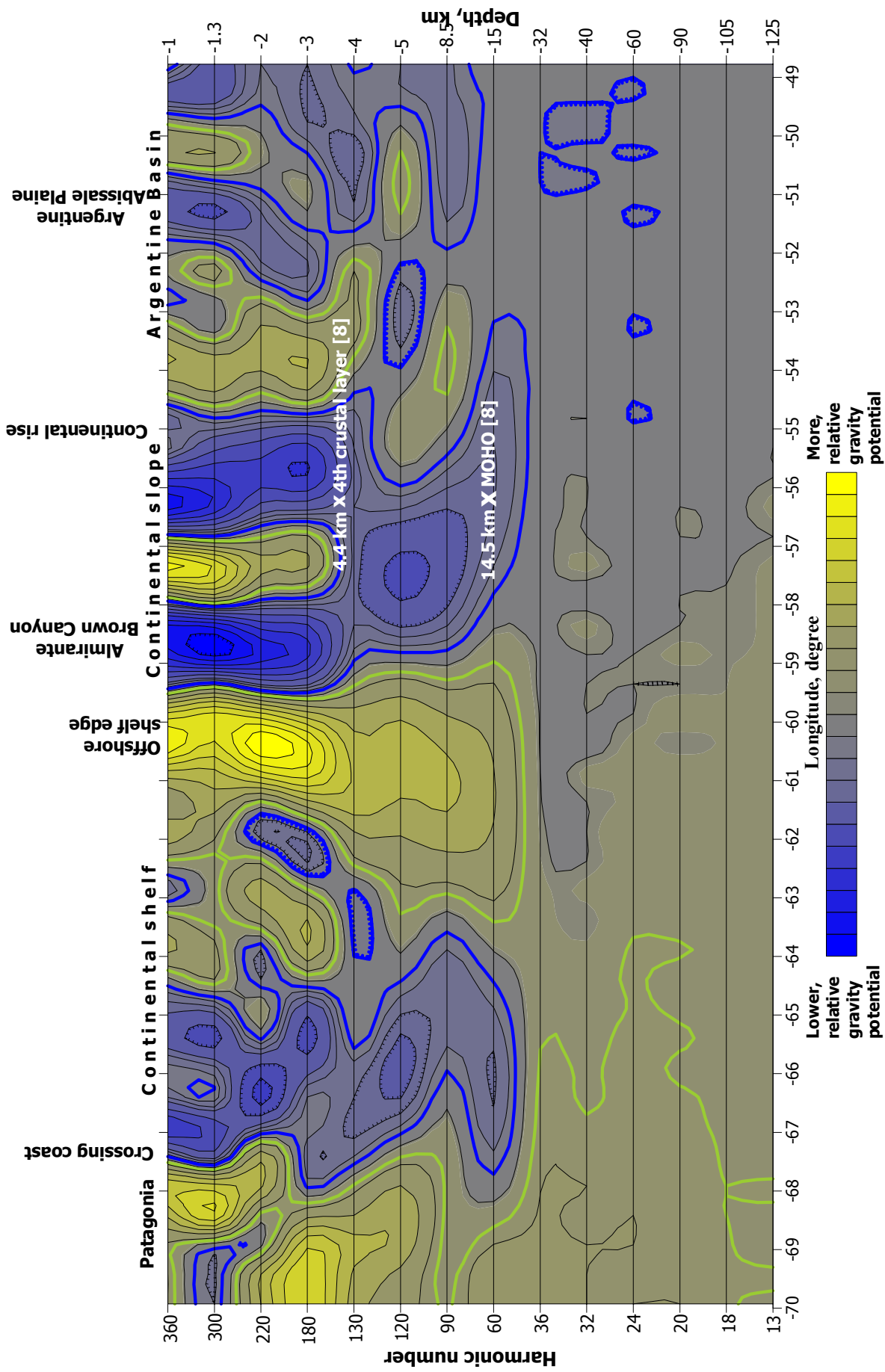


Fig. 5. Vertical structural section of the lithosphere with relative values of the geopotential along 45° 55S. Other designations see in fig. 3

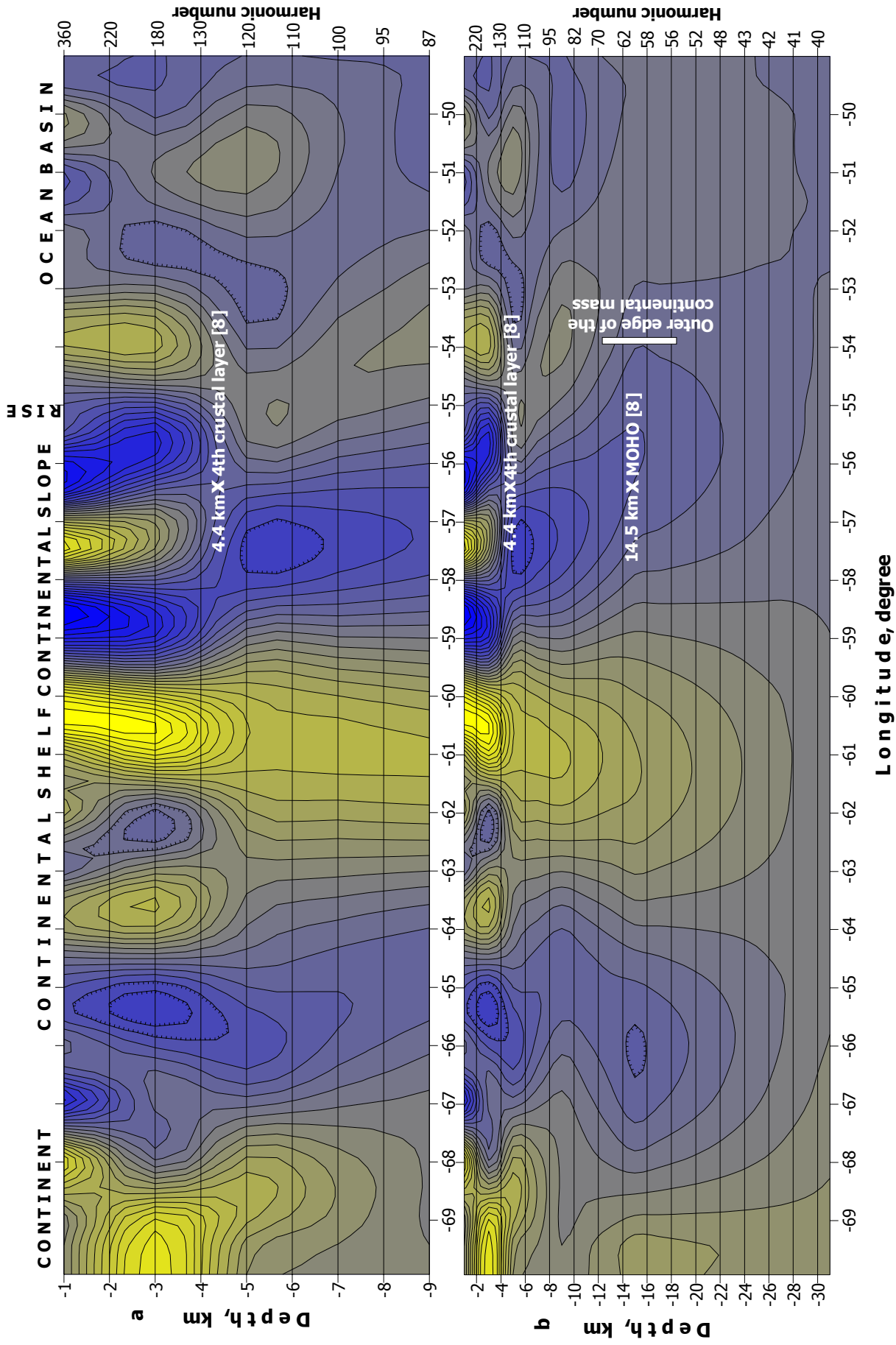


Fig. 6. a - vertical structure of the crust's upper layers up to depth of 9 km at 45° 55';
 b - vertical structure of the crust's upper layers up to depth of 31 km.
 Other designations see in fig. 3

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПО СПУТНИКОВЫМ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ГЕОИДА

Р.Х. Греку (1), Д.Р. Греку (2)
Институт геологических наук НАН Украины,
Лаборатория спутниковых морских технологий SATMAR, Украина, 01010, Киев-10,
а/я 105, Тел: 380 44 2907188, Факс: 380 44 2169334, E-mail: satmar@svitonline.com
(2) SATMAR AUSTRALIA - Satellite Marine Technology Laboratory Ltd.,
Suite 2A, 438 High Street, Penrith, NSW 2750, AUSTRALIA
Tel: (61-02) 1300 73 1300, 4732-4227, Fax: (61-02) 4722 5021
E-mail: mailbag@greatwesternpages.com.au

Рассматривается метод восстановления геологического строения земли по данным топографии геоида. Результаты позволяют строить вертикальные разрезы и карты пространственного распределения земных масс на различных глубинах. На примере региона континентального шельфа Аргентины показана возможность определения внешней границы континентальной окраины, которая скрыта под верхними слоями океанического дна.

1. Вступление

Топография геоида обусловлена гравитационной природой неоднородного геологического строения Земли. Эта топография совпадает со спокойной (невозмущенной) поверхностью океана и продолжается под континентами. Спутниковые альтиметрические измерения (приложение 1) позволяют определять над океанами стационарные геоидальные ондуляции (возвышения и депрессии), которые коррелируют с расположением возмущающих земных масс. Более плотная масса генерирует возвышение, а менее плотная – депрессию на морской поверхности.

Геоид может быть представлен также (помимо альтиметрии) с помощью математической модели в виде рядов разложения сферических гармоник по топографии геоида (приложение 1). Суть нашего исследования состоит в том, что эти гармоники могут быть использованы не только для расчетов геоида – внешней поверхности геопотенциала, но также для определения топографии внутренних эквипотенциальных поверхностей. Глубина слоя, который возмущает такую поверхность, определяется по номеру гармоники, используя рассчитанную нами зависимость. Благодаря этому появляется возможность получать вертикальный разрез строения морского дна подобно данным сейсмического профилирования.

Поэтому, использование спутниковых альтиметрических данных с нашей технологией, позволяет синтезировать информативность гравитационных и сейсмических данных. Комиссия ООН по границам континентального шельфа (CLCS) рекомендует использовать альтиметрические данные для расчета гравиметрических аномалий в дополнение к судовым гравиметрическим измерениям. Цель настоящей работы – расширить возможности

применения данных геоида (глобальные модели или прямые спутниковые альтиметрические измерения) и предложить конкретный метод определения внешнего края континентального массива на примере шельфа Аргентины.

Это рентабельный метод потому, что это только вычислительный метод.

2. Подход к проблеме и методические особенности

Метод разложения высот по сферическим функциям представляется плодотворным не только при исследовании фигуры Земли, но и при изучении ее плотностной структуры [1], в частности, для определения реальной глубинной границы континентальной окраины, которая скрыта под толщиной верхних слоев морского дна.

Математические методы, используемые в физической геодезии не имеют очевидной связи с геологической природой и геофизикой Земли. Вместе с тем, в ряде работ приводятся оценки мощности слоев земли, ответственных за возмущение определенных диапазонов гармоник. Известна также методика определения дифференциального разностного геоида посредством выделения различных гармоник. Он используется для выявления локальных плотностных неоднородностей. То есть, выделяя те или иные гармоники, появляется возможность анализировать плотностную структуру различных слоев литосферы.

Наиболее полное теоретическое обоснование возможности использования аномалий потенциала для определения аномалий плотности приводится в работе [1].

В рассматриваемом нами методе для оценки глубины возмущающего слоя используется известная в физической геодезии гармоническая функция для случая потенциала внутренних масс, ограниченных сферой

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\rho^n}{R^{n+1}} P_n(\cos \psi),$$

где r – расстояние от поверхности сферы до возмущающей массы,

χ - расстояние от центра сферы до возмущающей массы,

R - радиус сферы,

$P_n(\cos \psi)$ - полином Лежандра степени n ,

ψ - центральный угол между χ и R .

Вычисления проводились при $n_{min}=2$. Кроме того, в правой части выражения учитывался множитель $(2n+1)^{1/2}$, который используется в расчетах геоида для нормализации сферических функций. В частном случае при $\psi=0$ $P_n(\cos \psi)=1$ для всех n , а $r = R-\chi$. При этом, для заданных значений r , χ и R подбиралось соответствующее n .

Полученная зависимость n и r показана на рис. 1. Степень n на графике характеризует сумму гармоник в диапазоне от 2 до n . Глубина r отмечает верхнюю границу возмущающего слоя, мощность χ которого считается от центра Земли.

График на рис. 1 является хорошей аппроксимацией для практических оценок глубины и мощности возмущающего слоя. Он согласуется с приблизительными оценками глубины и

работе [2], где отмечается, что плотностные неоднородности ядра ответственны за гармоники порядка $2 \leq n \leq 5$, нижней мантии соответствует диапазон $2 \leq n \leq 20$, верхней $2 \leq n \leq 100$. В другой работе [3] предполагается, что гармоники до 8 степени, вероятнее всего, обусловлены влиянием масс, расположенных на глубинах более 1000 км, а с 8 по 22 на 50-300 км.

3. Исходная информация

Геологические аспекты Конвенции ООН по морскому праву (UNCLOS, статья 76) в отношении шельфовых зон, превышающих ширину 200 миль, в настоящее время активно рассматриваются в материалах CLCS. Их анализ показывает, что общепринятые морские геофизические съемки для определения границы континентальной окраины могут быть эффективно дополнены спутниковыми альтиметрическими измерениями топографии морского геоида. Комиссией CLCS рекомендуется определять границу по континентальному подножью, которое может быть «видимым» с помощью современных средств по данным эхолотирования и сейсмического зондирования морского дна, по гравиметрическим и магнитным измерениям.

Такой комплекс исследований предусматривается использовать, например, при выполнении аргентинского проекта UNDP ARG/98/008 “Определение границы континентальной окраины Аргентины” [4]. Съемки планируется проводить на полигоне, охватывающем области континентального склона и прилегающей части Аргентинской котловины (рис. 2 а).

Очевидно, что реальная континентальная окраина распространяется под верхними слоями абиссального дна океана дальше, чем видимый континентальный склон. «Заглянуть» на большие глубины, помимо мощных сейсмических методов, позволяют также данные геоида, которые обусловлены плотностной структурой всех слоев земли.

В настоящей работе рассматриваются два сечения поверхности геоида по параллелям $40^{\circ}.0$ ю.ш. и $45^{\circ}.5$ ю.ш., рассчитанные по глобальной гравитационной модели EGM96. На рис. 2 б показаны профили геоида EGM96 и земной поверхности (видимой земли и морского дна) по данным цифрового массива ETOPO5. Протяженность профилей находится в интервале от $70^{\circ}.0$ з.д. до $49^{\circ}.0$ з.д. Оба профиля пересекают аргентинский полигон по запланированным геофизическим разрезам. Пространственное разрешение модели геоида при $n_{max}=360$ составляет $30'$, а данных рельефа по ETOPO5 - $5'$.

По нашему опыту создания топографии геоида в Черном море по альтиметрическим данным ИСЗ ERS-1 (включая геодезическую миссию) [5, 6] можно отметить следующее. Разрешение альтиметрического геоида на широтах, совпадающих с аргентинским полигоном выше, чем геоида, рассчитанного по модели, так как интервал между спутниковыми траекториями составляет в среднем 2-3 км.

4. Восстановление глубинной структуры

На рис. 3-6 показаны вертикальные структурные разрезы литосферы, построенные по значениям геопотенциала. Исходными данными являются сечения внутренних эквипотенциальных поверхностей, рассчитанных по сферическим функциям EGM96. Чтобы выявить локальные аномалии, каждое сечение было подвергнуто фильтрации со скользящим интервалом сглаживания 1° . То есть, на рисунках показаны относительные высокочастотные значения потенциала. В частности, структура верхнего уровня по линии $n=360$ получена путем сглаживания кривых геоида на рис. 2 б. Было использовано 14 диапазонов гармоник с глубинами слоев, соответствующих графику на рис. 1:

Диапазон гармоник n	Глубина верхней границы слоя, км	Диапазон гармоник n	Глубина верхней границы слоя, км
2 – 13	125	2 – 90	8.5
2 – 18	105	2 – 120	5
2 – 20	90	2 – 130	4
2 – 24	60	2 – 180	3
2 – 32	40	2 – 220	2
2 – 36	32	2 – 300	1.3
2 – 60	15	2 – 360	1

Как отмечалось ранее, степень n на рисунках 3-6 характеризует сумму гармоник от 2 до n . Глубина слоя считается от поверхности геоида.

Согласно [1] поверхности постоянного потенциала совпадают с поверхностями постоянной плотности. Поэтому изолинии, которые приводятся на рисунках в единицах высот геоида, показывают контуры плотностных неоднородностей. Цветовая шкала от синего к желтому соответствует увеличению относительного гравитационного потенциала. Разрезы по соответствующим широтам построены по одним и тем же данным. На разных рисунках меняется только масштаб по оси глубин для более детального представления определенных слоев.

В верхних слоях контуры выявленных структур совпадают с границами известных геоморфологических провинций на поверхности земли и на морском дне. Метки (х) показывают глубины слоев земной коры и границы Мохо, наблюдаемые по морским данным глубинного сейсмического зондирования [7, 8] в пункте $40^\circ 13$ ю.ш. и $56^\circ 23$ з.д., ближайшем к разрезу на $40^\circ.0$ ю.ш. (рис. 3 и 4), а также в пункте $45^\circ 37$ ю.ш. и $56^\circ 22$ з.д., ближайшем к разрезу на $45^\circ.5$ ю.ш. (рис. 5 и 6).

Здесь необходимо отметить, что водный слой Мирового океана составляет 0.02% массы Земли, а значение его потенциала притяжения достигает лишь $3 \cdot 10^3$, по сравнению с потенциалом Земли $3.98 \cdot 10^{14}$. То есть, вклад водного слоя в величину возмущающего потенциала геоида не имеет практического значения для моделирования внутренней структуры. Изменения потенциала верхних слоев в пределах мощности водного слоя (700 м на разрезе $40^\circ.0$ ю.ш. и 5200 м на разрезе $45^\circ.5$ ю.ш.) на рис. 3-6 обусловлены рельефом и

структурой плотностных неоднородностей дна. Поэтому глубины 4-го, 5-го и 6-го слоев земной коры приводятся от поверхности дна. В то же время, глубина Мохо, как отмечено в [7, 8], показаны от поверхности океана.

Положение меток на рисунках совпадает, как правило, с изменениями контуров изолиний на соответствующих латеральных уровнях. Например, нижняя граница континентальной коры на глубине около 30 км и океанической около 15 км согласуется с сейсмическими наблюдениями.

Глубокие слои литосферы под Мохо представляются достаточно однородными. На рис. 4 и 6 с большей детальностью по глубинам приводятся два слоя в интервалах 1-9 км и 1-31 км. Корни горного массива Анд распространяются до 60-70 км. (рис. 3 и 5), а нижняя граница континентальных структур приблизительно до 30 км.

Зона континентального подъема, отмеченная на рис. 3-6 включает точку максимального изменения уклона в основании континентального склона (подножие). Это видно по рис. 2 б на $53^{\circ}.3$ з.д. по разрезу $40^{\circ}.0$ ю.ш. и на $55^{\circ}.3$ з.д. по разрезу $45^{\circ}.5$ ю.ш.

Массив континентального склона под верхними слоями морского дна распространяется на восток дальше, чем континентальное подножие: до $51^{\circ}.0$ з.д. на $40^{\circ}.0$ ю.ш. и до $54^{\circ}.0$ з.д. на $45^{\circ}.5$ ю.ш. По-видимому, в регионе Аргентинского шельфа континентальная окраина относится к типу Rifting Volcanic Continental Margin с коровой линзой повышенных скоростей 7.2-7.6 км/с, согласно образцу примера 6.1E из [9]. Эпицентр линзы хорошо виден на разрезе $40^{\circ}.0$ ю.ш. на $51^{\circ}.5$ з.д на глубине 4.5-5 км (рис. 3), и особенно на разрезе $45^{\circ}.5$ ю.ш. на $54^{\circ}.0$ з.д на глубине 8.5 км (рис. 5).

5. Заключение

Рисунки 3-6 отражают сложное внутреннее строение Земли в Аргентинском регионе. Замкнутые контуры изолиний показывают различные массивы под дном.

Было использовано только 14 слоев, в то время как модель позволяет рассчитать 360 уровней. Использование альтиметрических измерений значительно увеличит подробность представления верхних слоев.

Высокая информативность и выразительность полученных данных может быть важным дополнением при изучении континентальной окраины прибрежных государств. Морские геофизические исследования для определения границы континентальной окраины выполняются, как правило, с редкой сеткой разрезов с интервалами 50-100 км. Они могут использоваться в качестве опорной сети, а спутниковые альтиметрические траектории с интервалом 2-3 км будут использованы для анализа региона до начала проведения морской съемки. Это позволит концентрировать трудоемкие и дорогостоящие морские исследования только в локальных районах.

Преимущество и рентабельность применения альтиметрических данных состоит также в том, что их обработка, детальное картографирование и геолого-геофизический анализ могут выполняться без полевых работ в районе исследований.

Литература

1. Helmut Moritz, The Figure of the Earth. Theoretical Geodesy and the Earth's Interior. Wichmann, Karlsruhe, 1990.
2. Gainanov A.G. Geology and Geophysics of the Eastern Indian Ocean Floor (by the 54 and 58 cruises data of the RV Vityaz). – Moscow, Nauka, 1981. –256 p. (in Russian)
3. Allan R.R. Depth of sources of gravity anomalies. “Nature. Phys. Sci.”, 1975, 236, #63, 22-23.
4. Proyecto PNUD ARG/98/008 Comision Nacional del Limite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA), www.undp.org.ar
5. Greku R.Kh., Kulikov A.A., Greku D.R., Vernigorov D.V. Sea Surface Topography by the Satellite Altimetry. // Space Research in Ukraine 1994-1997. – Kyiv: National Space Agency of Ukraine. – P. 58-63.
6. Greku R.Kh., Gozik P.F. Research of topography and structural properties of the sea, terrain and ice surfaces with satellite radar methods // Геол. Журн. –2201. - №2. – С. 50-56.
7. Ewing, M., and others, 1963. Sediments and oceanic geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain. Part 1. Buenos Aires to Peninsula Valdez. Geol. Soc. Am. Bull., v. 74, No 3, p.275-292; International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean. Udintsev G.B. (ed). IOC (of UNESCO), Min.Geol.USSR, Ac.Sci.USSR, GUGK USSR, Moscow 1989-1990.
8. Ewing, M., and others, 1964. Sediment distribution in the oceans: the Argentine Basin. J. Geophys. Res., v.69, No 10, p.2003-2032; International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean. Udintsev G.B. (ed). IOC (of UNESCO), Min.Geol.USSR, Ac.Sci.USSR, GUGK USSR, Moscow 1989-1990.
9. Scientific and Technical Guidelines of the Commission on the Limits of the Continental Shelf, www.un.org.