

ISSN 0203-3100 (print)  
ISSN 2524-1052 (on-line)

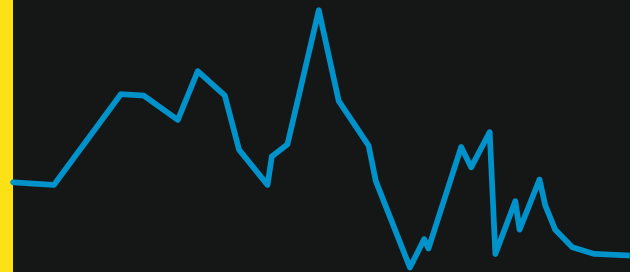
# Геофизический ЖУРНАЛ



**1**

2017

TOM 39



Geophysical  
journal

Главный редактор *В.И. СТАРОСТЕНКО*  
Заместитель главного редактора *Я.М. ХАЗАН*

### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

*В. Г. Бахмутов, Т. А. Белый, А. Б. Бобров, Т. К. Бурахович, С. А. Выжва, О. Б. Гинтов, Н. М. Гладких* (ответств. секр.), *В. В. Гордиенко, Д. Н. Гринь, М. М. Довбнич, Т. П. Егорова, А. В. Кендзера, В. П. Коболев, И. Н. Корчагин, Э. Д. Кузьменко, В. В. Кулик, Р. И. Кутас, О. В. Легостаева, Д. В. Лысынчук, С. В. Мостовой, В. Д. Омельченко, М. И. Орлюк, А. П. Петровский, В. Н. Пулипенко, О. М. Русаков, М. И. Скипа, А. П. Толкунов, Ю. К. Тяпкин, О. В. Усенко, И. М. Цифра*

### МЕЖДУНАРОДНЫЙ РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

*В. Алказ* (Кишинев, Молдова), *У. Байер* (Потсдам, Германия), *Л. Бешуцьо* (Бухарест, Румыния), *М. Биелик* (Братислава, Словакия), *С. В. Богданова* (Лунд, Швеция), *Р. Г. Гарецкий* (Минск, Беларусь), *А. Д. Гвишиани* (Москва, Россия), *Г. Георгиев* (София, Болгария), *А. О. Глико* (Москва, Россия), *А. Г. Гончаров* (Канберра, Австралия), *А. Гутерх* (Варшава, Польша), *Э. Дорми* (Париж, Франция), *М. С. Жганов* (Солт Лейк Сити, США), *С. С. Зилитинкевич* (Хельсинки, Финляндия), *Као Динх Тру* (Ханой, Вьетнам), *Г. И. Каратаев* (Минск, Беларусь), *Р. Келлер* (Оклахома, США), *А. И. Кобрунов* (Ухта, Россия), *Г. Г. Кулиев* (Баку, Азербайджан), *Я. Макрис* (Гамбург, Германия), *П. С. Мартышко* (Екатеринбург, Россия), *В. О. Михайлов* (Москва, Россия), *С. М. Оганесян* (Гюмри, Армения), *А. Сейнтот* (Бахум, Германия), *Р. Стифенсон* (Абердин, Великобритания), *М. Соссон* (Ницца, Франция), *Г. Тибо* (Копенгаген, Дания), *С. А. Тихоцкий* (Москва, Россия), *Т. Л. Челидзе* (Тбилиси, Грузия), *В. Чермак* (Прага, Чехия), *Н. В. Шаров* (Петрозаводск, Россия), *Т. Яник* (Варшава, Польша)

Editor-in-Chief *V. I. STAROSTENKO*  
Deputy Editor-in-Chief *Ya. M. KHAZAN*

### EDITORIAL BOARD

*V. G. Bakmutov, T. A. Belyi, A. B. Bobrov, T. K. Burakhovich, M. M. Dovbnich, O. B. Gintov, N. M. Gladkykh* (Executive Secretary), *V. V. Gordienko, D. N. Gryn, A. V. Kendzera, V. P. Kobolev, I. N. Korchagin, V. V. Kulyk, R. I. Kutas, E. D. Kuz'menko, O. V. Legostaeva, D. V. Lysynchuk, S. V. Mostovoy, V. D. Omelchenko, M. I. Orlyuk, A. P. Petrovskiy, V. N. Pylypenko, O. M. Rusakov, M. I. Skipa, A. P. Tolkunov, I. M. Tsifra, Yu. K. Tyapkin, O. V. Usenko, S. A. Vyzhva, T. P. Yegorova*

### INTERNATIONAL EDITORIAL COUNSEL

*V. Alkaz* (Kishinev, Moldova), *U. Bayer* (Potsdam, Germany), *L. Beshutiu* (Bucharest, Romania), *M. Bielik* (Bratislava, Slovakia), *S. V. Bogdanova* (Lund, Sweden), *Cao Dinh Tru* (Hanoi, Vietnam), *T. L. Chelidze* (Tbilisi, Georgia), *V. Chermak* (Prague, Czech Republic), *E. Dormy* (Paris, France), *R. G. Garetsky* (Minsk, Belarus), *G. Georgiev* (Sofia, Bulgaria), *A. O. Gliko* (Moscow, Russia), *A. G. Goncharov* (Canberra, Australia), *H. H. Guliyev* (Baku, Azerbaijan), *A. Guterch* (Warsaw, Poland), *A. D. Gvishiani* (Moscow, Russia), *S. M. Hovhannisyann* (Gyumri, Armenia), *T. Janik* (Warsaw, Poland), *G. I. Karataev* (Minsk, Belarus), *R. Keller* (Oklahoma, USA), *A. I. Kobrunov* (Ukhta, Russia), *Ya. Makris* (Hamburg, Germany), *P. S. Martyshko* (Ekaterinburg, Russia), *V. O. Mikhailov* (Moscow, Russia), *A. Saintot* (Bochum, Germany), *N. V. Sharov* (Petrozavodsk, Russia), *R. Stephenson* (Aberdeen, Great Britain), *M. Sosson* (Nice, France), *H. Thybo* (Copenhagen, Denmark), *S. A. Tikhotsky* (Moscow, Russia), *M. S. Zhdanov* (Solt Lake City, USA), *S. S. Zilitinkevich* (Helsinki, Finland)

---

Подп. в печ. 15.02.17. Формат 60 × 84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. .... Тираж 210 экз.

---

Типография фирмы "Эссе". Киев, просп. Вернадского 34/1

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ

## Geophysical journal

# ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 39

Международный  
журнал

An International  
Journal

№ 1 • 2017

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Русаков О. М., Пашкевич И. К.</i> Решающая роль разломов кристаллической коры в раскрытии Черного моря .....	3
<i>Гинтов О.Б.</i> Временная последовательность процессов геодинамического развития территории Украины от зоархея до антропогена .....	17
<i>Ширков Б.И., Бурахович Т.К., Кушир А.Н.</i> Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита .....	41
<i>Гончар В.В.</i> Разновозрастные поля напряжений Восточного Горного Крыма .....	61
<i>Кулиев Г.Г.</i> Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики .....	79
<i>Бабак В.И., Рокитянский И.И., Соколова Е.Ю., Терешин А.В.</i> Годовые, 11-летние и аперiodические вариации вектора индукции на 8 обсерваториях сети Intermagnet .....	97
<i>Федорова Н.В., Рублев А.А., Муравьев Л.А., Колмогорова В.В.</i> Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона .....	111
<i>Соловьев В.Д., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.</i> Опыт использования комплексных мобильных технологий при поисках и геофизическом картировании глубинных скоплений углеводородов в структурах Западной Антарктики .....	123

## Памяти ученого

<i>В.Н. Шуман — Ученый, Гражданин, Патриот</i> (к 75-летию со дня рождения) .....	144
---	-----

# ЗМІСТ

<i>Русаков О. М., Пашкевич І. К.</i> Вирішальна роль розломів кристалічної кори в розкритті Чорного моря.....	3
<i>Гінтов О. Б.</i> Тимчасова послідовність процесів геодинамічного розвитку території України від еоархея до антропогену .....	17
<i>Ширков Б. І., Бурахович Т. К., Кушнір А. М.</i> Тривимірна геоелектрична модель Голованівської шовної зони Українського щита .....	41
<i>Гончар В. В.</i> Різновікові поля напружень Східного Гірського Криму .....	61
<i>Кулієв Г. Г.</i> Аналіз результатів інтерпретації пружних параметрів твердого ядра Землі з позицій сучасної геомеханіки .....	79
<i>Бабак В. І., Рокитянський І. І., Соколова О. Ю., Терешин А. В.</i> Річні, 11-річні і аперіодичні варіації вектора індукції на 8 обсерваторіях мережі Intermagnet .....	97
<i>Федорова Н. В., Рубльов О. Л., Муравйов Л. А., Колмогорова В. В.</i> Магнітні аномалії і модель розподілу намагніченості в земній корі приполярного і полярного секторів Уральського регіону .....	111
<i>Соловйов В. Д., Левашов С. П., Якимчук М. А., Корчагін І. М., Божежа Д. М.</i> Досвід використання комплексних мобільних технологій при пошуках і геофізичному картуванні глибинних скупчень вуглеводнів в структурах Західної Антарктики .....	123

## Пам'яті вченого

<i>В. М. Шуман — Вчений, Громадянин, Патріот</i> (до 75-річчя від дня народження) .....	144
---	-----

# CONTENTS

<i>Rusakov O. M., Pashkevich I. K.</i> The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening .....	3
<i>Gintov O. B.</i> Temporal sequence of geodynamic development processes in the territory of Ukraine from the Eoarchean to Anthropogen .....	17
<i>Shirkov B. I., Burakhovich T. K., Kushnir A. N.</i> Three-dimensional geoelectric model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield .....	41
<i>Gonchar V. V.</i> East Mountain Crimea strain fields of different age .....	61
<i>Guliyev H. H.</i> Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics .....	79
<i>Babak V. I., Rokityanskiy I. I., Sokolova E. Yu., Tereshin A. V.</i> Annual, 11-year period and aperiodic variations of the induction vector by eight observatories of Intermagnet network .....	97
<i>Fedorova N. V., Rublev A. L., Muraviev L. A., Kolmogorova V. V.</i> Magnetic anomalies and model of the magnetization in the Earth's crust of circumpolar and polar the sectors of Ural region ...	111
<i>Solovyov V. D., Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., Bozhezha D. N.</i> The experiment of integrated mobile technologies used for deep hydrocarbon accumulation prospecting and geophysical mapping at the West Antarctic bottom structures .....	123

## In memoriam of a scientific

<i>V. N. Shuman — Scientist, Citizen and Patriot</i> (the 75 <sup>th</sup> anniversary) .....	144
---	-----

# The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening

© *O.M. Rusakov, I.K. Pashkevich, 2017*

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine,  
Kiev, Ukraine

Received 31 October 2016

Результати міжнародного проекту "Геологія без кордонів" беззастережно підтвердили наявність системи розломів у кристалічній корі басейну Чорного моря, виділених за гравітаційними і магнітними даними. Місця розташування 135 з майже 150 розломів на її поверхні, отриманих за даними аналізу сейсмічних розрізів у рамках цього проекту, повністю збігаються з розломами виділеної системи. Вперше наведено докази вирішальної ролі розломів кристалічної кори у розкритті басейну Чорного моря. Довгоіснуюча Одесько-Синопська зона розломів докембрійського закладення мала першорядне значення для цього процесу. Вона розділила предрифтову континентальну кору на два блоки, які чітко визначено комплексним геофізичним аналізом, з різною геологічною структурою. Західно- та Східночорноморські западини розкрилися під впливом двох різних механізмів. Західна западина, за винятком її східної частини, була розкрита позаду континентального фрагмента, який переміщувався на південний схід уздовж двох паралельних зон глибинних розломів: лівосторонньої Одесько-Синопської (спільно із Західнокримсько-Понтійським розломом) і правосторонньої Балкансько-Понтійської. Інша частина басейну Чорного моря утворилася внаслідок обертання проти годинникової стрілки великого континентального блока, що зумовило утворення рифту в Східночорноморській западині та формування зони розломів Одесько-Синопсько-Орду. Правобічні зсуви в цій зоні зумовили утворення восьми пулл-апартових локальних басейнів у південно-східній частині Західночорноморської западини. Одесько-Синопська система розломів як довгоіснуюча структура, можливо, контролює зміну простягань Західних і Східних Понтид і сучасне розміщення під гострим кутом одна до одної основних рифтових осей чорноморських западин. Південно-східне продовження Одесько-Синопського розлому фіксує західну межу докрейдянних відкладів Східних Понтид.

**Ключові слова:** Чорне море, консолідована кора, розломи, механізм розкриття.

**1. Introduction.** The Black Sea opened as a back-arc basin related to the northward subduction of the Neo-Tethys Ocean [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994, 2014; Banks et al., 1997; Nikishin et al., 2003, 2013; Okay, Nikishin, 2015]. Although the timing and opening history of its sub-basins are still considerably debated, there is growing agreement that their forming was diachronous [Okay et al., 1994, 2014; Spadini et al., 1996, 1997; Nikishin et al., 2003; Hippolyte et al., 2010; Starostenko et al., 2010, 2015; Nikishin et al., 2013; Okay, Nikishin, 2015]. The East Basin back-arc extension occurred no earlier than the Late Cretaceous while the rifting of the West Basin predated this event. Spadini et al. [1996] and Cloetingh et al. [2003, 2013] were the first to explain the difference in the age of sub-basins formation by lateral variation of the in-

herited lithospheric rheology. Inherited lithospheric — scale heterogeneities also control the large-scale temporal and spatial deformations of the Black Sea Basin [Espurt et al., 2014]. The pre-existing long-lived Odessa-Sinop (OS) deep fault zone was responsible for the initial separation of the future Black Sea into two sub-basins having dissimilar physical properties and distinct evolutionary trend [Starostenko et al., 2010, 2015]. Recently, a number of researchers brought into question the back-arc origin of the West Black Sea Basin (WBSB) [e. g. Schleder et al., 2015; Tari, 2015].

The model of Okay [Okay et al., 1994] for the opening of the WBSB hypothesizes the two major strike-slip faults on its eastern and western sides to translate the Istanbul terrane from the Moesian Terrane to the Pontides. It involves the West Crimea (WCF) sinistral strike-slip and the

West Black Sea fault (WBSF) dextral strike-slip respectively.

However, this model accounting for southward movement of the Istanbul zone along the WCF and WBSF is problematic for several reasons. Reflection seismic data indicate that the WCF cut only sedimentary cover next to the western coastline of Crimea [Finetti et al., 1988]. Moreover, recent Black Sea SPAN data [Kaymakci et al., 2014] did not ascertain any evidence for the WCF. One expects that a fault providing transportation of a large sliver of the continental crust must cut the entire lithosphere [Silvester, 1988]. As for the WBSF, its existence is controversial [Munteanu et al., 2013; Kaymakci et al., 2014]. Among other things, the WBSF and WCF bounding the Istanbul Block are significantly nonparallel to each other and consequently one cannot classify them as transform faults in the terms of plate tectonics [e. g. Silvester, 1988; Molnar, 2015]. In the alternative sce-

nario of opening the WBSB Banks and Robinson [1997] placed the eastern sinistral strike-slip fault along the western foot of the entire slope of the Mid-Black Sea High (MBSH). However, the MBSH consists of the Andrusov and Archangel-sky Ridges with different origins and ages shifted relative to each other by the OS deep fault zone [Starostenko et al., 2015].

Based on the idea of the separate origin of the West and East Basins through different mechanisms [Okay et al., 1994; Banks, Robinson, 1997], the aim of this paper is to present a new supporting information for similar geodynamic scenario from recent data on the crystalline crust faults and lithospheric structure of the region.

**2. The faults of the crystalline crust in the Black Sea Basin.** A potential field data analysis produced a detailed map of the tectonic disturbances of different orders in the crystalline crust and upper mantle of the whole Black Sea [Staro-

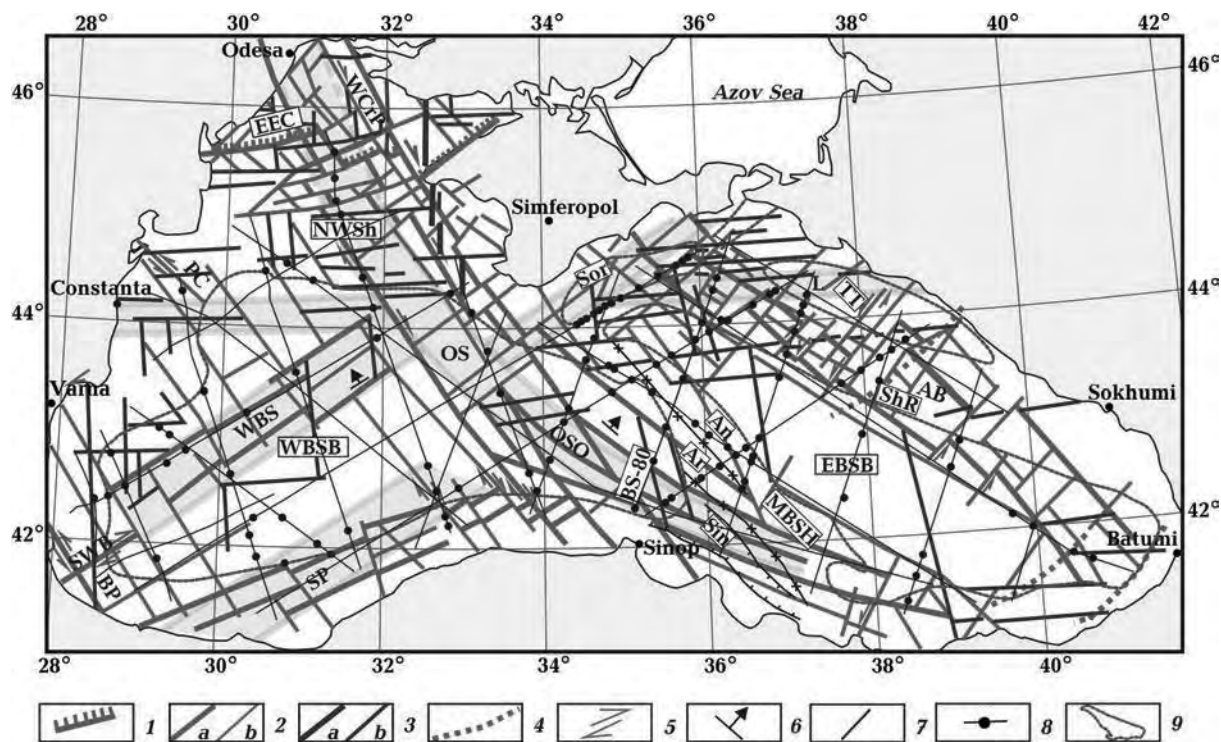


Fig. 1. Map of the crystalline crust faults derived from the anomaly magnetic and residual gravity fields in an earlier version of the manuscript modified from [Starostenko et al., 2010, 2015]: 1 — boundary of the East European Craton; 2 — diagonal faults system of the first (a) and second (b) ranks; 3 — orthogonal faults system of the first (a) and second (b) ranks; 4 — transform faults [Shillington et al., 2009]; 5 — relative displacements along faults; 6 — direction of dip; 7 — 2D reflection seismic lines [Graham et al., 2013; Nikishin et al., 2015; Amelin et al., 2014; Schleder et al., 2015; Tari, 2015]; 8 — locations of the faults on the surface of the crystalline crust from seismic data (black dots); 9 — deepwater sub-basins configuration. *Faults*: WBS — Western Black Sea, OS — Odessa-Sinop, OSO — Odessa-Sinop-Ordu, BP — Balkanide-Pontide, WCrP — Western-Crimea-Pontide, WBS — West Black Sea, AB — Alushta-Batumi. Abbreviations in the squares: EEC — East European Craton, NWSh — North-Western Shelf, WBSB — Western Black Sea Basin, EBSB — Eastern Black Sea Basin, TT — Tuapse Through, Sor — Sorokin Through, MBSH — Mid Black Sea High, Ar — Arkhangel-sky Ridge, An — Andrusov Ridge, ShR — Shatsky Ridge.

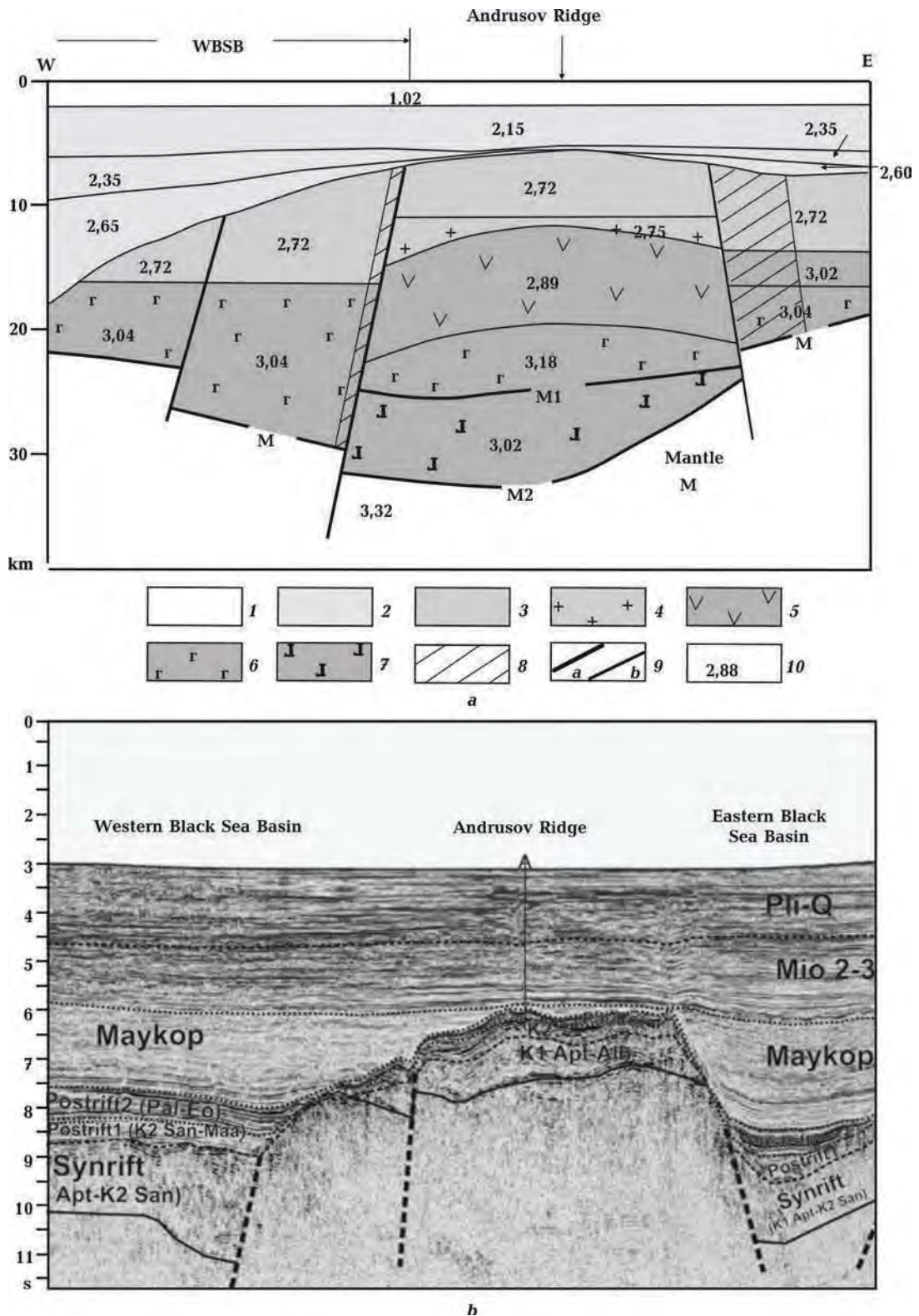


Fig. 2. Density model for the Andrusov Ridge (a) [Starostenko et al., 2015] and geological interpretation of seismic line BS-80 (b) [Nikisin, Petrov, 2013]: 1 — water; 2 — sediments; 3 — sedimentary rocks and granitoids; 4 — granodiorites of the upper crust; 5 — basic rocks; 6 — basic and ultra-basic rocks; 7 — magmatic body [Scott, 2009]; 8 — bodies of increased magnetization; 9 — faults; 10 — density in gcm<sup>-3</sup>. See Fig. 1 for locations of the profiles. Both results unmistakably indicate a crystalline crust origin of the faults.

stenko et al., 2004, 2010, 2015]. Here we only introduce a brief characteristic of the main crustal faults without describing a procedure of their revealing.

There are diagonal (NE and NW strikes) and orthogonal (NS and WE strikes) major fault systems in the Black Sea (Fig. 1).

The diagonal system of the faults (NE 235—245° in the WBSB and NW 305—325° in EBSB) controls the major tectonic units. The Western Black Sea (WBS) and Alushta-Batumi (AB) zones of the faults are the largest among them. The large OS fault zone of varying strike (140—100°) also belongs to the diagonal system where it occupies a specific position.

Although there are nuances in the interpretations of the seismic results from the international "Geology without Limits" project [Graham et al., 2013; Amelin et al., 2014; Nikishin et al., 2015a, b; Schlender et al., 2015; Tari, 2015] they generally agree with each other and mostly corroborate the set of the faults in Fig. 1. The locations of 135 from among ca. 150 faults on the surface of the crystalline crust derived from seismic sections (black dots on the lines in Fig. 1) completely coincide with those obtained from the potential field information.

The seismic-derived faults mostly penetrate the uppermost top of the ductile crystalline crust. Moreover, Tari [2015] recognized 30 faults in the crystalline crust up to the Moho boundary along the line 360 km long.

We also provide the more detailed information to illustrate remarkable similarity between the tectonic settings from potential field and seismic data. Fig. 2, *a, b* present the cross-section from the gravity modeling [Starostenko et al., 2015] and the BS-80 seismic line [Nikishin et al., 2015a] respectively. Their comparison demonstrates that the locations and dip angles of the faults are identical although results derived from the independent geophysical methods used for studying the Andrusov Ridge. Fig. 3 introduces another example of full corroborating the gravity and magnetic model of the OS fault zone by DSS results [Starostenko et al., 2015].

In Fig. 4 the depths of the seismic Moho discontinuity of the WBSB [Schleder et al., 2015] reflect the block structure of the bottom of the crystalline crust due to the hyper-deep faults. The faults of this study display the similar block structure of it. This figure also shows the zones of step gradients in the Moho discontinuity, which de-

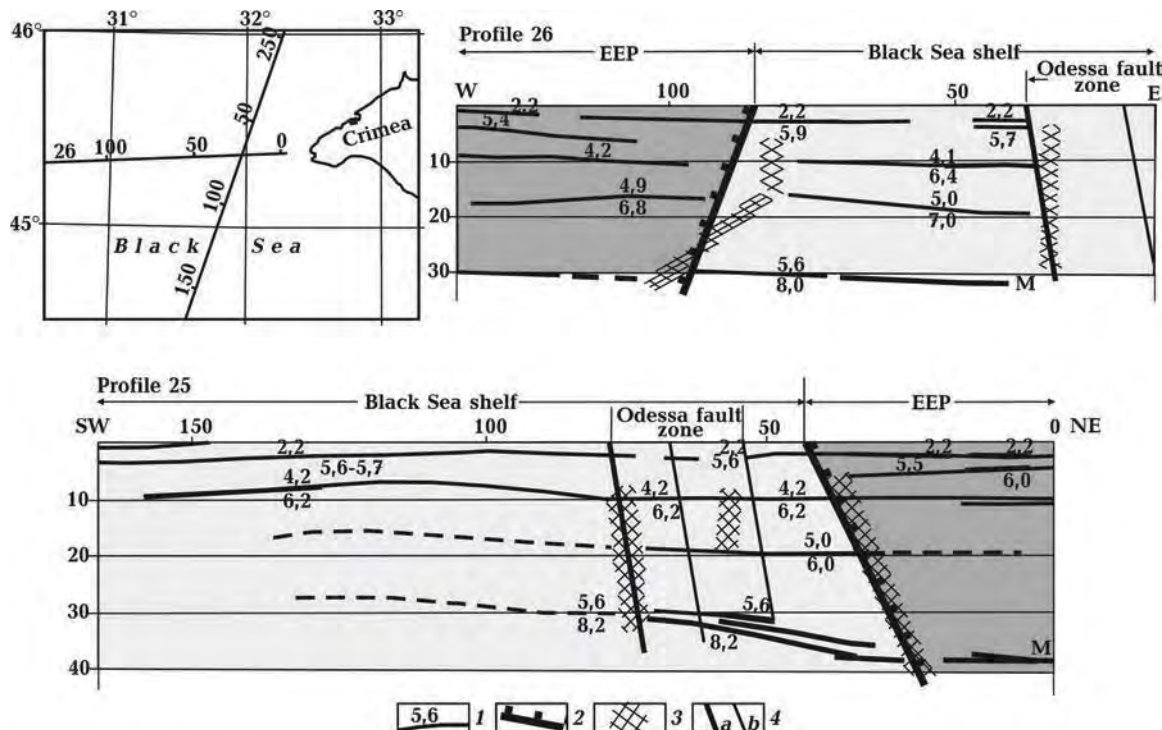


Fig. 3. Location of the faults in the crystalline crust from DSS and potential field data [Starostenko et al., 2015]: 1 — velocity, km/s; 2 — EEC boundary; 3 — faults from DSS data; 4 — crystalline crust faults, see Fig. 4 (*a* — the first rank, *b* — the second rank). The DSS-derived faults clearly penetrate up to the Moho discontinuity that supports a deep origin of the faults in this paper.



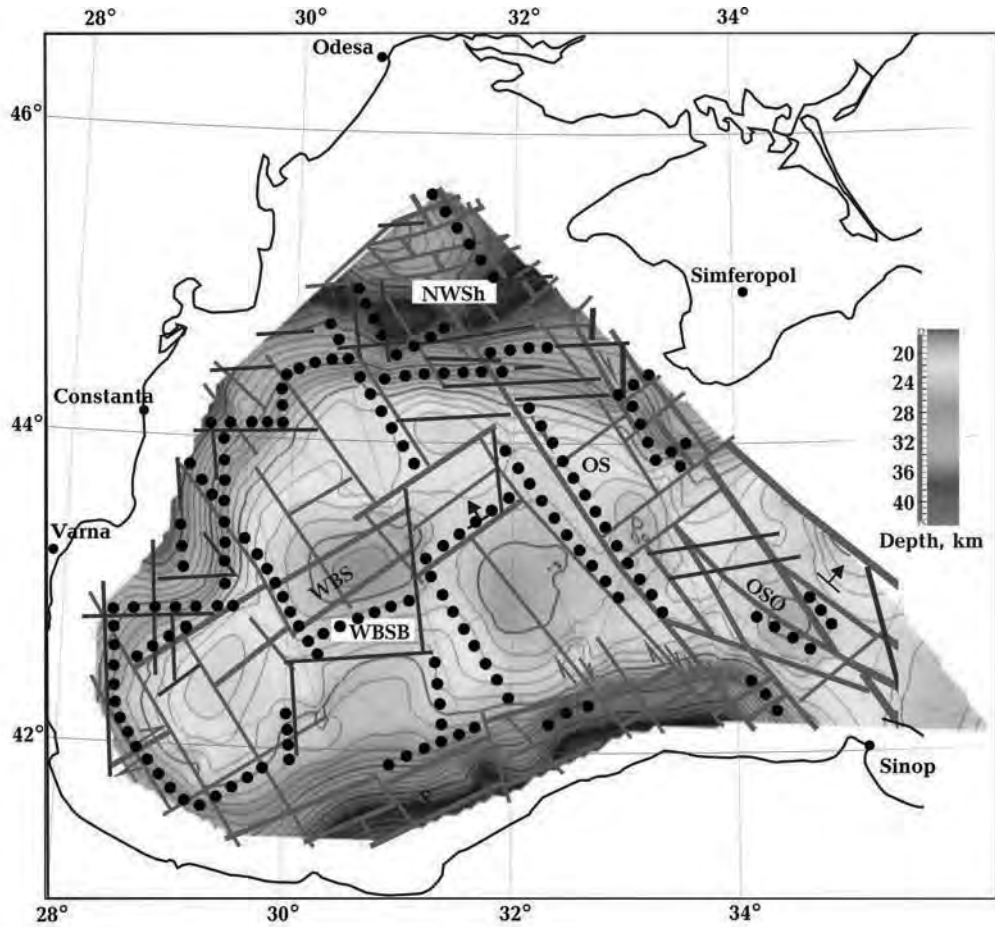


Fig. 4. Depth of the seismic Moho discontinuity [Schlender et al., 2015] and crystalline crust faults (see Fig. 1). Dots denote steep gradients of the Moho topography.

lineate faults on the crust-mantle boundary. As is seen, the major strikes of the crystalline crust faults are completely supported by these zones in the bottom of the crust and change in the forms the relief of the crustal bottom, often displayed relative to each other. The figure also exhibits a distinct alternation of the Moho pattern from the central WBSB to the OS and OSO fault zones that is a direct independent evidence for their deep origin and reliability of their mapping from gravity and magnetic data.

Fig. 5 presents only diagonal system as it mainly governs the tectonic setting in the Black Sea and plays a decisive role in our reconstructions. It includes the greatest OS (320—325° strike) with its major splays, Alushta-Batumi (AB) (295—310°) and Western Black Sea (WBS) (235°) deep fault zones. This system also incorporates the Balkani-de-Pontide (BP) (320°) and the complex zone of faults (245°) along the southwestern offshore of the Black Sea. The dextral slip faults of the NW

striking disturb this zone, which is sub parallel to the Intra-Pontide suture. Sub-Moho component of the gravity field distinctly portrays the great zones of the diagonal system fault zone (apart from the AB) that indicates their mantle origin [Starostenko et al., 2010, 2015].

The NW OS fault zone of Precambrian initiation is the direct submarine prolongation of the well-studied Proterozoic sinistral Talne deep fault on the Ukrainian Shield and on its southern slope. The Talne fault is a constituent part of the Golovanivska suture zone of the Ukrainian Shield, which separates two large continental domains with different deep structure and evolutionary history [Khain, Bogdanov, 1998; Gintov, 2005 among others].

The width of the OS zone is up to 100 km. It consists of the fragments of the same strike, displaced by NE faults. In particular, the WCF is an inherited constituent of the eastern boundary of the OS fault zone and seismic reflection records

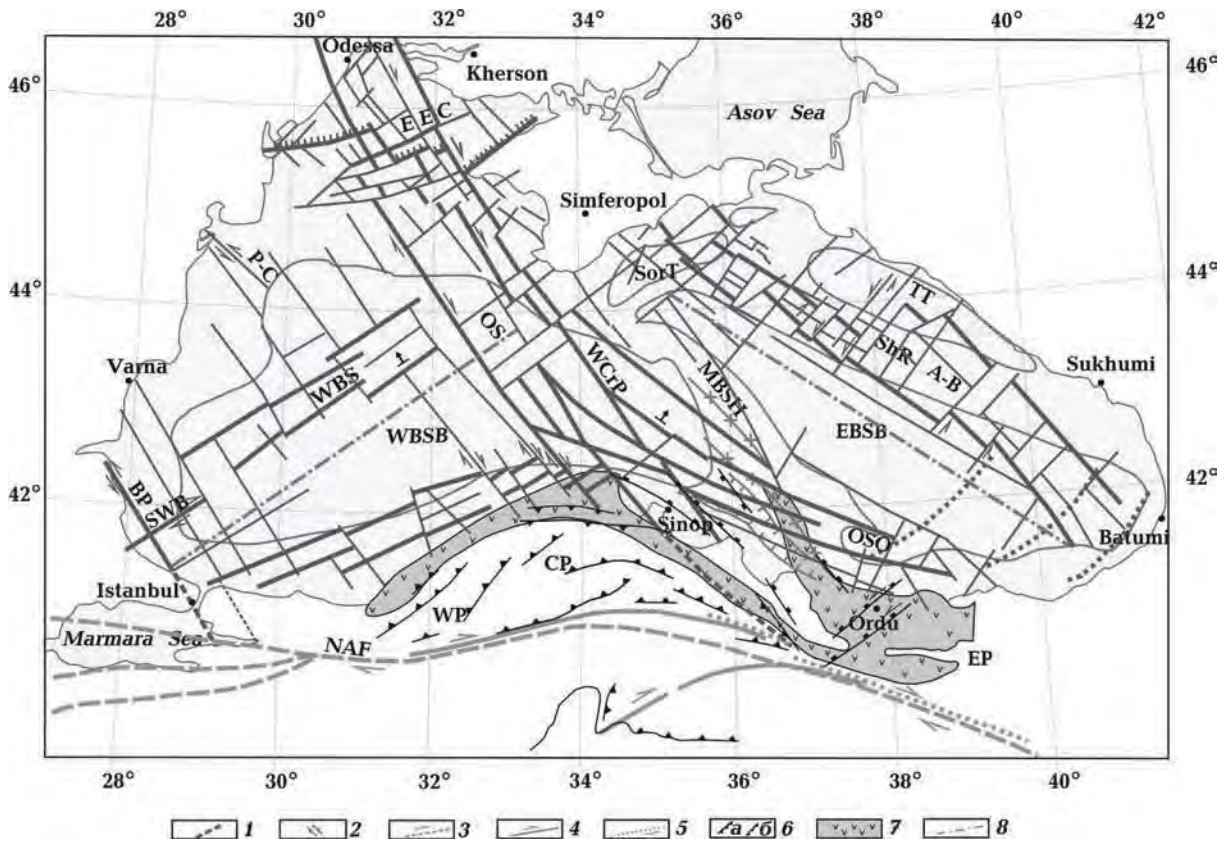


Fig. 5. Faults in the crystalline crust in the Black Sea, diagonal system (modified from [Starostenko et al., 2010, 2015]): 1 — faults continuation from interpretation of the Bouguer gravity anomaly map of Turkey [Ates et al., 1999]; 2 — direction of moving along the shear strike-slip faults after rifting; 3—5 — location of the NAF (3 — [Gürbüz, 2010], 4 — [Meijers et al., 2010], 5 — [Eyuboglu et al., 2012]); 6 — reverse and thrust faults (a), normal faults (b) [Meijers et al., 2010]; 7 — zones of Late Cretaceous volcanism [Nikishin et al., 2013]; 8 — sub-basins axes. Abbreviations: NAF — North Anatolian Fault, EEC — East European Craton, WP — Western Pontides, CP — Central Pontides, EP — Eastern Pontides. See Fig. 1, 4 for other symbols and abbreviations.

as mentioned above, documented it only in the sedimentary cover [Finetti et al., 1988]. To distinguish the deep fault from the shallow WCF we termed the former as the West Crimea—Pontide (WCrP) fault (see Fig. 1).

One can recognize the southern continuation of the OS fault zone in the steep gradients of the gravity and magnetic fields of the Turkish contiguous onshore territory [Ates et al., 1999]. Further to the southeast the zone changes its strike and prolongs as dextral fault into the eastern branch of the dextral North Anatolian Fault (NAF) separating the EP from the CP (Fig. 7). This is in line with recent speculation of [Nikishin et al., 2015b] about the Abana wrench fault between these tectonic units.

The eastern branch of Late Cretaceous volcanic belt [Nikishin et al., 2013] extends along this zone, which strictly follows its strike and the wes-

tern segment is subparallel to the WBS deep fault. The OS fault also controls the obtuse angle ( $120^\circ$ ) between the western and eastern segments of the volcanic zone and the axes of the sub-basins.

Within the western part of the OS zone at sea and on land normal, reverse and thrust faults [Meijers et al., 2010] demonstrate clear tectonic conformity of their strikes (see Fig. 5). As is seen, the zone separates areas of different deformation types: to the east normal faults occur and to the west — reverse and thrust faults. Such a relationship between tectonic units with different ages and the OS deep fault of the Precambrian origin suggests the long activity and crucial role of this zone in forming the Late Cretaceous—Paleogene fold and thrust tectonic units.

As there is contradictory evidence for so called the shallow WBSF [Munteanu et al., 2013; Kay-

makci et al., 2014], the diagonal BP deep fault zone striking 320° parallel to the OS fault is proposed to be the best dextral railroad fault for opening the WBSB.

The western fault of this zone defines a boundary between the Balkanides and Western Pontides. The gravity field in the coastal areas in Turkey [Ates et al., 1999] and Bulgaria [Georgiev, 2012; Trifonova et al., 2012] clearly trace this fault by step gradients. It spatially coincides with the marine fragment of the West Black Sea-Saros Fault [Nikishin et al., 2011] and is the borderline between the rheologically stronger Balkanides—Moesian and weaker Pontide—West Black Sea domain [Munteanu et al., 2013]. The trend of the BP zone is similar to that of the basement relief features such as the Bourgas Basin [Georgiev, 2012], Paleo Bosphorus Strait Basin and Kamchia Marine [Nikishin et al., 2015a]. It corresponds also to the general trend (315—320°) of the Teisseyre—Tornquist zone [Khain, Bogdanov, 1998]. The eastern fault of the BP zone limits the domain of the Western Black Sea Basin and its rift magnetic anomalies belt [Starostenko et al., 2015]. The WBS, AB and OS fault zones are associated with the belts of the magnetic anomalies of different geometries: linear of the same strike and isometric. The magnetic anomalies of the AB fault zone resulted from the dykes of basic Middle Jurassic rocks intruded into the crust in an extensional setting [Shreider et al., 1997; Meisner et al., 2009; Meisner, 2010]. They appear to be imprint of rift-related process [Shreider et al., 1997; Beşutiu, Zugrăvesku, 2004].

**3. Geodynamic implications.** The rifting of the Black Sea commenced on the inhomogeneous continental lithosphere of an assemblage of various terranes formed by accretionary episodes from the Precambrian to the Early Mesozoic [Winchester et al., 2006; Pease et al., 2008]. Interpreting the BasinSPAN lines [Graham et al., 2013; Nikishin et al., 2015a; Scheleder et al., 2015] revealed vast areas of the hyperextended continental crust in the Black Sea. There are some crustal fragments that one can classify them as suspect terranes [Howell, 1989] because it is difficult to determine their original positions. The continental lithosphere was separated into two large blocks by the Precambrian OS fault zone of the sub-Moho origin, which was repeatedly rejuvenated up to now [Kravchenko et al., 2003; Kutas et al., 2004]. The pre-existing long-lived deep tectonic disturbance has catalyzed the individual evolution of the sub-basins in the Black Sea [Starostenko et al., 2010, 2015].

The opening of the western portion of the WBSB bounded on the east by OS fault (Fig. 6) took pla-

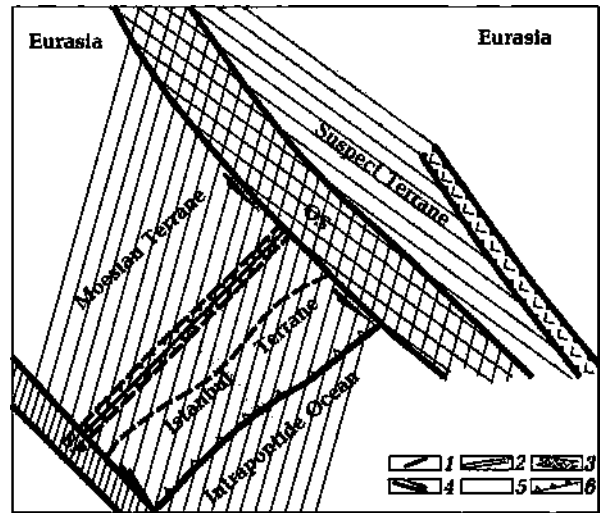


Fig. 6. WBS rifting in the mid-Cretaceous due to dextral and sinistral movement along the OS and BP deep faults respectively. The OS fault zone of the crystalline crust separates two large continental domains. The BP fault zone in the west bounds the western domain. Within the Odessa shelf there exist pre-rift fault orthogonal to the OS and BP faults. The Karkinit rift is still closed. The movement of the Istanbul Terrain to the south-eastern direction ceased Intra Pontide Ocean: 1 — pre-rifting faults; 2 — incipient rift; 3 — Jurassic magmatic belt [Meisner, 2010]; 4 — direction of strike-slip movement; 5 — direction of the terrane movement; 6 — zone of overthrust or underthrust. See Fig. 1 for abbreviations.

ce in the mid-Cretaceous on the large block of the continental crust along the concave southern margin of the Eurasia on the Moesian Terrane [Golonka, 2004; Nikishin et al., 2011]. In pre-rift period, the Istanbul Terrain was separated from the northwestern Moesian Terrane by the deep fault (later the WBS rift) of NE (235°) strike orthogonal to the OS and BP fault zones (Fig. 7). At that time, the Karkinit Trough did not yet exist within the block to the east of the OS fault. On the contrary, the AB fault zone already occurred as a zone intruded by basic dykes and volcanoes of Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous age respectively [Shreider et al., 1997; Meisner et al., 2009; Meisner, 2010; Nikishin et al., 2015a, b].

The rifting of the incipient WBSB in the second half of the Early Cretaceous [Hippolyte et al., 2010; Graham et al., 2013; Okay et al., 2014; Kaymakci et al., 2014; Nikishin et al., 2015b; Okay, Nikishin, 2015] caused by the movement of the Istanbul Terrain towards the southeasterly direction of 140° along the OS and BP faults (see Fig. 7). This movement led to the pre-Santonian juxtaposition of the Istanbul Terrain and Sakarya Zone,

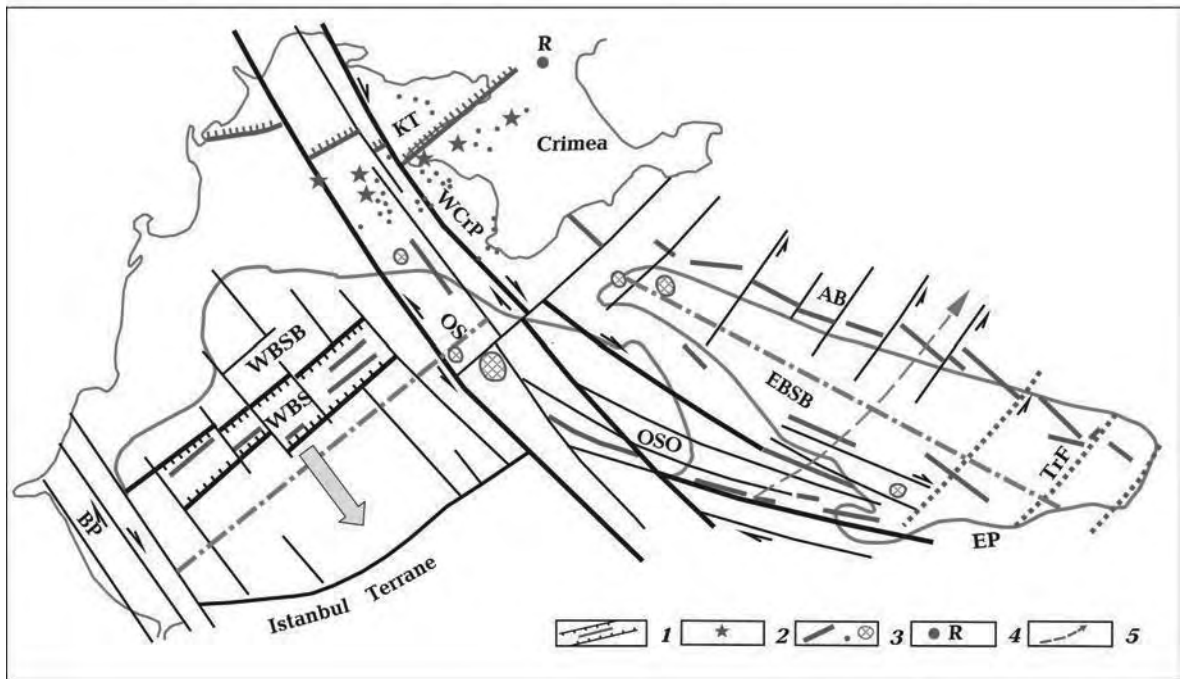


Fig. 7. Opening the EBSB in the Late Cretaceous due to anticlockwise rotation of the eastern continental domain: 1 — rift of the WBSB; 2 — Albian volcanoes [Nikishin et al., 2013], 3 — linear and isometric magnetic anomalies [Meisner, 2010]; 4 — rotation pole of the east domain [Okay et al., 1994]; 5 — rotation direction. TrF — Trabzon fault. See Fig. 1 for other symbols.

closure of the Intra-Pontide Ocean [Robertson, Ustaömer, 2004; Hippolyte et al., 2010; Özcan et al., 2012] and the formation of the west part of the WBSB bounded on the east by the western branch of the OS fault. In the entire OS zone and along the EEC boundary on the NW Crimea there occur isometric or linear magnetic anomalies resulted from Cretaceous basic volcanic activity [Nikishin et al., 2013] in extension zones.

To the east of the OS fault, the EBSB and eastern WBSB part within the OS fault opened after the WBSB unclosing due to the anticlockwise rotation (about  $30^\circ$ ) of a large continental block around the pole in North Crimea [Okay et al., 1994]. The rotation led to opening the Karkinit Trough, change in the sense of strikeslip motions along the eastern faults of the OS zone and displacement of the EEC southern boundary (see Fig. 7). This event produced opening the EBSB and originating arcuate — like faults orthogonal to the trend of the present-day basin. It resulted in displacement of the AB zone of the magnetic anomalies (Jurassic rift?) to its present-day position, set of mainly arch-like sinistral strike-slip the AB zone, transform faults (for example, Trabzon Fault) in the SE EBSB [Scott, 2009; Nikishin et al., 2015a] and caused the triangular shape of the eastern sub-ba-

sin itself. The rotary motion also created the Sinop—Ordu set of the faults with SE trend branching of the OS fault and forming the single OSO fault zone.

There exist no typical rift-related systems of the linear magnetic anomalies within the EBSB produced by basic dykes [Starostenko et al., 2015]. Here are mapped only several linear and isometric anomalies. Such a pattern of the magnetic field indicates aborted rift that agrees with crustal composition whose non-granitic area occurs only in the central sub-basin.

The southeastern part of the WBSB mostly occupies an area of a set of dextral slip faults of the SO fragment of the OSO fault zone, which completely coincides with those delineated in this work from seismic-derived basement topography [Nikishin et al., 2015a]. This domain does not seem to have been involved in forming the western part of the WBSB. Such a tectonic situation makes it possible to suggest that eastern part of the WBSB developed in pull-apart setting (Fig. 8) due to a set of dextral slip-strike faults. The SO segment of the OSO fault zone is associated with several linear magnetic anomalies produced by basic intrusions, which also support extensional environments [e. g. Molnar, 2015].

Structural pull-apart sedimentary basins are widely spread in strike-slip and extension setting all over the world [Man, 2007]. Based on current literature, Gürbüz [2010] meticulously summarized their angular and dimensional characteristics to obtain new empirical relations among the length and width parameters and to examine them along the NAF zone. The pull-apart mechanism seems to be responsible for the origin of the Trabzon Basin [Nikishin et al., 2015b]. A well-defined correlation is determined between length and width, whose average value is 3,2, with the acute angles between the basins bounding faults clustered at 30—35°.

We attempted to estimate parameters of small pull-apart basins within the OSO fault zone in the southeastern domain of the WBSB whose origin resulted from dextral strike-slip faults due to the rotation of the EBSB. The rhomb- and trapezium-like geometry of the basins is determined from the configuration of sub parallel master strike-slip

fault system and diagonal dipslip faults revealed by the present study in the seismic-derived basement topography [Nikishin et al., 2015a]. Such an interpretation is rather illustrative because of the regional scale of the study. The separate deepest depression in this portion of the Black Sea arose from aggregate subsidence of eight distinct pull-apart smaller basins with higher rates of plunge against to the surrounding area. The ratio of length/width is in the range of 2,4—3,8 with an exception of the basins 1 and 7 where it is 1,7 and 6,4 respectively. The acute angles between the master faults of the basin margins and transfer faults are 30—50°. These geometric parameters are rather well consistent with the characteristic of pull-apart basins [Gürbüz, 2010].

Two lines of evidence support the inference that the southeastern part of the WBSB is a composite pull-apart basin. First, the age of sediments on its basement is the Upper Cretaceous while it is older to the west outside it [Nikishin et al., 2015a].

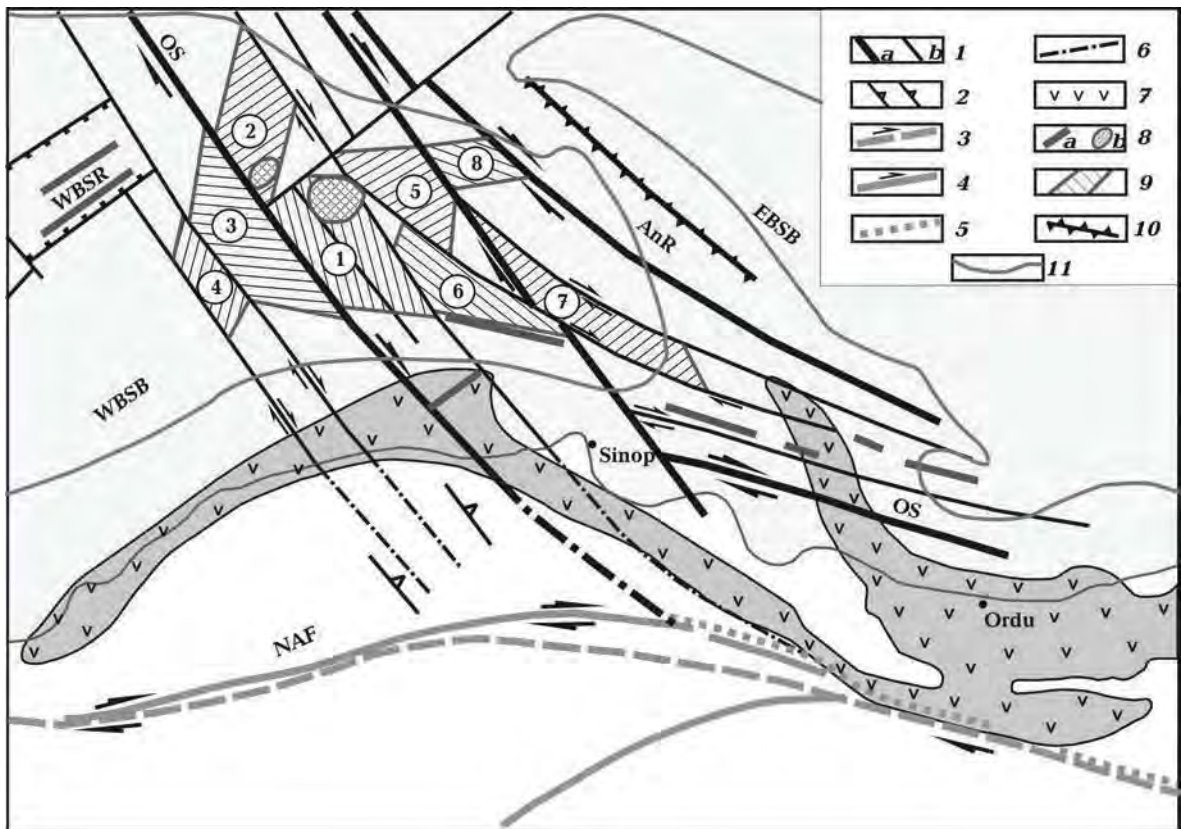


Fig. 8. Pull-apart structures in the dextral shear OSO zone: 1 — faults (*a* — the first rank, *b* — accompanying); 2 — overthrust faults [Rangin et al., 2002]; 3—5 — NAF position (3 — [Gürbüz, 2010], 4 — [Meijers et al., 2010], 5 — [Eyuboglu et al., 2012]); 6 — derived from Bouguer gravity anomaly map of Turkey [Ates et al., 1999]; 7 — zones of Late Cretaceous volcanism [Nikishin et al., 2013], 8 — positive magnetic anomalies; 9 — pull-apart structures; 10 — Andrusov Ridge; 11 — borders of sub-basins.

Second, main subsidence of this area occurred in the Aptian time [Hippolyte et al., 2010]. Besides, the conclusion above allows us to negate the remark of Stephenson and Schelart [2010] that the cusp between the western and eastern sub-basins to the west of the MBSH represents a significant complication for the back-arc models involving diachronous oblique rifting if the cusp considered to be a pull-apart basin.

**4. Discussion.** There are two broad groups of geodynamic models to account for the Black Sea opening. The models of the first group incorporate one-stage mechanism with possible slightly different age of opening its sub-basins [e. g. Zonnenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Nikishin et al., 2003, 2011; Stephenson, Schelart, 2010]. The models of the second group involve a two-stage mechanism with clear time gap between rifting in the western and eastern portions of the Black Sea [e. g. Okay et al., 1994; Banks, Robinson, 1997].

Single entity models for the Black Sea opening ignore principal differences between the two sub-basins in paleo-lithospheric rheology [Spadini et al., 1996, 1997; Cloetingh et al., 2003, 2013] and inherited present — day physical parameters [Starostenko et al., 2010, 2015]. The western part originated on the stable and cold continental lithosphere of 200 km thick in a back-arc setting while the eastern one developed on the pre-existing back arc-basin whose lithosphere was thin (80 km) and warm [Spadini et al., 1996]. On the other hand, the two-stage models place the boundary between two sub-basins of the Black Sea along tectonic faults in the sedimentary cover [Okay et al., 1994]. The notion about pre-existence of the OS fault zone of the sub-Moho origin allows us to avoid the significant controversies of the above-mentioned models.

As the OS fault is the submarine continuation of the Ukrainian Shield Talne deep fault (section 2), the similar tectonic behavior is characteristic of them. The sinistral Talne fault experienced multiple reactivations as dextral normal-reverse fault changing in a sense of strike-slip movements [Gintov, 2005]. This implies that the OS fault was also active tectonic feature prior to the Cretaceous time within the area where the future Black Sea basin will be formed. The multiple rejuvenation of the OS fault zone and its land continuation control the distribution of the volcanic and volcanic clastic rocks and tectonic displacements

in the Central and Eastern Pontides including (Fig. 9). This interregional deep fault separates the Upper Cretaceous volcanic and volcanic clastic rocks from the turbidites of the forearc basin similarly as on the out-crop-based map in Fig. 9 from [Okay, Nikishin, 2015]. Furthermore, in the post-Cretaceous time dextral slip movement displaced these effusives along the OS fault zone that resulted in the geological setting of this area depicted on the above mentioned map.

The deepest basement depression in the western sub-basin of the Black Sea occurs in its southeastern portion. The OS fault zone separates the basement into western and eastern parts where the morphology of its top is strongly distinct. The western domain displays simple slightly differentiated linear configuration parallel to the WP. In contrast, the eastern part consists of local depressions of different strikes whose formation is due to the dextral strike-slip during the EBSB rifting.

To the east of the OS fault zone, the Black Sea Basin opened because of the anti-clockwise rotation of the large continental block around the pole situated in N. Crimea [Okay et al., 1994]. The rotation was responsible for the opening of the Karkinit Trough, change in the sense of strike-slip motions along the eastern faults of the OS zone, forming of the SO branch of it and the displacement of the EEC southern boundary (see Fig. 7). This event produced opening the EBSB, originating arcuate-like faults orthogonal to the axis trend of the present-day basin. It resulted in displacement of the AB Jurassic magmatic zone to the present-day position, set of mainly arch-like sinistral strike-slip of this zone, transform faults (the Trabzon Fault, for example) in the SE EBSB [Scott, 2009].

Finally, the principal conclusions of this study are as follows.

1. The independent results of the international "Geology without Limits" project fully validate the faults in the crystalline crust of the Black Sea from potential field data. The locations of 135 from among ca. 150 faults on its surface derived from seismic sections in the frame of this project completely coincide with those of the present study.
2. Clear evidence is introduced for the crucial role of the crystalline crust faults in the opening of the Black Sea among which the most important for this process were the OS and BP fault zones.
3. The Black Sea basin emerged on the two lar-

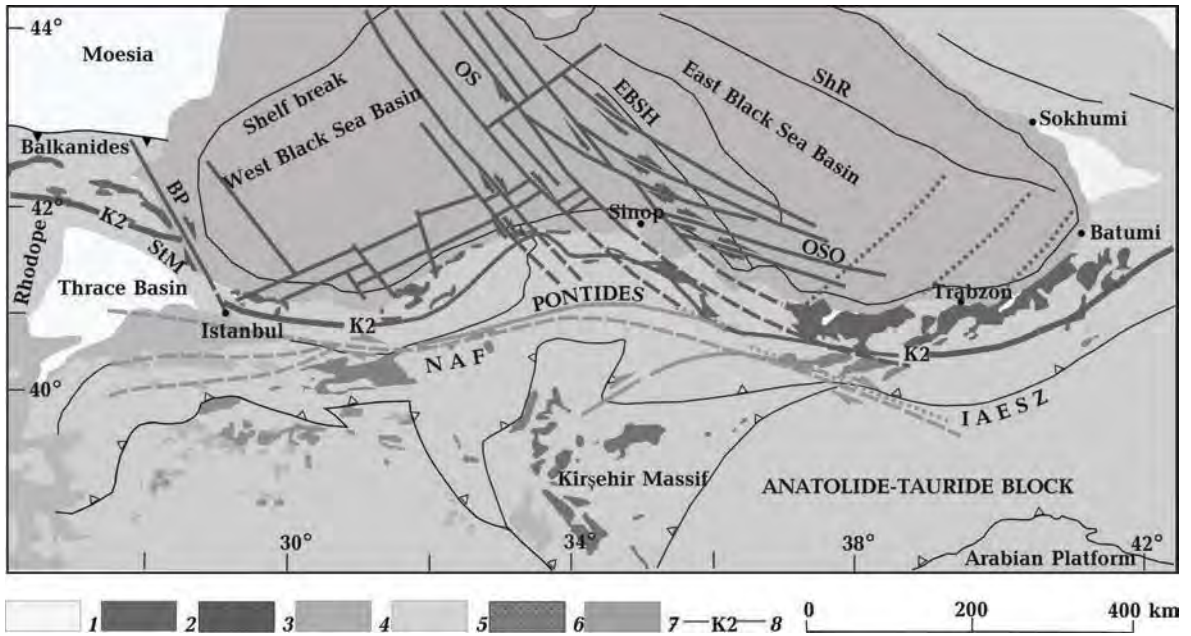


Fig. 9. Relationship between the faults in the crystalline crust of the Black Sea (see Fig. 1) and onshore geological features after [Gürbüz, 2010; Okay, Nikishin, 2015]: 1 — upper Cretaceous-Cenozoic strata; 2 — upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks; 3 — upper Cretaceous granitoids; 4 — ophiolitic mélangé-accretionary complex with Triassic to Cretaceous basalt, chert, argillite; 5 — Pre-Cretaceous strata; 6 — upper Cretaceous sandstone and shale-turbidite of the forearc basin; 7 — upper Cretaceous ophiolite, predominantly peridotite; 8 — late Cretaceous magmatic front. StM — Strandja massif; IAESZ — Izmir-Ankara-Erzincan suture zone. See Fig. 1, 4 for other abbreviations.

- ge Precambrian blocks with district rheological environment on both sides of the pre-existing Odessa-Sinop deep fault zone.
4. Two distinct mechanisms produced the Black Sea Basin opening. The western domain, except its eastern part, opened behind a continental fragment by orthogonal rifting due to the movement of the Istanbul Zone along two parallel deep dextral (BP) and sinistral (OS) strike-slip faults. The rest of the Black Sea originated through the anticlockwise rotating of a large continental block.
  5. A high obliquity of the major structural units and the dissimilarity in physical properties in the lithosphere of the Western and Eastern sub-basins from the Precambrian to the present time decisively demonstrate that their opening was diachronous on the two separate tectonic blocks with the post-rift auto-nomous and individual geological histories.
  6. The deepest depressions in the southeastern part of the Western Black Sea are produced by aggregate effect of eight pull-apart small basins with higher rates of subsidence with respect to the surrounding area in the belt of strike-slip faults within the OSO deep fault zone.
  7. The southeastern prolongation of the OS fault forms the western boundary of the pre-Cretaceous strata of the EP and the Upper Cretaceous—Cenozoic strata of the CP.
- Acknowledgments.** Our thanks to Dr. B. Natal'in, Prof. (Istanbul Technical University) for some useful remarks in an earlier version of the manuscript.

# The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening

© O. M. Rusakov, I. K. Pashkevich, 2017

The results of the international "Geology without Limits" project unequivocally confirmed the faults pattern in the crystalline crust of the Black Sea delineated from gravity and magnetic data. The locations of 135 from among ca. 150 faults on its surface derived from the seismic sections of this project completely coincide with those of the present study used. For the first time, we introduced clear evidence for the decisive role of the crystalline crust faults in the opening of the Black Sea. The long-lived Odessa-Sinop (OS) fault zone of the Precambrian origin was of prime importance for this process. It separated the pre-rift continental crust into two blocks with a different geological structure definitely recognized by an integrated geophysical analysis. The West Black Sea and East Black Sea Basins opened by two distinct mechanisms. The western basin, except its eastern part, opened behind a continental fragment that orthogonally rifted and moved towards the southeast along two parallel deep fault zones: the sinistral OS (together with the West Crimean — Pontides) and dextral Balkanides — Pontides (BP) faults. The rest of the Black Sea Basin has originated through the anticlockwise rotating of a large continental block that produced the breaking of the EBSB rift and forming Odessa-Sinop-Ordu (OSO) fault zone. The dextral strike-slip faults in this zone caused the opening of eight local pull-apart basins in the southeastern West Black Sea Basin. The OS fault system, as a long-term feature appears to control the strikes of the Western and Eastern Pontides and the present-day obliquity between the main rift axes of the Black Sea sub-basins. The direct southeastern prolongation of the OS fault forms the western boundary of the pre-Cretaceous strata of the Eastern Pontides.

**Key words:** Black Sea, crystalline crust, faults, opening mechanism.

## References

- Amelin N., Leonchik M., Petrov E., Senin B., 2014. Geology without limits: new data on regional setting of the Black Sea. *Oil & Gas J. Russia* December, 44—48 (in Russian).
- Ates A., Kearey P., Tufan S., 1999. New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey. *Geophys. J. Int.* 136, 499—502.
- Banks C.J., Robinson A.G., 1997. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea Region. In: *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. Ed. A.G. Robinson. AAPG Mem. 68, 53—62.
- Beşutiu L., Zugrăvescu D., 2004. Geophysical considerations on the Black Sea opening and its seismo-tectonic consequence. *Rev. Roum. Geophys.* 48, 3—13.
- Cloetingh S., Spadini G., Van Wees J.D., Beekman F., 2003. Thermo-mechanical modeling of Black Sea Basin (de)formation. *Sediment. Geol.* 15, 169—184.
- Cloetingh S., Burov E., Matenco L., Beekman F., Rore F., Ziegler P.A., 2013. The Moho in extensional tectonic settings: Insights from thermo-mechanical models. *Tectonophysics* 609, 558—604.
- Espurt N., Hippolyte J.-C., Kaymakci N., Sangu E., 2014. Lithospheric structural control on inversion of the southern margin of the Black Sea Basin, Central Pontides, Turkey. *Lithosphere* 6, 26—34.
- Eyuboglu Y., Santosh M., Dudas F.O., Akaryal E., Chung S.-L., Akdap K., Bektayo O., 2012. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting: A synthesis from the Eastern Pontides, NE Turkey. *Geosci. Front.* 4, 353—375.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 30, 197—324.
- Georgiev G., 2012. Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea. *Turkish J. Earth Sci.* 21, 723—754.
- Gintov O.B., 2005. Field Tectonophysics and its Application for the Studies of Deformations of the Earth's Crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.



- Graham R., Kaymakci N., Horn B.W., 2013. The Black Sea: Something different? *Geo ExPro*. October, 60—61.
- Gürbüz A., 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. *Lithosphere* 2, 199—206.
- Hippolyte J.-C., Müller C., Kaymakci N., Sangu E., 2010. Dating of the Black Sea Basin: new nano-plankton ages from its inverted margin in the Central Pontides (Turkey). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. London. Geol. Soc. Spec. Publ. 340, 113—136.
- Howell D.G., 1989. Tectonics of Suspect Terranes. Mountain building and continental growth. Ser. *Topics in the Earth Sciences* (3). London, UK: Chapman and Hall, 232 p.
- Kaymakci N., Graham R., Bellingham P., Horn B.W., 2014. Geological Characteristics of Black Sea Basin: Inferences from New Black Sea Seismic Data. *AAPG Datapages/Search and Discovery Article #90194. 2014 International Conference and Exhibition, Istanbul, Turkey, September 14—17, 2014*.
- Khain V.E, Bogdanov Yu.G. (Eds), 1998. International Tectonic Map of Europe. 3<sup>rd</sup> ed. Scale 1 : 5000000. St. Petersburg, Russia: St. Petersburg Cartographic Factory.
- Kravchenko S.N., Orlyuk M.I., Rusakov O.M., 2003. A new approach to interpretation of the Western Black Sea magnetic anomaly. *Geophys. J.* 24(2), 135—144 (in Russian).
- Kutas R.I., Paliy S.I., Rusakov O.M., 2004. Deep faults, heat flow and gas leakage in the northern Black Sea. *Geo-Mar Lett.* 24, 163—168.
- Man P., 2007. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Eds W.D. Cunningham, P. Mann. London. Geol. Soc. Spec. Publ. 290, 13—142.
- Meijers M.J., Kaymakci N., van Hinsbergen D.J.J., Langereis C.G., Stephenson R.A., Hippolyte J.-C., 2010. Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics* (29), TC4016. doi: 10.1029/2009TC002620.
- Meisner A., Krylov O., Nemuok M., 2009. Development and structural architecture of the Eastern Black Sea. *The Leading Edge* 28, 1046—1055.
- Meisner A., 2010. Geological structure and oil and gas prospectivity of the Tuapse Trough and Shatsky Swell: PhD Moscow State University, Russia. 191 p. (in Russian).
- Molnar P., 2015. Plate Tectonics. A very Short Introduction. Oxford: Oxford University Press, 136 p.
- Munteanu I., Willingshofer E., Sokoutis D., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S., 2013. Transfer of deformation in back-arc basins with a laterally variable rheology: Constraints from analogue modeling of the Balkanides-Western Black Sea inversion. *Tectonophysics* 602, 223—236.
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sediment. Geol.* 15, 149—168.
- Nikishin A.M, Zieger P., Bolotov S.N., Fokin P.A., 2011. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish J. Earth Sci.* 20, 571—634.
- Nikishin A.M., Khotylev A.O., Bychkov A.Yu., Kopaevich L.F., Petrov E.I., Yapaskurt V.O., 2013. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea. *Mosc. Univ. Geol. Bull.* 68, 141—154.
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2015a. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 636—655.
- Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2015b. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 656—670.
- Nikishin A.M., Petrov E., 2013. [www.blackseandcaspien.com/.../6-Nikishin-Petr](http://www.blackseandcaspien.com/.../6-Nikishin-Petr).
- Okay A.I., Sunal G., Tüysüz O., Altiner D., Klander-Clarck A.R., Akdoğan R., 2014. Lower Cretaceous Turbidites of the Pontides and the Opening of the Black Sea. *AAPG Datapages/Search and Discovery Article #51045*.
- Okay A.I., Nikishin A.M., 2015. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *Int. Geol. Rev.* 57, 1051—1076.
- Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology* 22, 267—270.
- Özkan Z., Okay A.I., Özkan E., Hakyemez A., Özkan-Altiner S., 2012. Late Cretaceous-Eocene Geological Evolution of the Pontides Based on New Stratigraphic and Palaeontologic Data Between

- the Black Sea Coast and Bursa (NW Turkey). *Turkish J. Earth Sci.* 21, 933—960.
- Pease P., Daly J.S., Elming S.-A., Kumpulainen R., Moczydlowska M., Puchkov V., Roberts D., Sain-  
tot A., Stephenson R., 2008. Baltica in the Cryo-  
genian, 850—630 Ma. *Precambrian Res.* 160, 46—65.
- Rangin C., Bader A.G., Pascal C., Ecevitoplu B.,  
Görür N., 2002. Deep structure of the Mid Black  
Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-chan-  
nel seismic survey (BLACKSIS cruise). *Mar. Ge-  
ol.* 182, 265—278.
- Robertson A.H.F., Ustaomer T., 2004. Tectonic evo-  
lution of the Intra-Pontide suture zone in the Ar-  
mutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics* 381,  
175—209.
- Schleder Z., Krezsek C., Turi V., Tari G., Kosi W.,  
Fallan M., 2015. Regional Structure of the wes-  
tern Black Sea Basin: Constraints from Cross-  
Section Balancing. In: *4<sup>th</sup> Annual GCSSEPM Fo-  
undation Perkins-Rosen Research Conference "Pet-  
roleum Systems in Rift Basins" Houston, TX, USA,  
13—16 December*, P. 509—520.
- Scott C.L., 2009. Formation and evolution of the  
eastern Black sea basin: Constraints from wide  
angle seismic data: PhD, University of Southamp-  
ton, Southampton.
- Shillington D.J., Scott C.L., Minshull T.A., Edwards R.A.,  
Brown P.J., White N., 2009. Abrupt transition from  
magma-starved to magma-rich rifting in the eas-  
tern Black Sea. *Geology* 37, 7—10.
- Shreider A.A., Kazmin V.G., Lygin V.S., 1997. Mag-  
netic anomalies and the problem of an age of  
the Black Sea Basin. *Geotectonics* 3, 54—64.
- Silvester A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc.  
Am. Bull.* 100, 1666—1703.
- Spadini G., Robinson A.G., Cloetingh S., 1997. Ther-  
mo-mechanical modeling of Black Sea basins for-  
mation, subsidence and sedimentation. In: *Regi-  
onal and Petroleum Geology of the Black Sea and  
Surrounding Region*. Ed. A.G. Robinson. AAPG  
Mem. 68, 291—312.
- Spadini G., Robinson A., Cloetingh S., 1996. Wes-  
tern versus Black Sea tectonic evolution: the  
rift lithospheric controls on basin formation. *Tec-  
tonophysics* 266, 139—154.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusa-  
kov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G.,  
Gerasimov M., Dimitru R., Legostaeva O., Pche-  
larov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-  
mantle boundary beneath the Black Sea Basin.  
*Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V.I., Makarenko I.B., Rusakov O.M.,  
Pashkevich I.K., Kutas R.I., Legostaeva O.V., 2010.  
Geophysical inhomogeneities of the Black Sea  
megadepression. *Geophys. J.* 32(5), 3—20 (in Rus-  
sian).
- Starostenko V.I., Rusakov O.M., Pashkevich I.K.,  
Kutas R.I., Makarenko I.B., Legostaeva O.V., Le-  
bed T.V., Savchenko A.S., 2015. Heterogeneous  
structure of the lithosphere in the Black Sea from  
a multidisciplinary analysis of geophysical fields.  
*Geophys. J.* 37(2), 3—28.
- Stephenson R., Schellart W.P., 2010. The Black Sea  
back-arc basin: insight to its origin from geody-  
namic models of modern analogues. In: *Sedimen-  
tary Basin Tectonics from the Black Sea and Ca-  
ucasus to the Arabian Platform*. Eds M. Sosson,  
N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Sta-  
rostenko. London. Geol. Soc. Spec. Publ. 340, 11—21.
- Tari G., 2015. Is the Black Sea Really a Back-Arc  
Basin? In: *4<sup>th</sup> Annual GCSSEPM Foundation Per-  
kins-Rosen Research Conference "Petroleum Sys-  
tems in Rift Basins" December*, 509—520.
- Trifonova P., Simeonova S., Solakov D., Metodiev M.,  
2012. Exploring seismicity in Bulgaria using geo-  
magnetic and gravity data. *CR Acad. Bulg. Sci.* 65,  
661—668.
- Winchester J.A., Pharaon T.C., Verniers J., Ioane D.,  
Seghedi A., 2006. Palaeozoic accretion of Gond-  
wana-derived terranes to the East European Cra-  
ton: recognition of detached terrane fragments  
dispersed after collision with promontories. In:  
*European Lithosphere Dynamics*. Eds D. Gee, R. Ste-  
phenson. London. Geol. Soc. Mem. 32, 323—332.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X., 1986. Deep basins  
of the Black Sea and Caspian Sea as remnants  
of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics* 123,  
181—211.

## Временная последовательность процессов геодинамического развития территории Украины от эоархея до антропогена

© *О. Б. Гинтов, 2017*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 26 декабря 2016 г.

Узагальнено матеріали виконаного в Україні за останні 20 років геодинамічного вивчення більшості її регіонів з метою об'єднання результатів регіональних досліджень у геоісторичний ряд від еоархею до антропогену. Для цього використано матеріали стратиграфії та ізотопної геохронології, які отримані українськими і закордонними вченими в межах території досліджень. Показано, що в сучасних уявленнях про характер геодинамічних процесів у межах території України головну роль відіграють результати детального вивчення глибинної будови кори і мантії, виконаного Інститутом геофизики НАН України на високому методичному рівні за участю багатьох міжнародних організацій. Використано методи сейсмометрії і сейсмотомографії, гравіметрії і магнітометрії, геотермії і глибинної електрометрії, а також палеомагнітні й тектонофізичні дані. Згідно з отриманими даними, геодинамічні процеси на основі механізмів тектоніки плит чітко проявляються на дослідженій території починаючи з еоархею. Для еоархею і мезоархею характерні швидше за все плюмтектонічні механізми. Сучасна структура Українського щита остаточно сформувалася між 1,80 і 1,70 Ga одночасно з утворенням мікроконтиненту Сарматія, його об'єднанням з Фенноскандією і Волго-Уралією у континент Балтика на фоні утворення суперконтиненту Пангея-І. У дискусійному порядку розглянуто геодинамічні процеси в мезо-неопротерозої і ранньому палеозої. Показано, що аж до середнього девону вони були зосереджені головним чином у західній частині України на території сучасних Карпат і Волино-Подільської плати. Ці процеси привели до утворення Волино-Поліського прогину (середній рифей), Галицьсько-Білоостоцького басейну (пізній рифей), що з'єднував океани Прототетис і Протояпетус на захід від Балтики, формування на його місці орогену Пракарпат (венд), утворення Дністровського перикратона (пізній венд), що закінчувався на південному заході Передгалицьським передгірним прогином, зоною TESZ і морем Торнквіста. Незалежне вивчення відкладів венду України палеомагнітними і тектонофізичними методами показало, що у цей період віртуальна вісь обертання Землі була орієнтована субпаралельно сучасним широтам. Активізація геодинамічних процесів на решті території України почалась у девоні після формування суперконтиненту Євроамерика: утворення Донбаського відгалуження океану Палеотетис і Прип'ятьсько-Дніпровсько-Донецького ріфтогену з можливою субокеанічною корою (пізній девон); відділення від Східноєвропейської платформи Мізійської, Скіфської і Туранської мікроплит і перетворення їх в терейні Палеотетису; об'єднання Гондвани з Лавразією і утворення суперконтиненту Пангея (перм — триас). Палеомагнітне вивчення пермських і триасових дайкових комплексів східної частини Українського щита дало змогу вибрати між двома моделями Пангеї (*A* і *B*) модель *A* (вегенерівську). У мезозої—кайнозої активні геодинамічні процеси зосередилися в альпійському обрамленні Східноєвропейської платформи: утворення океану Мезотетис і його західної частини Альпійського Тетису (середній триас); розкриття Таврійського басейну (середній триас—рання юра), його закриття і формування складчастості порід таврійської серії у Північній Добруджі і Західному Криму (середня юра); розкриття Західночорноморського (пізня крейда) і Східночорноморського (еоцен) басейнів; закриття океанів Альпійського Тетису, рух на схід мікроплит Алькапа і Тиссія-Дакія та формування дуги Карпатського орогену (пізня крейда—неоген); колізійний процес у Кримсько-Чорноморському регіоні у варіанті двоярусної тектоніки плит і підняття Гірського Криму (пліоцен—теперішній час). Згідно з отриманими даними, механізми палеогеодинаміки і сучасної геодинаміки — плито- і плюмтектоніка — цілком адекватно пояснюють усі геологічні та геофізичні явища, які спостерігаються в природі, особливо ті, що встановлені у другій половині XX і в XXI ст.

**Ключові слова:** геохронологія, стратиграфія, геодинаміка, Україна, докембрій, фанерозой.

**Введение.** Геодинамическое изучение территории Украины, выполняющееся в Институте геофизики НАН Украины на принципах новой глобальной тектоники с конца прошлого — начала текущего столетия (в первую очередь это геолого-геофизические, палеомагнитные, тектонофизические и сейсмотомографические исследования), показало, что плитотектонические и плюмтектонические процессы сопровождают тектогенез практически с момента образования твердой оболочки Земли, а глубинные и суперглубинные потоки флюидов продолжают формировать химико-минералогический состав литосферы до настоящего времени.

Украина с этой точки зрения является прекрасным объектом исследования, так как здесь на ее земную поверхность выходят горные породы от эоархея до антропогена, а кора и мантия представлены как континентальным и субконтинентальным, так и океаническим (субокеаническим) типом. Глубинное строение коры и мантии территории Украины, без которого невозможно полноценное суждение о характере геодинамических процессов, изучено геофизическими методами достаточно детально и на высоком методическом уровне при участии многих международных организаций.

Первые немногие обобщения результатов плито- и плюмтектонической интерпретации этих данных, выполненные уже в текущем столетии и относящиеся к территории Украины в целом, изложены, например, в работах [Гинтов, 2005; Bogdanova et al., 2006, 2008 а; Гинтов, Пашкевич, 2010; Starostenko et al., 2010; Старостенко и др., 2011]. Большинство же работ геодинамического направления, базирующихся на современных геофизических данных, освещает отдельные регионы либо результаты по отдельным профилям и методам. И хотя эти работы имеют огромное значение для исследования геодинамики Украины (они будут названы в ходе дальнейшего изложения), остается нерешенной задача *общей геоисторической последовательности геодинамических процессов в ходе формирования земной коры* изученной территории, что в геологической науке является первостепенным.

В 2016 г. коллективом Института геофизики НАН Украины завершены исследования по 5-летней теме "Геодинамическое развития литосферы Украины, формирование и размещение месторождений полезных ископаемых" (научный руководитель темы академик НАН Украины В.И. Старостенко). Получены новые важные результаты практически по всем основным реги-

онам. Они резко расширили наши знания о геодинамических процессах, приближая к пониманию их взаимосвязи и общего хода.

В данной статье автор, как участник работ по теме и руководитель раздела "Особенности геодинамического развития регионов Украины", попытался объединить результаты региональных исследований в геоисторический ряд от эоархея до антропогена, используя при рассмотрении этой хронологической последовательности материалы стратиграфии и изотопной геохронологии, полученные украинскими и зарубежными учеными в текущем столетии [Степанюк, 2000; Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008 а, 2012; Геохронология ..., 2005, 2008; Степанюк и др., 2013; Лобач-Жученко и др., 2013; Лобач-Жученко, 2014; Пономаренко и др., 2014; Щербак, Артеменко, 2014; Lobach-Zhuchenko et al., 2014 и др.]. Недостающие отрезки геодинамической истории, например, рифей или ранний палеозой, были восстановлены по материалам таких известных работ, как [Хаин, Божко, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Славинский, 1991 и др.].

Приступая к рассмотрению хронологической последовательности геодинамических процессов при становлении литосферы Украины, кратко остановимся на результатах региональных исследований.

В тектоническом отношении значительная часть территории Украины относится к юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а в геодинамическом — Евразийской плиты (ЕП) (рис. 1). С северо-востока на юго-запад основными платформенными структурами здесь являются Днепровско-Донецкая впадина с толщиной коры 35—40 км; Украинский щит (УЩ), толщина коры которого изменяется от 37 км в центральной части до 60 км в шовных зонах; Вольно-Подольская и Южно-Украинская моноклинали с толщиной коры 47—49 км.

На западе и юге платформу обрамляет Альпийский складчатый пояс Карпат и Горного Крыма, между которыми расположены киммериды Северной Добруджи. Толщина земной коры в этом складчатом поясе составляет 40—50 км, постепенно утоняясь в сторону Черноморской впадины (17—20) и Паннонской депрессии (25—30 км). Промежуточное положение между платформой и Альпийским поясом занимают, согласно Тектонической карте Украины [Тектонічна ..., 2007], эпиорогенные зоны — Рава-Русская и Скифская с толщиной коры 45 км. Наши исследования показали, что

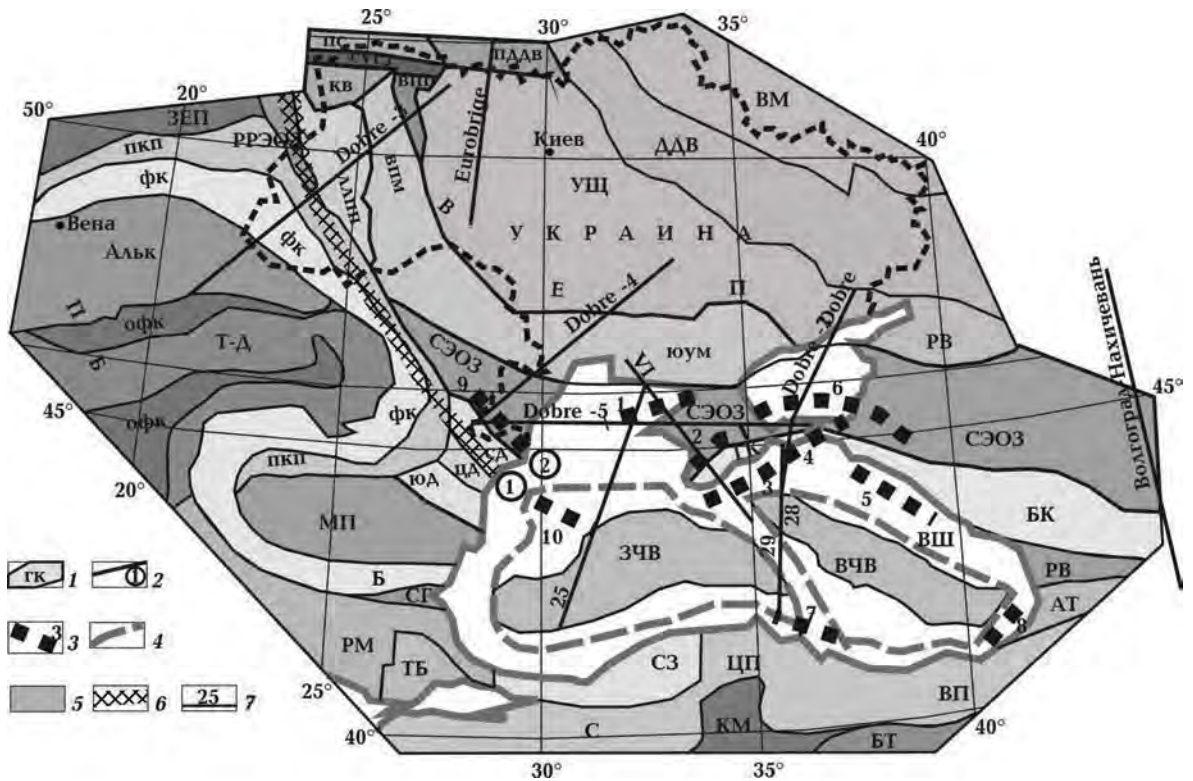


Рис. 1. Схема основных тектонических структур района исследований. Составила А.В. Муровская. Компиляция материалов и карт, по [Окау, Tüysüz, 1999; Hippolite, 2002; Csontos, Vörös, 2004; Тектонічна ..., 2007; Юдин, 2007; Афанасенков и др., 2007; Konerding et al., 2010]: 1 — контуры основных тектонических структур и их обозначения; 2 — разломы и их номера (1 — Печенега-Камена, 2 — Кагульский); 3 — прогибы и их номера (1 — Каркинитский, 2 — Предгорнокрымский, 3 — Сорокина, 4 — Керченско-Таманский, 5 — Туапсинский, 6 — Индоло-Кубанский, 7 — Синопский, 8 — Гурийский, 9 — Преддобруджинский, 10 — Истринский); 4 — глубоководные впадины; 5 — океаническая и субокеаническая кора; 6 — Трансевропейская шовная зона; 7 — геотравессы и профили ГСЗ. Альк — Алькапа, АТ — Аджаро-Триалетия, Б — Балканиды, БК — Большой Кавказ, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ВМ — Воронежский массив, ВП — Восточные Понтиды, ВПМ — Вольно-Подольская моноκлиналь, ВПП — Вольно-Полесский прогиб, ВЧВ — Восточно-Черноморская впадина, ВШ — вал Шатского, ДДВ — Днепроовско-Донецкая впадина, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ЗЧВ — Западно-Черноморская впадина, КВ — Ковельский выступ, КМ — Киршехирский массив, ЛЛПП — Львовско-Люблинский палеозойский прогиб, МП — Мизийская платформа, ОФК — площади широкого распространения офиолитовых комплексов (Вардар, Мелиата и др.), ПБ — Паннонский бассейн, ПДДВ — Припятско-Днепровско-Донецкая впадина, ПКП — Предкарпатский прогиб, ПС — Полеская седловина, РВ — Ростовский выступ, РВП — Рионская впадина, РМ — Родопский массив, РРЭОЗ — Рава-Русская эпиорогенная зона, С — Сакария, СГ — Среднегорье, СД — Северная Добруджа, СЗ — Стамбульская зона, СУГЗ — Североукраинская горстовая зона, СЭОЗ — Скифская эпиорогенная зона, ТБ — Тракийский бассейн, Т-Д — Тиссия-Дакия, УЩ — Украинский щит, ФК — Флишевые Карпаты, ЦД — Центральная Добруджа, ЦП — Центральные Понтиды, ЮД — Южная Добруджа, ЮУМ — Южно-Украинская моноκлиналь.

Скифская эпиорогенная зона является микроплитой — “осколком” ЕП, который отделяется от нее, превращаясь в террейн океана Тетис, и снова присоединяется к ней с надвижением чехла микроплиты на платформу [Гинтов и др., 2014 б; Фарфуляк, 2015].

Благодаря использованию новейших методик и программных комплексов по палинспатическим реконструкциям и фишн-трек анализу [Гинтов, Мычак, 2011; Накапелюх и др.,

2011], тектонофизическим и геотермическим методам [Гинтов и др., 2014 б; Кутас, 2016], выполнена детальная палеогеодинамическая реконструкция Восточных Карпат, в основу которой положены работы по проектам PANCAKE (профиль ГСЗ DOBRE-3 [Starostenko et al., 2013]) и CELEBRATION 2000 (профиль CEL 05 [Grad et al., 2006]). Установлена первоначальная минимальная ширина осадочного бассейна (460 км), глубина (до 14 км) и его сокращение по латера-

ли за счет складчато-надвиговых процессов на 74 % при общем объеме денудации 48 %.

Впервые А. В. Муровской выполнен геодинамический анализ развития региона Добруджи, который представляет собой связующее звено между Карпатами, Западно-Черноморской впадиной и Крымом. Полученные данные позволили, в частности, выдвинуть новую концепцию формирования сейсмогенной зоны Вранча, обусловленного всесторонним горизонтальным сжатием литосферы [Гинтов и др., 2014 б, 2015].

Глубинное строение Черноморской впадины детально изучено геофизическими методами [Starostenko et al., 2004; Старостенко и др., 2010; Кутас, 2010; Егорова и др., 2012; Кобелев, 2016 и ссылки в них]. Важным с геодинамической точки зрения является выделение в ее пределах Западно- и Восточно-Черноморской микроплит, резко отличающихся своими кинематическими особенностями, и восстановление механизма формирования как самой впадины, так и структур Горного Крыма, обусловленного движением Африканской и Аравийской плит, раскрытием и закрытием океана Тетис, процессами в нижней, средней и верхней мантии [Паталаха и др., 2003 б, 2006; Гончар и др., 2004; Гобаренко, Егорова, 2010; Муровская, 2012; Гончар, 2013, 2015; Гинтов и др., 2014 б и др.]. В этой связи большое значение имеют сейсмомографические исследования Института, позволившие выявить скоростные, а значит и вещественные неоднородности в мантии до глубины 800—2500 км [Гейко и др., 2006; Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Егорова и др., 2012; Цветкова и др., 2016 и др.]. Не останавливаясь на деталях, можно отметить, что скоростная структура мантии под территорией Украины отражает субширотное северо-западное простираие зоны перехода от ЕП к Альпийско-Гималайскому поясу до глубины ~ 700 км. Глубже (750—800 км) простираие скоростных неоднородностей мантии становится северо-восточным и они пересекают как Евразийскую плиту, так и Альпийско-Гималайский пояс (рис. 2), по [Цветкова и др., 2016].

Уточнен и детализирован механизм верхнедевонского рифтогенного формирования Днепровско-Донецкой впадины [Куприенко и др., 2010; Пашкевич и др., 2014; Rusakov, Pashkevich, 2017], который оказался трансензионным при правосдвиговой составляющей от 50 до 300 км. При этом рифтогенная впадина была заложена на докембрийской правосдвиговой зоне разломов.

При использовании плитотектонических механизмов для изучения истории геологического развития территории Украины феноменальным на первый взгляд кажется то, что эти механизмы с самого начала были применены к раннедокембрийским регионам [Каляев, 1976; Глеваский, 1983; Геодинамическая ..., 1993], в то время как первые публикации по Крымско-Черноморскому региону [Юдин, 1996; Паталаха и др., 2003 б] и Украинским Карпатам [Паталаха и др., 2003 а] появились позже. Но этому есть свое объяснение.

Украинский щит — наиболее крупная геоструктура Украины, занимающая (вместе со склонами) более трети ее территории и к концу прошлого века наиболее детально изученная глубинными геофизическими методами. В итоговой монографии "Литосфера Украины" [Соллогуб, 1986] глубинной структуре УЩ посвящено почти в три раза больше места, чем любому другому региону, а схема поверхности астеносферы, представленная в этой работе по данным глубинной геофизики, наиболее детально именно в пределах УЩ.

К 70-м—80-м годам прошлого столетия уже была практически известна мегаблоковая структура УЩ и разделяющие мегаблоки глубинные зоны разломов — Орехово-Павлоградская, Криворожско-Кременчугская, Одесско-Ядловская (Тальновская), Суццано-Пержанская, вытягивающиеся на сотни километров за пределы щита [Рябенко, 1970; Каляев и др., 1980; Соллогуб, 1986 и ссылки в них]. Была доказана их преобладающая сдвиговая природа, установлены направления перемещения берегов, а также неоархейский и раннепротерозойский возраст зон сдвига [Гинтов, Исая, 1984, 1988]. В итоге была подготовлена глубинно-геофизическая база для выделения в пределах УЩ микроплит и их перемещений, начиная с неоархея.

Начавшийся по инициативе Г. И. Каляева (1976) переход к плитотектоническому изучению структуры и динамики УЩ был подкреплен палеомагнитными исследованиями изверженных пород региона, проведенными здесь под руководством Н. П. Михайловой с 1965 г. Особенно успешным оказалось изучение палеомагнетизма анортозитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского полутонов, что дало возможность С.-А. Элмингу, Н. П. Михайловой, О. М. Русакову, С. Н. Кравченко, А. М. Глеваской в 1990-е годы восстановить положение палеомагнитных полюсов протерозоя и определить траектории относительного перемещения Фенноскандии и Сарматии в период 2,0—1,7 млрд

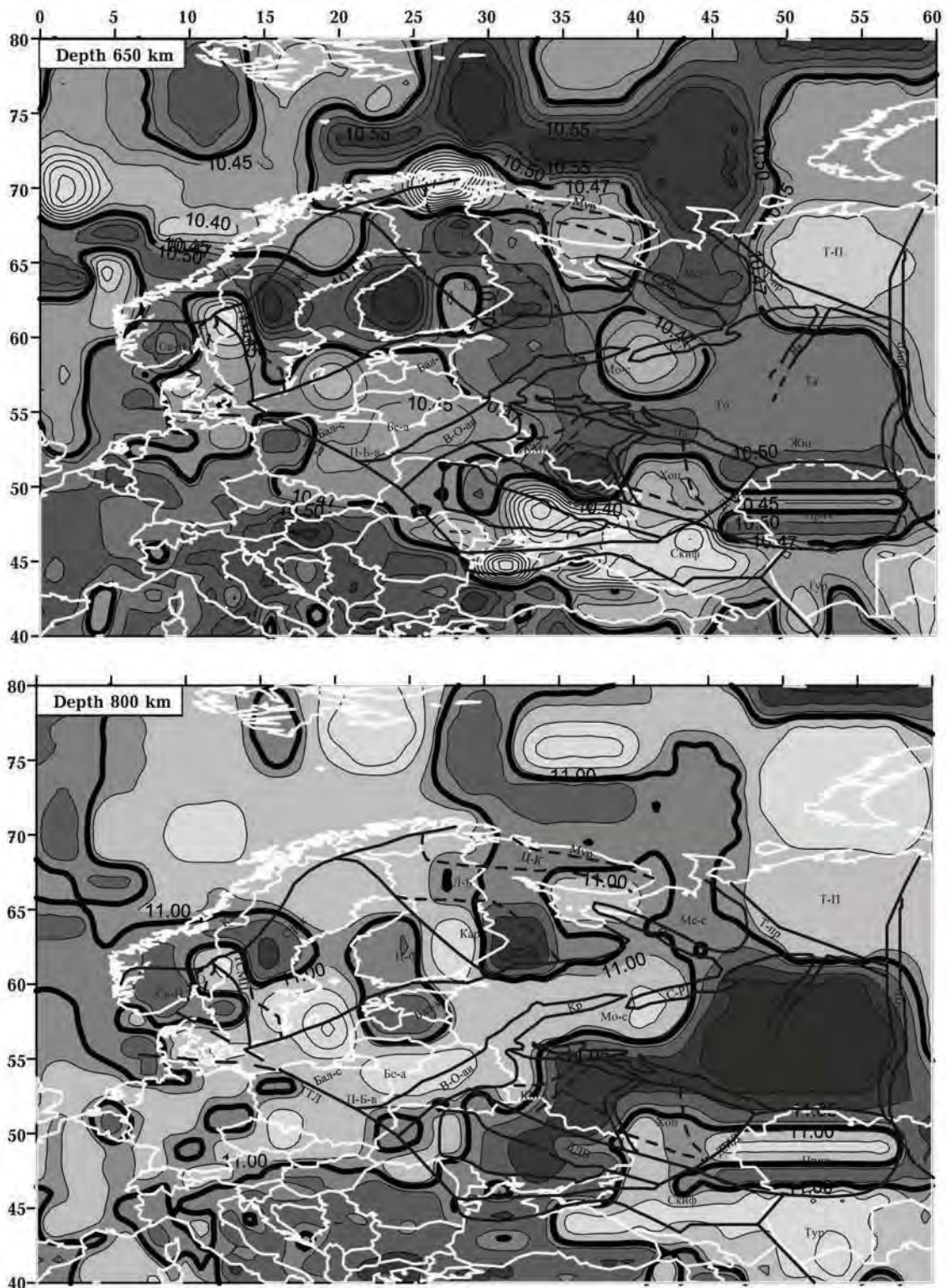


Рис. 2. Горизонтальные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели переходной зоны и зоны раздела 1 мантии Европы на глубинах 650 и 800 км, по [Цветкова и др., 2016]. Жирные изолинии — референтные скорости: для глубины 650 км  $V_{P_{\text{реф}}} = 10,47$  км/с, для 800 км  $V_{P_{\text{реф}}} = 11,01$  км/с.

лет тому назад [Elming et al., 1993, 1998]. В настоящее время эти данные подтверждены палеомагнитными исследованиями В. Г. Бахмутова и его сотрудников [Бахмутов, Иосифиди, 2010; Кировоградский ..., 2013], а также тектонофизическими данными О. Б. Гинтова, С. В. Мычка и их сотрудников [Гинтов, Мычак, 2014]. Геолого-геофизические и палеомагнитные данные были использованы С. В. Богдановой вместе с сотрудниками НАН Украины, Лундского университета (Швеция) и Московского государственного университета (Россия) для построения модели вращения и перемещения мегаструктур ВЕП ("Балтики") — Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии 1,8—1,75 млрд лет назад [Bogdanova et al., 2012].

Таким образом, геологическое развитие литосферы Украины на основе тектоники плит начиная с рубежа около 2 млрд лет назад можно считать доказанным. Для того, чтобы оспорить это, необходимо отнести палеомагнетизм, палеоклиматологию, полевую тектонофизику, сейсмотомографию к "лженаукам". Сюда же можно причислить и некоторые технологии, например GPS-технологию, технологию расчета механизмов очагов землетрясений, технологию палеореконструкций и построения сбалансированных геологических разрезов и др.

После рубежа 1,8—1,75 млрд лет назад палеомагнитными и тектонофизическими исследованиями в платформенной Украине движение и вращение литосферных плит доказано для венда—палеозоя, а для мезозоя—кайнозоя отброшены всякие сомнения в ведущей роли плейт- и плюмтектоники при формировании украинских альпид.

Более сложный вопрос связан с геодинамическим развитием литосферы Украины в неоархее и раннем протерозое. Палеомагнитно-информативных пород возрастом старше 2 млрд лет на УЩ пока не обнаружено. Неоархейский возраст некоторых зон разломов, постулируемый тектонофизикой, также требует дополнительных доказательств. То же относится к интерпретации петрологии и структуры архейских и раннепротерозойских комплексов при отнесении их к разряду островодужных, сутурных и т. д. Хотя многие геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что восточная и центральная части УЩ в неоархее и раннем протерозое развивались в плитотектоническом режиме [Глевасский, Каляев, 1998; Глевасский, 2005; Гинтов, 2012, 2014, 2015], пока можно говорить только о гипотезах. Единственным твердо установленным фактом является сдвиговая

природа большинства зон разломов УЩ и ведущая роль горизонтальных движений при докембрийском структурообразовании.

Однако и этого уже немало. Субгоризонтальные перемещения блоков литосферы в раннем докембрии пока могут быть объяснены только с позиции конвективных движений мантийного вещества или растекания плюмов [Арясова, Хазан, 2013], так как гипотезы контракции и пульсации уже давно отвергнуты. Другими словами, мы все же приходим к необходимости рассмотрения тектонических процессов в неоархее—раннем протерозое с позиций современной геодинамики.

Исходя из полученных материалов, можно на основе Международной шкалы геологического времени (МШГВ) [Стратиграфичний ..., 2012] предложить такую последовательность установленных в настоящее время геодинамических процессов при формировании земной коры и литосферы Украины.

**Эоархей (4,0—3,6 Ga).** В пределах УЩ эоархейский комплекс эндербито-гнейсов и тоналитов развит в Побужье (максимальные цифры возраста по отдельным определениям составляют 3,65—3,78 Ga) и Приазовье (эндербиты, пироксениты новопавловского комплекса возрастом до 3,6—3,7 Ga) [Геохронология ..., 2005; Лобач-Жученко, 2014]. Этот гранулитогнейсовый комплекс, близкий к метаморфизованным в гранулитовой фации породам ТТГ ассоциации, известным на большинстве щитов мира, претерпел многократные наложенные процессы, термальную переработку и стресс-метаморфизм между 3,4—1,9 Ga (Побужье) и 3,4—2,0 Ga (Приазовье). Большинство исследователей относят его к первичной континентальной коре, выплавленной из базальтоидов первичной океанической коры (дополненной сиалическим материалом) под воздействием плюмов.

Выходы эоархейских пород УЩ разделены в настоящее время мегаблоками палео-, мезо-, неоархейских и палеопротерозойских комплексов, поэтому более серьезный геодинамический анализ для эоархея практически невозможен. Судя по тектонофизическим данным и палеореконструкциям для более поздних периодов, побужские и приазовские эоархейские комплексы во время своего формирования принадлежали разным континентам или микроконтинентам и никогда не составляли единого целого [Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, 2014].

Для более детально изученных эоархейских комплексов юго-западной Гренландии существуют субдукционные, обдукционные, коллизи-



онные и плюмовые модели [Лобковский и др., 2004], хотя их количество свидетельствует о нерешенности этого вопроса для эоархея в целом. В. Е. Хаин считает, что для эоархея более всего подходят обдукционная (образование пакета пластин океанической коры, надвинутых друг на друга) или плюмовая модель, так как субдукция палеоархейской океанической литосферы из-за ее сильной гидратации вряд ли возможна [Лобковский и др., 2004].

Плюмовой модели происхождения пород ТТГ ассоциации УЩ придерживается С. Б. Лобач-Жученко [Лобач-Жученко, 2014].

**Палеоархей (3,6—3,2 Ga).** Палеоархейский комплекс эндербитов, эндербито-гнейсов и тоналитов возрастом 3,3—3,4 Ga [Геохронология ..., 2005] и даже 3,5—3,6 [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] пока встречен только в Западном Приазовье и Орехово-Павлоградской шовной зоне (в Одесском карьере Среднего Побужья цифры возраста 3,4 Ga получены в эоархейских эндербито-гнейсах на фоне реперных 3,65 Ga [Геохронология ..., 2005]). Этот ТТГ комплекс служит фундаментом для зеленокаменных структур Приазовья — Сорокинской, Косивцевской и др. И хотя считается, что метавулканыты Косивцевской структуры интродуцированы гранитоидами добропольского (3,3 Ga) и шевченковского (2,8 Ga) комплексов [Геохронология ..., 2005], тектонофизическое изучение абсолютно подобной ей Сорокинской зоны показало, что это моноклинали, ограниченные сдвиговыми разломами. Поэтому внедрение гранитоидов могло произойти и значительно позже в результате их ремобилизации при сдвиге [Гинтов, 2009].

С геодинамических позиций к выяснению происхождения пород палеоархея УЩ могут быть применены те же критерии, что и к эоархею.

**Мезоархей (3,2—2,8 Ga).** В пределах УЩ развит один из наиболее древних (3,2—3,0 Ga) зеленокаменных комплексов Земли (Среднеприднепровский и частично Приазовский мегаблока). Зеленокаменные пояса (ЗКП) такого же или даже несколько более древнего возраста известны только в Южной Африке (провинция Каапваль) и Австралии (провинция Пилбара).

Низы ЗКП УЩ представлены метаморфизованными толеитовыми базальтами, коматиитами и породами кремнисто-железистой формации [Геохронология ..., 2005] — образованиями, характерными и для других ЗКП и являющимися, скорее всего, метаморфизованной протоокеанической корой. Однако ЗКП УЩ залегает на породах протоконтинентальной коры, представленных биотитовыми и биотит-амфи-

боловыми гнейсами аульской и базавлукской толщ, распространенных в виде останцов среди широко развитых здесь плагиогранитоидов ТТГ формации, одновозрастных с ЗКП. Кроме того, на северо-восточной границе Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков (Васильковский участок), где Орехово-Павлоградская шовная зона (ОПШЗ) контактирует со Славгородским террейном, вскрываются тоналиты и гранат-биотитовые гнейсы возрастом 3,4—3,5 Ga [Геохронология ..., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2014], которые также рассматриваются как участки протоконтинентальной коры. С другой стороны, в той же ОПШЗ изучены породы ультрабазит-базит-тоналитовой ассоциации (новопавловский комплекс) возрастом до 3,68 Ga, являющиеся фрагментами протоокеанической коры.

Все это привело Г. И. Каляева и Е. Б. Глеваского к выводу, что ЗКП УЩ принадлежат к древним примитивным островным дугам, которые были разделены океанической литосферой [Геолого-геофизическая ..., 2006]. Последняя уже в раннем протерозое (по нашим данным, около 2,45 Ga тому назад [Гинтов, 2014]) субдуцировала под Приазовский мегаблок с образованием Орехово-Павлоградской сутуры.

Однако, если относить ЗКП даже к примитивным островным дугам, необходимо предполагать, что в мезоархее уже должна была происходить пусть "примитивная", но субдукция. У нас пока таких доказательств для УЩ нет, так как тектонофизические данные свидетельствуют о деформациях горных пород в зонах разломов только начиная с неоархея. Поэтому и начало плитотектонических процессов рассматривается только с неоархея.

Конечно, каналы внедрения расплавов и флюидов в земную кору существовали и в раннем архее, но какова была их физическая природа и геометрические параметры, пока достоверно не известно. Судя по контурам развития мезоархейских комплексов Среднего Приднепровья и расположению эо- и палеоархейских массивов Побужья и Приазовья, каналы их внедрения не были прямолинейными, что характерно для раздвигов, тогда как прямолинейность — свойство зон субгоризонтального сдвига.

**Неоархей (2,8—2,5 Ga).** Самым важным в неоархейскую эру следует считать рубеж  $2,8 \pm 0,1$  Ga. Для этого времени тектонофизикой фиксируются первые сдвиговые зоны разломов (в Восточной микроплите, возможно для 3,0 Ga назад), первые мощные толщи кварцитов (больше всего их в Голованевской (ГШЗ), Ингулецко-

Криворожской (ИКШЗ) шовных зонах и ОПШЗ). В Западной микроплите произошла новая "вспышка" эндербитового магматизма (Литинский, Луполовский массивы, омоложение эндербитогнейсов гайворонского комплекса), в Восточной микроплите появились первые массивы плагио-микроклиновых гранитов (мокротомосковский, токовский комплексы) и новая "вспышка" интрузий плагиогранитов ТТГ формации (обиточенский, шевченковский и другие комплексы) [Геохронология ..., 2005].

В неорархее началось сближение Западного и Восточного микроконтинентов, устанавливаемое по сдвиговым перемещениям вдоль немногочисленных тогда еще зон разломов, структурам сжатия (рис. 3), и сокращение океанических бассейнов, разделявших эти микроплиты, а также Среднепридепровский и Приазовский мегаблоки (микроплиты). Подробно этот процесс рассмотрен в работах [Гинтов, Мычак, 2011; Гинтов, 2014, 2015].

Важно отметить, что процесс начала закрытия океанов, сближения микроконтинентов и их последующего раздвига, установленный нами самостоятельно, совпадает во времени с предполагаемым объединением архейских мегаблоков Земли в Пангею 0 [Хаин, Божко, 1988], закончившимся к рубежу 2,5 Ga, и ее распадом около 2,0 Ga.

**Палеопротерозой-I (2,5—2,0 Ga).** Рубеж 2,5 Ga (по МШГВ) или 2,6 Ga [Кореляційна ..., 2004], который принят как граница между археем и протерозоем, для украинского докембрия является до некоторой степени искусственным, по крайней мере, для западной и приазовской частей УЩ [Пономаренко и др., 2014], так как возраст скелеватской свиты криворожской серии (криворожия) 2,8 Ga, верхняя возрастная граница криворожия ~ 2,0 Ga [Геохронология ..., 2008]. То же можно сказать и о бугской серии ГШЗ: возраст кварцитов с. Шамраевка 2,8 Ga [Геохронология ..., 2005], а глиноземистых кварцитов с. Капитановка 2,0 Ga [Геохронология ..., 2008]. Между ними во временном ряду (пространственная соподчиненность пород не рассматривается, так как в разных разрезах (Завальевском, Хощеватском, Молдовском и др.) она разная и, что важнее всего, все эти разрезы располагаются в разломах, о чем должна идти речь особо) залегают различные гнейсы — двупироксеновые кристаллосланцы, биотитовые, кордиерит-силлиманитовые, графитовые, а также кальцифиры, железистые кварциты и карбонат-магнетитовые руды. Цифры возраста, определенные для некоторых разно-

видностей, не превышают 2,7; 2,6; 2,3; 1,9 Ga. Если не учитывать степень метаморфизма (она далеко не всегда коррелирует с возрастом), то бугская серия может быть возрастным аналогом криворожской, что и используется при геодинамической реконструкции неорархей — палеопротерозоя [Гинтов, 2012]. Супракрустальные породы тетеревской серии Волинского мегаблока отлагались 2,3—2,1 Ga назад; приблизительно тогда же образовались дибровская, гуляйпольская и садовая свиты Приазовского мегаблока.

Как видим, на УЩ нет единого четкого рубежа между археем и протерозоем. Это еще раз доказывает, что мегаблоки щита еще в начале протерозоя были террейнами, развивались независимо друг от друга, а их глубинное строение в общем близко лишь настолько, насколько позволяли законы образования внешних оболочек Земли.

Геодинамические процессы в палеопротерозое-I были наиболее активными, так как сближение микроконтинентов сопровождалось в отдельных местах раздвигами, что привело к формированию Ингуло-Ингулецкого осадочного бассейна и началу образования Херсон-Смоленской шовной зоны (см. рис. 3). В центральной части УЩ образовалась густая сеть зон разломов, в том числе Тальновская и Криворожско-Кременчугская, которые отделили восточную часть Западного микроконтинента и западную часть Восточного, структурно оформив ГШЗ и ИКШЗ. К концу периода практически завершилось формирование криворожской и бугской серий, а также сформировалась росинско-тикичская гнейсово-амфиболитовая серия.

На севере началось сближение микроконтинентов — Фенноскандии и Сарматии, завершившееся в палеопротерозое-II субдукцией первой под вторую и коллизией.

На западе и северо-западе щита (Подольский и Волинский мегаблоки) образовалась большая часть пород днестровско-бугской и пород тетеревской серий, бердичевский и житомирский комплексы гранитоидов.

Омоложение верхней части днестровско-бугской серии до палеопротерозоя-I [Геохронология ..., 2008] поднимает вопрос, что же является субстратом зоархейских эндербитогнейсов Побужья. Нижняя часть днестровско-бугской серии, относимая к тывровской толще двупироксеновых кристаллосланцев и гнейсов, не древнее палеоархей, поэтому не может быть субстратом. В зоархейских эндербитогнейсах есть линзы и ксенолиты ультраосновных по-

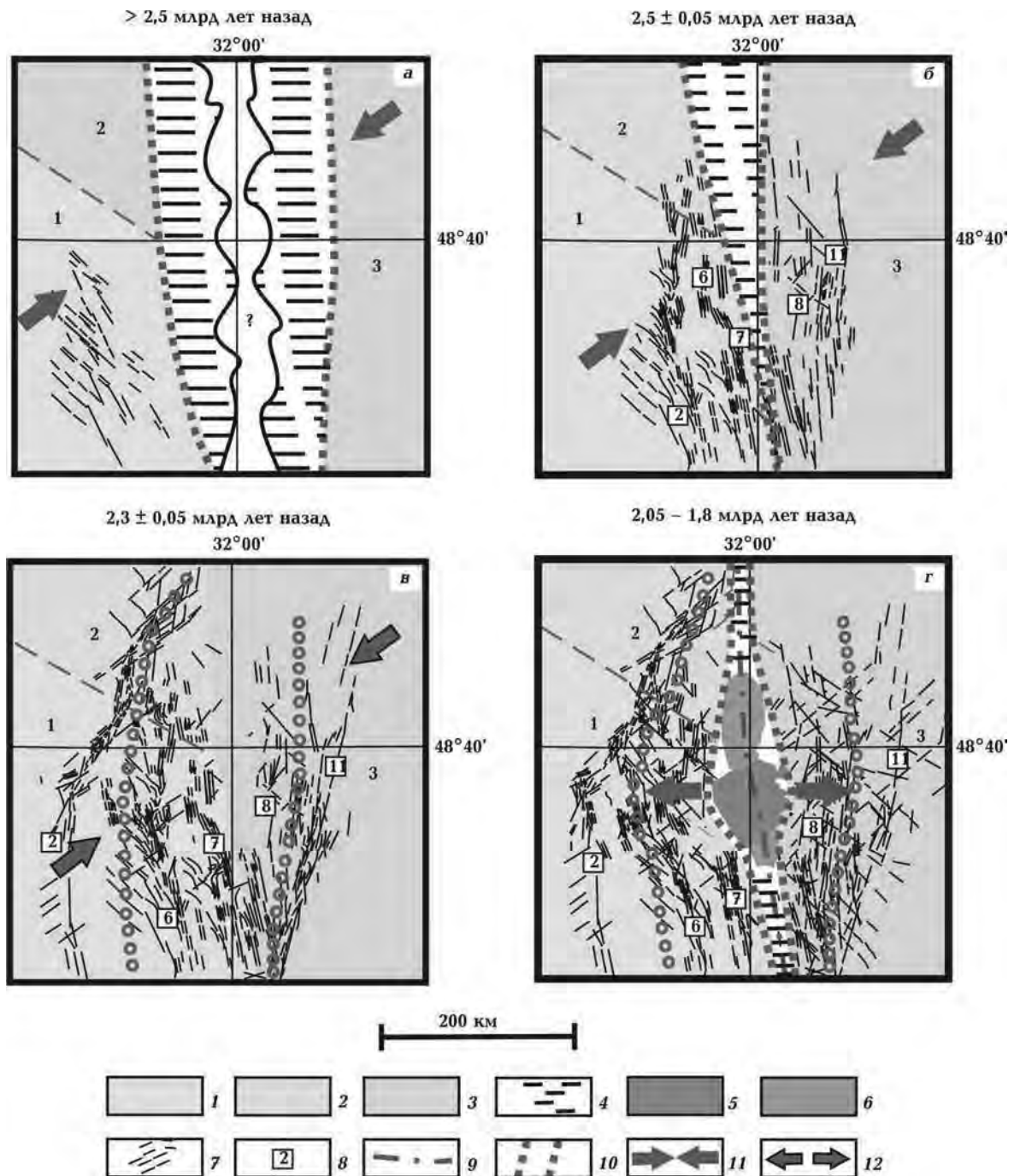


Рис. 3. Принципиальная схема перемещений Западной и Восточной микроплит в позднем архее—конце раннего протерозоя, по [Гинтов, Мычак, 2011 а, б]: 1—3 — усредненные составы земной коры микроплит в архее (Западная: 1 — горные породы Днестровско-Бугского гранулитового пояса, 2 — россинско-тикицкий амфиболит-гранитовый комплекс; Восточная: 3 — среднеприднепровский гранит-зеленокаменный комплекс); 4 — предполагаемая океаническая кора; 5 — гранитоиды новоукраинского комплекса; 6 — гранитоиды предполагаемого кировоградского комплекса; 7 — эшелонированные и элементарные сколы зон разломов; 8 — номера зон разломов в соответствии с работой [Гинтов, Мычак, 2011 б, рис. 4]; 9 — осевая линия трансрегионального шва Херсон—Смоленск; 10 — границы Западной и Восточной микроплит; 11 — направление сближения микроплит; 12 — направление раздвига микроплит.

род — метаортопироксенитов — с возрастом по циркону  $3,67 \pm 0,004$ — $3,485 \pm 0,033$  (метаморфическое событие) Ga [Лобач-Жученко и др., 2013]. Если это не будинированные дайки, то необходимо было бы специально выделить новую, эоархейскую толщу ультраосновных пород, являющихся продуктом древней океанической коры и протолитом эндербитогнейсов.

**Палеопротерозой-II (2,0—1,6 Ga).** Граница палеопротерозоя-I и палеопротерозоя-II, особенно его первая половина, отражает одну из самых мощных вспышек гранитоидного магматизма, в том числе плутонизма, на всем щите. В этот период образовались основные и кислые вулканиты клесовской серии и гранитоиды осницкого комплекса, сформировавшие юго-западную часть протяженного Осницко-Микашевичского магматического пояса, сланцы и метапесчаники пугачевской и топильнянской серий, а также целый ряд небольших интрузивных массивов основного и кислого состава в пределах Волынского мегаблока. Во время или после субдукции Фенноскандии под активную северо-западную окраину Сарматии сформировались Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны габбро-анортозитов и рапакиви и были заложены Овручская и Вильчанская впадины как компенсационные, согласно [Паталаха и др., 2004], прогибы, связанные с внедрением в верхнюю кору Коростенского плутона. В Приазовском мегаблоке образовались массивы субщелочных и щелочных гранитов каменноугольного, октябрьского и южно-кальчикского комплексов. В зонах разломов Ингульского мегаблока прошли процессы активизации с формированием натровых метасоматитов — альбититов и сиенитов, месторождений урана и золота.

Все эти процессы привели к консолидации всех шовных зон УЩ, "спаиванию" мегаблоков и формированию микроконтинента Сарматия, после чего образовался и через весь щит параллельно его оси протянулся широкий пояс базитовых даек [Bogdanova et al., 2012].

Для рассматриваемого периода появляются надежные геофизические данные, подтверждающие плитотектонический характер геодинамических процессов. Материалы ГСЗ указывают на существование зоны субдукции Фенноскандии под Сарматия [Гинтов, Пашкевич, 2010], а тектонофизические и палеомагнитные данные — на поворот Сарматии против часовой стрелки на  $54^\circ$  при ее коллизии с Фенноскандией 1,83—1,75 Ga назад [Гинтов, Мычак,

2014] и образовании ими вместе с микроконтинентом Волго-Уралья континента Балтика [Bogdanova et al., 2004]. Перед этим на УЩ образовалась последняя мощная система разломов широтного простирания (субботско-мошоринский этап).

Конец палеопротерозоя отличается сходством процессов консолидации сиалической коры на большинстве континентов мира. Это позволило высказать идею об образовании суперконтинента Пангея-I около 1,7 Ga назад [Хаин, Божко, 1988].

Заканчивая анализ геодинамических процессов в раннем докембрии, хотелось бы обратить внимание на то, что геологи нередко слишком упрощенно воспринимают результаты геологической интерпретации геофизических материалов, особенно таких, как ГСЗ или гравитационное моделирование. Из-за этого "фиксистский" подход иногда кажется предпочтительнее "мобилистского", так как слои земной коры и литосферной мантии, характеризующиеся определенными скоростными и плотностными параметрами, прослеживаются по латерали практически непрерывно и на глубинах одного порядка. Однако необходимо учитывать, что физико-геологический разрез литосферы не остается постоянным во времени, приспособляясь к ходу эндогенных и экзогенных процессов, изменяющих *PT*-условия в литосфере. Поэтому скоростные и плотностные модели отражают структуру и вещественный состав коры и мантии, сформировавшихся как до, так и после консолидации УЩ. Кроме того, понятия "гранитный", "диоритовый", "базальтовый" слои, "коромантийная смесь" носят условный характер в соответствии с усредненными скоростными и плотностными параметрами. Петрологически же в разных мегаблоках они могут иметь разный состав, учитывая, во-первых, неоднозначность интерпретации геофизических данных (достаточно широкие пределы изменения определяемых скоростей и особенно плотностей в низах коры — до  $\pm 0,1$  км/с и до  $\pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>) и, во-вторых, суммарное, иногда противоположное, влияние на состав коровых слоев процессов регионального метаморфизма, флюидных потоков, дифференциации глубинных расплавов и др.

**Мезопротерозой (ранний и средний рифей, 1,6—1,0 Ga).** В отличие от предыдущего периода, мезо- и неопротерозой в пределах территории Украины (юго-западной части Балтики) характеризуются достаточно резким переходом к относительно спокойному режиму гео-

динамического развития. Горизонтальные перемещения блоков сменились вертикальными при явном преобладании нисходящих движений и формировании синеклиз и рифтов.

Наименее геологически информативным на территории Украины оказался раннерифейский отрезок мезопротерозоя (1,6—1,35 Ga), в котором можно отметить только наращивание разреза Овручской и Вильчанской грабен-синклиналей кварцито-песчаниками и филлитовыми сланцами толкачевской и озеражской свит после рубежа 1,6 Ga (некоторые исследователи относят этот процесс к палеозою). В основном на этом отрезке происходил процесс тектонотермальной переработки (ТТП) архейских и раннепротерозойских комплексов фундамента, который подтверждается изотопными определениями гранитоидов Беларуси (Мазовецкий массив — 1,36 Ga).

В Украине то же могло происходить в пределах Вольно-Подольской плиты (ВПП), перекрытой сейчас среднерифейско-венд-фанерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. Во всяком случае, к западу от Балтики и на ее северной окраине в современных контурах Западной Европы в это время происходил дальсландский (гренильский) орогенез и готская эпоха ТТП [Хаин, Божко, 1988], что не могло не отразиться на породах фундамента ВПП.

Высокое стояние юго-западной части Балтики и отсутствие в пределах территории Украины заметных вертикальных движений блоков в период раннего рифея не помешало этому континенту, согласно палеомагнитным данным, переместиться на  $\sim 20^\circ$  из северных широт (современные координаты) к югу от экватора [Elming et al., 2006], что свидетельствует о непрерывности плитотектонических процессов.

После 1,35 Ga и до конца докембрия основные тектонические процессы на территории Украины были сосредоточены в пределах ВПП, в которой началось заложение Вольно-Полесского прогиба (вулканизм — 1,18 Ga, [Тектонічна ..., 2007], отложение континентальной (мелководной) полесской серии — 1,055 Ga [Рябенко, Михницкая, 2000]) — крайней юго-западной части протягивающейся на 700 км через Украину и Беларусь Вольно-Оршанской впадины. Отложение полесской серии максимальной мощностью 900 м в центре прогиба растянулось здесь на 0,35 Ga, т. е. перешло в поздний рифей.

Средний рифей в истории Земли отмечен объединением большинства основных плит в суперконтинент Родиния ( $\sim 1,1$  Ga назад), хотя

и время его формирования, и расположение составляющих его элементов вызывают споры. Не совсем понятно, когда распалась Пангея-I, но такой распад должен был произойти, так как время жизни суперконтинентов не превышает 0,3 Ga [Хаин, Божко, 1988].

**Неопротерозой (поздний рифей—венд, 1,0—0,542 Ga).** С этим периодом связано распространение океана Прототетис из Юго-Восточной Азии на запад (около 0,85 Ga он занял Средиземноморский регион), образование океана Протояпетус (венд) на месте современной Северной Атлантики и начало распада суперконтинента Родиния на Гондвану и Лавразию [Хаин, Божко, 1988]. В пределах Украины это выразилось в образовании глубокого Галицийско-Белостокского палеобассейна (рифта) с предполагаемой океанической корой, соединявшего океаны Прототетис и Протояпетус и примыкавшего на юго-западе и западе (на месте современных Карпат и Предкарпатского прогиба, т. е. зоны TESZ) к Балтике. Возможно, время от времени этот палеобассейн соединялся с Вольно-Полесским прогибом и заполнялся продуктами разрушения пород полесской серии, а затем вулканогенно-осадочными породами венда и палеозоя.

В венде (0,6—0,542 Ga), отложения которого занимали значительную часть Вольно-Полесского прогиба, произошла структурная перестройка юго-западной части Балтики (ВПП), связанная с активными процессами в Галицийско-Белостокском бассейне (ГББ). Это видно на структурном плане вольнской серии нижнего венда, образование вулканитов которой вначале было связано с разломами северо-восточной ориентировки, а позже — северо-западной [Геотектоника ..., 1990].

В верхнем венде началось формирование Днестровского перикратона преобладающего северо-западного простирания и верхневенд-фанерозойского чехла Балтики, т. е. превращение ее в ВЕП [Великанов и др., 1983].

Погружение Днестровского перикратона в западном, юго-западном и южном направлениях с удалением от докембрийской поверхности ВЕП происходило с ускорением и заканчивалось формированием глубокого предгорного Предгалицийского прогиба. Это свидетельствует о том, что на раннебайкальском и байкальском этапах в ГББ, по-видимому, формировался ороген (Пракарпаты, Прадобруджа), который был размыт в палеозое. В работах украинских и польских геофизиков [Гутерх и др., 1977; Соллогуб, 1986] описывается складчатая зона венд-

ского возраста, простиравшаяся под Внешними Карпатами в направлении Добруджи, а по данным [Сокур, 2008] песчаники верхнего венда Вольно-Подольи имеют геохимические характеристики осадков активной окраины и даже островных дуг, т. е. их снос происходил не с пассивной окраины Балтики, а, скорее, с юго-запада.

Геофизическими признаками Пракарпатского орогена и его предгорного прогиба могут быть структурно-скоростные особенности байкальско-каледонско-герцинского фундамента, зафиксированные на профиле DOBRE-3 [Starostenko et al., 2013]: здесь поверхность фундамента со скоростью более 6 км/с под Закарпатским прогибом образует поднятие амплитудой не менее 5 км, а к востоку от него (под Флишевыми Карпатами и Предкарпатским прогибом) — прогиб амплитудой около 16 км.

Подвижный характер ГББ сохранялся в палеозое после образования на месте океанов Протетис и Протояпетус раннепалеозойских океанов Палеотетис и Япетус (кембрий—ранний ордовик) [Зоненшайн и др., 1990б]. Соединявшее их море Торнквиста отделяло ВЕП от террейнов Западной Европы и сохранялось до середины палеозоя, когда закончилось развитие Приднестровского перикратона. Наиболее глубокая часть моря Торнквиста — Предгалицийский прогиб, северо-восточное крыло которого сформировано, по мнению автора, зоной TESZ.

В настоящей статье достаточно подробно описана история геодинамического развития юго-западной окраины ВЕП (Балтики) в докембрии, так как из-за перекрытости ГББ мощным чехлом Приднестровского перикратона и Карпатами ему в литературе уделено недостаточно внимания и лишь геофизические данные могут хотя бы частично пролить свет на его существование.

Все рассмотренные тектонические процессы в пределах Балтики (ВЕП) и ее окраин происходили на фоне ее размещения южнее экватора и ориентации субортогонально современной (рис. 4). И палеомагнитные, и независимые тектонофизические данные показывают, что в венде виртуальная ось вращения Земли располагалась субпараллельно современным широтам.

**Фанерозой (0,542—0 Ga).** Фанерозойские геодинамические процессы подробно рассмотрены во многих работах, поэтому кратко в хронологическом порядке остановимся на основных событиях, происходивших в пределах территории Украины.

**Ордовик (0,48—0,44 Ga).** Завершение образования океанов Палеотетис, Япетус и моря

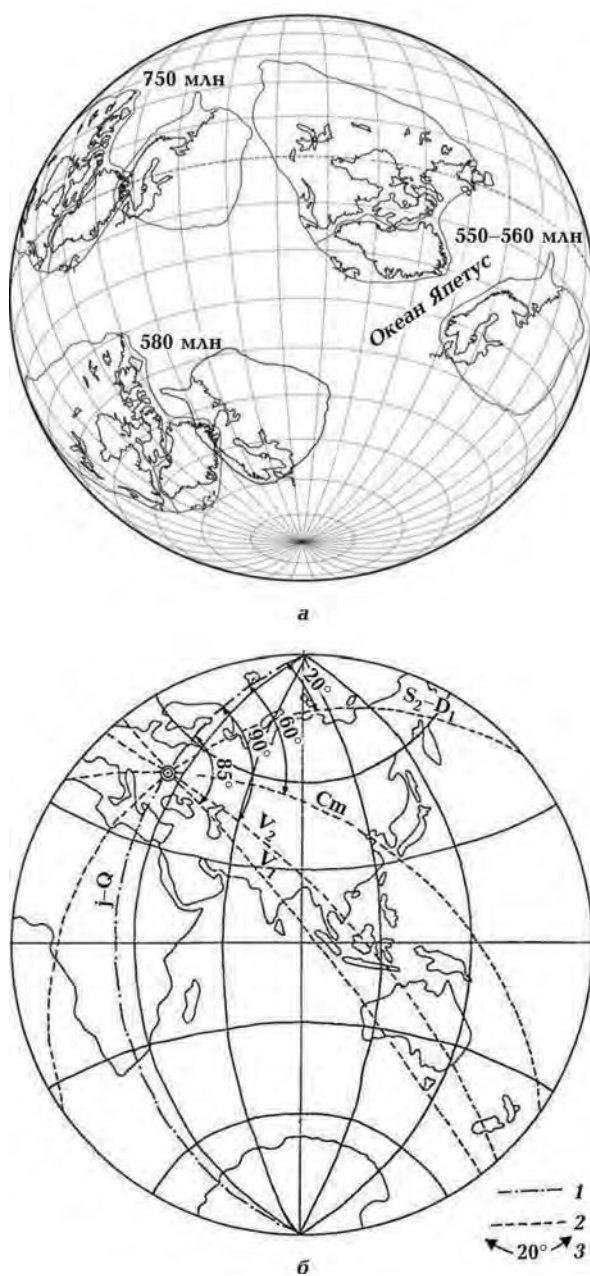


Рис. 4. Положение палеомеридианов и палеоширот в венде (а) по палеомагнитным [Elming et al., 2006] и палеомеридианов (б) по тектонофизическим [Гинтов, 2001] данным: 1 — современный меридиан, 2 — палеомеридианы для соответствующих периодов, 3 — углы между современным и палеомеридианами. Рис. 4, б показывает, что в пункте с координатами  $\varphi = 50^\circ$  с. ш.,  $\lambda = 25^\circ$  в. д. (Вольно-Подольская плита) палеомеридиан, определенный в верхне-вендских отложениях по тектонофизическим данным, располагался вдоль современной широты.

Торнквиста, каледонская складчатость в Предгалицийском прогибе.

**Девон (0,42—0,36 Ga).** Завершение каледонской складчатости в Предгалицийском прогибе и, возможно, становление на его месте но-

вого орогена. Начало формирования Львовско-Люблинского (предгорного) прогиба (средний девон).

Коллизия Североамериканской платформы и ВЕП и образование суперконтинента Евразия [Зоненшайн и др., 1990б].

Образование нескольких северных ответвлений Палеотетиса в виде рифтогенных прогибов, в том числе Прикаспийского и Донецкого (средний—поздний девон) с океанической корой, и распространение последнего в позднем девоне на ВЕП с формированием Днепровского и Припятского рифтогенных прогибов с субокеанической (?) корой [Юдин, 2007]. Формированию Днепровского рифтогена способствовало существование в его осевой части докембрийской шовной зоны западно-северо-западного простирания [Пашкевич и др., 2014].

Отделение от ВЕП Мизийской, Скифской (вместе с Приазовской частью УЩ), Туранской микроплит и превращение их в террейны Палеотетиса [Хаин, Сеславинский, 1991].

Согласно палеомагнитным данным, полученным в Институте геофизики НАН Украины, со второй половины силура и почти до конца девона территория Украины (юго-западная часть ВЕП) располагалась на 10—20° южнее экватора и испытывала повороты в горизонтальной плоскости до 16° против часовой стрелки [Бахмутов и др., 2012; Бахмутов, Поляченко, 2014].

*Карбон (0,36—0,30 Ga).* Коллизия Североамериканской и Сибирской платформ и образование континента Лавразия [Хаин, Сеславинский, 1991].

Углубление Припятско-Днепровско-Донецкого рифтогена и Львовско-Люблинского прогиба, накопление в них мощной толщи терригенно-карбонатных осадков.

*Пермь—триас (0,30—0,20 Ga).* Объединение Гондваны с Лавразией и образование суперконтинента Пангея (Пангея-2, по [Хаин, Сеславинский, 1991], или Пангея-А по данным палеомагнитологов).

Герцинская складчатость во всех палеозойских осадочных бассейнах на территории Украины.

Сокращение Палеотетиса: субдукция океанической коры Донецкого рифтогена в южном направлении, формирование Донецкого складчатого сооружения и Донецкой сутуры; субдукция также в южном направлении океанической коры Палеотетиса под Скифскую микроплиту, коллизия микроплиты с ВЕП и образование Северокрымской сутуры. Эти процессы обоснованы геологически [Юдин, 2007] и под-

тверждаются данными ГСЗ и сейсмотомографии [Гинтов и др., 2014б]. Коллизионные процессы сопровождалась формированием крупномасштабных надвигов доюрских комплексов в северном, северо-восточном и восточном направлениях. В последнем случае имеется в виду надвигание Западно-Европейской платформы (ЗЕП) на ВЕП с выходом в Рава-Русскую зону. В пределах Северной Добруджи такое надвигание закончилось в мелу—палеогене.

Сокращение или распад Палеотетиса и субдукция в южном, юго-западном и, возможно, западном направлениях привели к расширению континентальной литосферы ВЕП в этих направлениях на 120 км и более.

Для рассмотренного периода сложной оказалась проблема несогласованности палеомагнитных данных по реконструкции суперконтинента Пангея, из-за чего палеомагнитологами предложены две альтернативные модели — Пангея-А, соответствующая общепринятой Пангее А. Вегенера, или Пангея-2, по [Хаин, Сеславинский, 1991], и Пангея-В, предусматривающая праводвиговое перемещение Лавруссии относительно Гондваны на 3500 км (!) [Muttoni et al., 2003]. Несогласованность могла быть вызвана "ошибками наклоения", возникающими при изучении палеомагнетизма осадочных пород.

В этом отношении большое значение имело палеомагнитное изучение пермских и триасовых дайковых комплексов восточной части УЩ [Yuan et al., 2011], выполненное при участии украинских ученых В. Г. Бахмутова и В. И. Алексина. Оно показало, что при использовании высоконадежных, лишенных возможных ошибок наклоения данных по дайковым комплексам модель Пангея-А удовлетворяет требованиям палеомагнетизма и необходимость в замене ее моделью Пангея-В отпадает.

*Средний триас—юра—ранний мел (0,247—0,101 Ga).* Образование океана Мезотетис между Мизийской, Скифской и Туранской микроплитами, снова отделившего их от ВЕП и приведшего к новому отделению Гондваны от Лавразии в средней юре [Юдин, 2007].

Мезотетис в своей западной части имел достаточно сложную структуру и был разделен на несколько малых океанических бассейнов, разделенных континентальными микроплитами.

В пределах ЗЕП образовались нескольких эпигерцинских бассейнов с океанической корой (океаны Магура, Пьенинский, Мелиата, Пьемонт-Лигурия и другие — у разных авторов разные названия) — так называемого Альпийского Тетиса [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008].

На юге возник задуговой Таврический бассейн, отделявший Скифскую и Мизийскую микроплиты от коллажа микроплит Родопии, Сакарии, Понтида, а также частично отделявший Мизию от Скифии. Последние данные по изучению флишевых отложений Восточного Горного Крыма показали, что в позднем триасе и ранней юре северная часть Таврического бассейна не распространялась на восток так далеко, как предполагалось в работе [Казьмин, Тихонова, 2005].

В средней юре (байос—бат) Таврический бассейн закрылся и коллаж микроплит Родопии, Сакарии и Понтида объединился с Мизийской, Скифской плитой, валом Шатского и ВЕП. Сжатие привело к формированию складчатости пород таврической серии в Северной Добрудже и Западном Крыму. На юге от этого коллажа микроплит открылся еще один задуговой океанический бассейн — Вардарский. Образование задуговых бассейнов, очевидно, было связано с субдукцией Мезотетиса под Понтиды и Евразию в средней юре—раннем мелу [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006].

*Поздний мел—палеоген—неоген (0,101—0,02 Ga).* Субдукция океана Магура (или Пьемонт-Лигурия) под микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия и их перемещение на северо-восток в течение верхнего мела—олигоцена под силовым воздействием Адриатической плиты. Закрытие океана Магура и начало коллизионного процесса. Продолжение в миоцене—плиоцене движения микроплит на северо-восток (Алькапа) и восток—юго-восток (Тиссия-Дакия) и формирование дуги Карпатского орогена [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008].

В соответствии с принятой в работе [Гинтов и др., 2015] концепцией, движение микроплиты Тиссия-Дакия происходит в виде втискивания достаточно узкого индентора в образованный им юго-восточный ороклин Карпат, создавая деформационную зону всестороннего бокового (горизонтального) сжатия, возникшую *in situ*. Разрядка напряжений всестороннего бокового сжатия вызывает землетрясения в зоне Вранча.

*Поздний мел (сеноман—турон)* — субдукция Вардарского бассейна под Родопию—Понтиды (начавшаяся еще в конце раннего мела) и раскрытие задугового Западно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части.

*Средний эоцен* — продолжение субдукции Вардарского бассейна, его закрытие и раскрытие задугового Восточно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части [Казьмин, Тихонова, 2006].

*Олигоцен* — начало движения Восточно-Черноморской микроплиты на северо-запад, частичная субдукция ее под Скифскую микроплиту и начало подъема Горного Крыма (максимум подъема в раннем плиоцене), продолжающегося и сейчас.

*Плиоцен—настоящее время* — продолжение субдукционного процесса в Крымско-Черноморском регионе в варианте двухъярусной тектоники плит [Гончар, 2013, 2015]: субдукция под Скифскую микроплиту мантийной части Восточно-Черноморской микроплиты; наличие серпентинитового detachementa на границе коровой и мантийной частей последней, благодаря чему ее коровая часть воздымается (обдуцирует) внутрь коры Скифской микроплиты, образуя про- и ретронадвиги; надвижение коровой части Скифской микроплиты вместе с Горным Крымом на Черноморскую впадину.

В дискуссионном порядке на основании материалов региональной сейсмоотографии [Бугаенко и др., 2008] рассматривается механизм образования плюма под Черноморской впадиной, обусловленный теми же причинами, что и формирование самой впадины — процессами мезо-кайнозойского рифтинга—спрединга и отделения Родопии и Понтида от Мизии и Крыма. В этом случае плюм формирует над собой зону растяжения в средней и верхней мантии, облегчая процесс субдукции Западно-Черноморской микроплиты под Восточно-Черноморскую и формирование встречного плюму круто наклоненного слэба с "затягиванием в воронку" относительно низкоскоростной литосферы [Гинтов и др., 2016].

В *настоящее время* продолжается также перемещение фронтальной части орогена Украинских Карпат на восток и северо-восток, а Южных (Румынских) Карпат — на юг. Юго-восточный участок (ороклин) Карпат и Добруджа находятся в состоянии сжатия и в основном воздымаются.

**Выводы.** Таким образом, рассмотрение хронологической последовательности тектонических процессов при становлении земной коры и литосферы Украины показывает, что механизмы палео- и современной геодинамики — плито- и плюм-тектоника — вполне адекватно объясняют все геологические и геофизические явления, наблюдаемые в природе, особенно те, которые установлены во второй половине XX и в XXI в. Это крупноамплитудные горизонтальные перемещения вдоль разломов по геологическим и тектонофизическим данным; перемещение континентов по палеомагнитным и



их вращение по согласующимся палеомагнитным и тектонофизическим данным; повсеместное преобладание тангенциального напряженно-деформированного состояния земной коры; восстановленная первоначальная ширина бассейнов осадконакопления, сокращаемая в несколько раз за счет горизонтального сжатия (согласующиеся геологические, палеомагнитные и тектонофизические данные); наличие наклонных мантийных палео- и современных слоев (слэбов) по материалам сейсмотомографии, причем современные наклонные слои нередко сопровождаются такими же наклонными цугами землетрясений; данные GPS и др.

Фиксисские представления, основывающиеся на принципах "вертикальной" тектоники

и постоянного географического положения континентов, не в состоянии объяснить большинство этих явлений.

**Благодарности.** Автор благодарит всех сотрудников Института геофизики НАН Украины — участников проекта № III-21-12 "Геодинамическое развитие литосферы Украины, формирование и размещение месторождений полезных ископаемых", материалы которых использованы в настоящей статье.

Особая благодарность акад. НАН Украины Н.П. Щербак и А.И. Пономаренко, чл.-корр. НАН Украины Л.М. Степанюку, а также проф. В.П. Кирилюку, беседы с которыми позволили автору сформировать представление об этапах развития земной коры Украины в докембрии.

### Список литературы

- Арясова О.В., Хазан Я.М. Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 5. С. 150—171.
- Бахмутов В.Г., Иосифиди А.Г. Палеомагнетизм палеопротерозойских магматических пород УЩ: Тез. докл. *Международ. науч.-практ. конф. "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы"*. Киев: УкрГГРИ, 2010, С. 25—27.
- Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б. Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским осадочным породам Подолии (ЮЗ Украина) и кинематика Восточно-Европейской платформы в среднем палеозое. *Геодинамика и тектонофизика.* 2014. Т. 5. № 4. С. 1045—1058.
- Бахмутов В.Г., Тейсер-Еленская М., Кагзялко-Хофмоэль М., Константиненко Л., Поляченко Е. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 57—67.
- Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 162 с.
- Гейко В.С. Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Геодинамическая карта Украины. Под ред. Л.С. Галецкого. Киев: Геопрогноз, 1993. 213 с.
- Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А.В. Анциферова. Киев: Наук. думка, 2006. 196 с.
- Геотектоника Вольно-Подолии. Отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Отв. ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Отв. ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Гинтов О.Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 2—21.
- Гинтов О.Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит. *Геофиз. журн.* 2001. Т.23. № 4. С.69—82.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 3—22.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломобразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.

- Гинтов О.Б. Тектонофизика в решении важных народнохозяйственных задач (обзор исследований в странах СНГ). 1. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 5. С. 3—31.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапинский В.Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 3. С. 3—33.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014б. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. *Геофиз. журн.* 1984. Т. 6. № 3. С. 3—10.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
- Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Я., Островной А.Н., Бубняк И.Н., Фарфуляк Л.В., Амашукели Т.А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 31. № 3. С. 22—44.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофиз. журн.* 2011а. Т. 33. № 3. С. 102—118.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофиз. журн.* 2011б. Т. 33. № 4. С. 89—99.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Кинематика формирования западной и центральной части Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 24—36.
- Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27.
- Гинтов О.Б., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 17—29.
- Глевасский Е.Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций. В кн.: *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1983. С. 44—48.
- Глевасский Е.Б. Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии докембрия Украинского щита с позиций плитотектоники. *Минерал. журн.* 2005. Т. 27. № 3. С. 57—66.
- Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Докембрий и тектоника плит (проблема плитотектонических реконструкций юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы). В кн.: *Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита*. Київ, 1998. С. 38—40.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Структура литосферы и геодинамика Западно- и Восточно-Черноморской впадин. *Физика Земли*. 2010. № 6. С. 49—66.
- Гончар В.В. К обоснованию механизма латеральной экстрюзии земной коры Горного Крыма. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 145—150.
- Гончар В.В. Коллизионная модель Крымского орогена — опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164.
- Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма. *Доп. НАН України*. 2004. № 6. С. 112—118.
- Гутерх А., Соллогуб В.Б., Мятешок Р., Чекунов А.В., Пайхель Я., Гейко В.С., Перхуць Э., Ливанова Л.П., Ковальский Л., Клушин В.И. Строение земной коры на участке Хмельницкий (СССР)—Кельце (ПНР) (VIII международный профиль ГСЗ). В кн.: *Строение земной коры и верхов мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 158—171.
- Егорова Т.П., Гобаренко В.С., Яновская Т.Б., Баранова Е.П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. Москва: Недра, 1990а. 328 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра, 1990б. 334 с.

- Казьмин В. Г., Тихонова И. Ф. Позднемезозойские-эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 9—22.
- Казьмин В. Г., Тихонова И. Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*. 2005. № 5. С. 20—35.
- Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. *Геолог. журн.* 1976. Т. 36. Вып. 1. С. 29—41.
- Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. Тектоника раннего докембрия Украинского щита. В кн.: *Региональная тектоника раннего докембрия СССР*. Ленинград: Наука, 1980. С. 18—22.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Прастые луды, 2013. 500 с.
- Коболев В. П. Плюм-тектонический аспект рифтогенеза и эволюции мегавпадины Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2016. № 2. С. 16—36.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
- Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Старостенко В. И., Легостаева О. В., Савченко А. С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 175—214.
- Кутас Р. И. Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107.
- Кутас Р. И. Геотермические условия Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158.
- Лобач-Жученко С. Б. Древние кратоны — возраст, строение, состав, геодинамика. *Минерал. журн.* 2014. Т. 35. № 4. С. 61—70.
- Лобач-Жученко С. Б., Балаганский В. В., Балтыбаев Ш. К., Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Лохов К. И., Корешкова М. Ю., Юрченко А. В., Егорова Ю. С., Сукач В. В., Бережная Н. Г., Богомолов Е. С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса по данным изотопно-геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит). *Минерал. журн.* 2013. Т. 36. № 2. С. 86—98.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Со-временные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 612 с.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 109—119.
- Накапелюх М. В., Вихоть Ю. М., Бубняк И. Н. Сбалансированный разрез Скибового покрова Украинских Карпат, долина реки Сукиль. *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара, 17—21 октября 2011*. Т. 1. Москва: Изд. ИФЗ, 2011. С. 187—190.
- Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—33.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ЭКМО, 2003а. 226 с.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ЭКМО, 2003б. 151 с.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Гончар В. В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона (к проблеме позднекайнозойского развития впадин Черного моря). *Океанология*. 2006. Т. 46. № 5. С. 703—714.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Трофименко Г. Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форлаңда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. Киев: ЭКМО, 2004. 234 с.
- Пашкевич И. К., Орлюк М. И., Лебедь Т. В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 64—80.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—60.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1970. 128 с.
- Рябенко В. А., Міхницька Т. П. Рифей України. Київ: Вид. ІГН НАНУ, 2000. 180 с.
- Сокур Т. М. Геодинамическая обстановка формирования верхневендских песчаников на юго-

- западной окраине Восточно-Европейской платформенной формы. *Доп. НАН України*. 2008. № 10. С. 127—129.
- Сологуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22.
- Старостенко В.И., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Геофизические неоднородности литосферы мегападины Черного моря. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 3—20.
- Степанюк Л.М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей—палеопротерозой): *Автореф. ... дис. г-ра геол. наук*. Киев, 2000. 34 с.
- Степанюк Л.М., Гаценко В.А., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Довбуш Т.И., Юрченко А.В. Калиевые мафитовые дайки побужского гранулитового комплекса: геологическое положение, вещественный состав, петрогенезис, возраст. *Минерал. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 73—84.
- Стратиграфічний кодекс України. 2-е вид. Київ: Логос, 2012. 64 с.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відпов. ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 95 с.
- Фарфуляк Л.В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 64—85.
- Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. Москва: Недра, 1988. 384 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. Москва: Недра, 1991. 398 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростная делимость мантии под Украинским щитом. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 75—88.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 7—17.
- Югин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2007. 143 с.
- Югин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. *Геолог. журн.* 1996. № 3-4. С. 115—119.
- Andreucci B., Castelluccio A., Corrado S., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2015. Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: An example from the Ukrainian Carpathians. *GSA Bulletin* 127(3-4), 410—427.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008a. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* 160, 23—45.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Dzmitry M., Kurlovich C., Lubnina L.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I., 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196—216. doi:10.1016/j.lithos.2012.11.002.
- Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds), *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London. Mem. 32, 599—628.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Makarenko I.A., Orlyuk M.I., Skobelev V.M., Starostenko V.I., Legostaeva O.V., 2004. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics* 381, 5—27.
- Bogdanova S.V., Starostenko V.I., Gintov O.B., Pashkevich I.K., Kuprienko P.Ya., Kutas R.I., Makarenko I.B., Tsvetkova T.A., 2008b. Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. *Geophysical Research. Abstract*. 13—18 Apr., 2008. Vienna, Austria. CD-ROM.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- Elming S.A., Kravchenko S.N., Layer P., Rusakov O.M., Glevasskaya A.M., Mikhailova N.P., Bachatadze V., 2006. Palaeomagnetism and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup. *J. Geol. Soc.* 162(6), 131—133.
- Elming S.A., Mikhailova N.P., Kravchenko S.N., 1998. The Consolidation of the East European Craton; a Paleomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic reconstructions Versus Fennoscandia. *Geophysical journal* 20(4), 71—74.
- Elming S.A., Pesonen L.J., Leino M., Khranov A.N., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Bylund G., Terho M., 1993. The continental drift of Fennoscandia and Ukraina during the Precambrian. *Tectonophysics* 223, 177—198.

- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithosphetic structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi:10.1029/2005JB003647.
- Hippolite J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Konerding C., Dinu C., Wong H., 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* Vol. 340, 159—180.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K., Bibikova E.V., Chekulaev V.P., Yurchenkov A.V., Arestova N.A., Artemenko G.V., Egorova Yu.S., Bogomolov E.S., Sergeev S.A., Skublov S.G., Presnyakov S.L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi:10.1016/j.precamres.2014.06.027.
- Muttoni G., Kent D.V., Garzanti E., Brack P., Abrahamsen N., Gaetani M., 2003. Early Permian Pangea "B" to Late Permian Pangea "A". *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 379—94.
- Okay A.I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne. *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* Vol. 156, 475—515.
- Rusakov O.M., Pashkevich I.K., 2017. The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Geophysical journal* 39(1), 3—16.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Starostenko V.I., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V.I., Gintov O.B., Kutas R.I., Pashkevich I.K., 2010. Geodynamics of lithosphere as one of the crucial factors of producing mineral deposits of Ukraine. *Geophysical journal* 32(4), 162—165.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V.G., Alekhin V.I., Hendriks B.W.H., 2011. Permian and Triassic paleolatitudes of the Ukrainian Shield with implications for Pangea reconstructions. *Geophys. J. Int.* 184(2), 595—610.

## Temporal sequence of geodynamic development processes in the territory of Ukraine from the Eoarchean to Anthropogen

© O. B. Gintov, 2017

Survey data of geodynamic studies, completed during the latest 20 years in Ukraine for most of its regions, have been generalized in order to summarize the results of regional studies into geo-historical line from Eoarchean to Anthropogen. For this purpose the data of stratigraphy and isotopic geochronology obtained by Ukrainian and foreign scientists within the studied territory have been used in the work. It has been shown that the basic role in contemporary concepts on the character of geodynamic processes within the territory of Ukraine is played by the results of thorough studies of deep structure of the crust and mantle, fulfilled by the Institute of Geophysics NAS of Ukraine at the high methodic level with participation of many international organizations. Methods of seismometry and seismotomography, gravimetry and magnetometry, geothermy and deep electrometry as well as paleomagnetic and tectonophysical data were actively used. The data obtained show that geodynamic processes based on plate tectonics mechanisms are clearly manifested in the studied territory since Neoarchean. For Eoarchean and Mesarchean plum-tectonic mechanisms are more probably specific. Present-day structure of the shield was definitely formed between 1,8 and 1,7 Ga isochronously with formation of the micro-

continent Sarmatia, its affiliation with Fennoscandia and Volgo-Uralia into the continent Baltica on the background of the supercontinent Pangea-1. Geodynamic processes in Meso-Proterozoic and Early Paleozoic are examined in discussion form and it has been shown that up to Middle Devonian they were mainly concentrated in the western part of Ukraine in the territory of the present-day Carpathians and Volyn-Podolian plate. These processes were manifested as formation of Volyn-Polesian flexure (Middle Riphean), Galitsian-Belostok basin (Late Riphean), which joined the oceans Proto-Tethys and Proto-Yapetus westward of Baltic, formation in its place of orogen of Pre-Carpathians (Vendian), formation of the Dnister peri-craton and (Upper Vendian) which finishes in the southwest by Pre-Galitsian foothills, TESZ zone and the Thornquist sea. Independent study of Vendian deposits of Ukraine by paleomagnetic and tectonophysical methods has shown that at this period virtual rotation axis of the Earth was sub-parallel to present-day latitudes. Activation of geodynamic processes in the remaining territory of Ukraine began in the Devonian after formation of supercontinent Euro-America: formation of the Donbass branch of the ocean Paleotethys and the Prypiat-Dnieper-Donets riftogen with possible sub-oceanic crust (Upper Devonian); separation of Misian, Scythian and Turanian microplates from East-European platform and their transformation into terrains of Paleotethys; affiliation of Gondwana with Lavrasia and formation of the supercontinent Pangaea (the Permian-Triassic). Paleomagnetic studies of the Permian and Triassic dyke complexes of the western part of the Ukrainian Shield allowed to make a choice between two models of Pangaea (A and B) and to prefer the model A (vengerovskaya). In Mesozoic-Cenozoic active geodynamic processes were concentrated in the Alpine margin of the East-European platform: formation of the Mesotethys ocean and its western part Alpine Tethys (Middle Triassic); opening of the Taurean basin (Middle Triassic—Early Jurassic), its closure and formation of folding of Taurean series of rocks in North Dobrogea and West Crimea (Middle Jurassic); the opening of the West Black Sea (Upper Cretaceous) and East Black Sea (Eocene) basins; closure of the oceans of the Alpine Tethys, westward movement of micro-plates Alcapa and Tissia-Dakia and formation of the arc of the Carpathian orogen (Upper Cretaceous-Neogene); collision process in the Crimean—Black Sea region in the variant of two-layered plate tectonics and the uplift of the Mountain Crimea (Pliocene—present-day). The data resulted show that the mechanisms of paleo- and present-day geodynamics — plate tectonics and plum-tectonics explain appropriately enough all geological and geophysical phenomena observed in nature, especially those ones which were revealed during the second part of the 20<sup>th</sup> — and 21<sup>st</sup> centuries.

**Key words:** geochronology, stratigraphy, geodynamics, Ukraine, Precambrian, Phanerozoic.

## References

- Aryasova O. V., Khazan Ya. M., 2013. Interaction of mantle convection with lithosphere and kimberlite origin. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(5), 150—171 (in Russian).
- Bakhmutov V. G., Iosifidi A. G., 2010. Paleomagnetism Paleoproterozoic igneous rocks of the Ukrainian Shield: Abstracts. *The International scientific and practical conference "Stratigraphy, geochronology and correlation of the Lower Precambrian rock complexes of the basement of the East European platform"*. Kiev: UkrGGRI, 25—27 (in Russian).
- Bakhmutov V. G., Poliachenko E. B., 2014. New paleomagnetic data on the Silurian and Devonian sedimentary rocks of Podolia (Ukraine SW) and the kinematics of the East European platform in the Middle Paleozoic. *Geodinamika i tektonofizika* 5(4), 1045—1058 (in Russian).
- Bakhmutov V. G., Teyser-Elenska M., Kadzhalo-Hofmockl M., Konstantinenko L., Polyachenko E., 2012. Paleomagnetic studies of Low-Devonian gray-colored deposits of Podolia. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(6), 57—67 (in Russian).
- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2008. Three-dimensional *P*-velocity model of the mantle of the Black Sea and the surrounding area. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 145—160 (in Russian).
- Velikanov V. A., Aseeva E. A., Fedonkin M. A., 1983. Vendian of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 162 p. (in Russian).
- Geyko V. S., Shumlanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine by the terms of *P*-waves arrival. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Geodynamic map of Ukraine, 1993. Ed. L. S. Galetskiy. Kiev: Geoprognoz, 213 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model of suture zones Krivoy Rog-Kremenchug of the Ukrainian Shield, 2006. Ed. A. V. Antsiferov. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).
- Geotectonics Volyn-Podolia, 1990. Ed. I. I. Chebanienko. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).

- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield. *Archaea*, 2005. Ed. N.P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield. *Proterozoic*, 2008. Ed. N.P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Gintov O.B., 2012. Precambrian of the Ukrainian Shield and plate tectonics. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(6), 2—21 (in Russian).
- Gintov O.B., 2001. Planetary crustal deformation, the rotation of the Earth and the movement of lithospheric plates. *Geofizicheskiy zhurnal* 23(4), 69—82 (in Russian).
- Gintov O.B., 2005. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O.B., 2015. Problems geodynamics of the Ukrainian Shield in the Precambrian. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 3—22 (in Russian).
- Gintov O.B., 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O.B., 2009. Tectonophysics in solving important economic problems (review of studies in CIS countries). *Geofizicheskiy zhurnal* 31(5), 3—31 (in Russian).
- Gintov O.B., Bubnyak I.N., Vikhot Yu.M., Murovskaya A.V., Nakapelyukh M.V., Shlapinskiy V.E., 2014a. Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along the geotransverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 3—33 (in Russian).
- Gintov O.B., Yegorova T.P., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V., 2014b. Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gintov O.B., Isay V.M., 1984. Some regularities of faulting and methods of morfokinematic analysis of shear fractures. *Geofizicheskiy zhurnal* 6(3), 3—10 (in Russian).
- Gintov O.B., Isay V.M., 1988. Tectonophysical studies fractures of the consolidated crust. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Gintov O.B., Murovskaya A.V., Yegorova T.P., Wolfman Yu.M., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Kolesnikova E.Ya., Ostrovnoy A.N., Bubnyak I.N., Farfulyak L.V., Amashukeli T.A., 2015. Deep seismogenic zone Vranchea as an indicator of geodynamic processes. *Geofizicheskiy zhurnal* 31(3), 22—44 (in Russian).
- Gintov O.B., Mychak S.V., 2011a. Geodynamic development of the Ingul mega-block Ukrainian Shield according to geological-geophysical and tectonophysical data. I. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 102—118 (in Russian).
- Gintov O.B., Mychak S.V., 2011b. Geodynamic development of the Ingul mega-block Ukrainian Shield according to geological-geophysical and tectonophysical data. II. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(4), 89—99 (in Russian).
- Gintov O.B., Mychak S.V., 2014. Kinematics formation of the western and central part of the Ukrainian Shield between 1,80—1,73 billion years ago as a result of the study of fracturing rocks Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 24—36 (in Russian).
- Gintov O.B., Pashkevich I.K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Gintov O.B., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V., 2016. Some features of the structure of the mantle of the East Mediterranean and their geodynamic interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(1), 17—290 (in Russian).
- Glevasskiy E.B., 1983. Paleotektonics and history of development of the Ukrainian Shield with neomobilistic positions. In: The stratigraphy of Precambrian rocks of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 44—48 (in Russian).
- Glevasskiy E.B., 2005. Solution of some problems of petrology and stratigraphy of the Ukrainian Shield Precambrian from position of plate tectonics. *Mineralogicheskiy zhurnal* 27(3), 57—66 (in Russian).
- Glevasskiy E.B., Kalyaev G.I., 1998. Precambrian and plate tectonics (the problem of plate-tectonic reconstructions of the south-western segment of the East European Platform). In: *Geology and stratigraphy of Precambrian Ukrainian Shield*. Kiev, 38—40.
- Gobarenko V.S., Yegorova T.P., 2010. The lithosphere structure and geodynamics of the West and East Black Sea basins. *Fizika Zemli* (6), 49—66.
- Gonchar V.V., 2015. On substantiation of mechanism of lateral extrusion the Earth's crust of the Mountain Crimea. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 145—150 (in Russian).
- Gonchar V.V., 2013. Collision model of Crimean orogen — investigation by finite elements method.

- Geofizicheskiy zhurnal* 6(3), 3—10 (in Russian).
- Gonchar V. V., Patalakha E. I., Gintov O. B., 2004. Models stretching and fracture drawing in paleotectonic reconstruction of the Crimean Mountains. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 112—118 (in Russian).
- Guterkh A., Sollogub V. B., Myatezhok R., Chekunov A. V., Paykhel Ya., Geyko V. S., Perkhuts E., Livanova L. P., Kowalski L., Klushin V. I., 1977. Structure Earth's crust in the Khmel'nitsky region (USSR)—Keltse (Poland) (VIII of the international DSS profile). In: *The structure of the Earth's crust and upper mantle by seismic investigations data*. Kiev: Naukova Dumka, 158—171 (in Russian).
- Yegorova T. P., Gobarenko V. S., Yanovskaya T. B., Baranova E. P., 2012. Lithosphere structure of the Black Sea according to the results of 3D graviti analysis and seismic tomography. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 38—59 (in Russian).
- Zonenshayn L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M., 1990a. Lithospheric plate tectonics in the USSR. Moscow: Nedra, Book 1, 328 p. (in Russian).
- Zonenshayn L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M., 1990b. Lithospheric plate tectonics in the USSR. Moscow: Nedra, Book 2, 334 p. (in Russian).
- Kazmin V. G., Tikhonova I. F., 2006. Late Cretaceous-Eocene marginal seas in the Black Sea-Caspian region: paleotectonic reconstruction. *Geotektonika* (3), 9—22 (in Russian).
- Kazmin V. G., Tikhonova I. F., 2005. Early Mesozoic marginal seas in the Black Sea-Caucasian region: paleotectonic reconstruction. *Geotektonika* (3), 20—35 (in Russian).
- Kalyaev G. I., 1976. Earth's crust of the Ukrainian Shield and plate tectonics. *Geologicheskii zhurnal* 36(is. 1), 29—41 (in Russian).
- Kalyaev G. I., Krutikhovskaya Z. A., Ryabenko V. A., 1980. Tectonics of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. In: *The regional tectonics of the Early Precambrian of the USSR*. Leningrad: Nauka, 18—22 (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V. I. Starostenko, O. B. Gintov. Kiev: Prastye Ludy, 500 p. (in Russian).
- Kobolev V. P., 2016. Plume-tectonic aspect of the rifting and evolution megadepression Black Sea. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 16—36 (in Russian).
- Correlation chronostratigraphic scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Exploratory letter, 2004. Kiev: UkrGGRI, 30 p. (in Ukrainian).
- Kuprienko P. Ya., Makarenko I. B., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., Savchenko A. S., 2010. Three-dimensional gravity model of the Earth's crust and upper mantle of the Dnieper-Donets depression and the Donbas. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(6), 175—214 (in Russian).
- Kutas R. I., 2016. Geothermal conditions and Mesozoic-Cainozoic evolution of the Carpathian-Pannonian region. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(5), 75—107 (in Russian).
- Kutas R. I., 2010. Geothermal conditions of the Black Sea basin and its flanking. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(6), 135—158 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., 2014. The old cratons — isotopic age, geology, composition, geodynamics. *Mineralogicheskii zhurnal* 35(4), 61—70 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balaganskiy V. V., Baltybaev Sh. K., Stepanyuk L. M., Ponomarenko A. N., Lokhov K. I., Koreshkova M. Yu., Yurchenko A. V., Yegorova Yu. S., Sukach V. V., Berezhnaya N. G., Bogomolov E. S., 2013. Stages of formation of Pobuzhsky granulite complex according to the isotope-geochronological studies (Middle Bug region, Ukrainian shield). *Mineralogicheskii zhurnal* 36(2), 86—98 (in Russian).
- Lobkovskiy L. I., Nikishin A. M., Khain V. E., 2004. Modern problems geotectonics and geodynamics. Moscow: Nauchnyy Mir, 612 p. (in Russian).
- Murovskaya A. V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in the Oligocene-Quaternary on the tectonic data. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Nakapelyukh M. V., Vikhot Yu. M., Bubnyak I. N., 2011. The balanced section Skibovy of cover of the Ukrainian Carpathians, valley Sukil river. *Modern Tectonophysics. Methods and results. Proc. of the Second Youth tectonophysical school-seminar, October 17—21, 2011*. Vol. 1. Moscow: Ed. IPE RAS, 187—190.
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., Senchenkov I. K., Chervinko O. P., 2003a. Indentorny mechanism in geodynamics Crimean Black Sea region. Forecast HC and seismic hazard. Kiev: EKMO, 226 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., Senchenkov I. K., Chervinko O. P., 2003b. Elements of Geodynamics of the Carpathians. Forecast HC and seismic hazard. Kiev: EKMO, 151 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Senchenkov I. K., Gonchar V. V., 2006.



- Viscous model of plate tectonics for the Black Sea region (in relation to the problem of late Cenozoic evolution of the Black Sea basins). *Okeanologiya* 46(5), 703—714 (in Russian).
- Patalakha E.I., Senchenkov I.K., Trofimenko G.L.*, 2004. Problems of tectonic and geodynamic evolution of the south-western foreland of the East European craton and orogenic frame. Kiev: EKMO, 234 p. (in Russian).
- Pashkevich I.K., Orlyuk M.I., Lebed T.V.*, 2014. Magnetic data, fault tectonics consolidated Earth's crust and oil and gas content of the Dnieper-Donets avlakogen. *Geofizicheskii zhurnal* 36(1), 64—80 (in Russian).
- Ponomarenko A.N., Stepanyuk L.M., Shumlyanskiy L.V.*, 2014. Geochronology and geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 36(2), 48—60 (in Russian).
- Ryabenko V.A.*, 1970. The main features of the tectonic structure of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 128 p. (in Russian).
- Ryabenko V.A., Mikhnitska T.P.*, 2000. Riphean Ukraine. Kyiv: IGS NASU, 180 p. (in Ukrainian).
- Sokur T.M.*, 2008. Geodynamic conditions of formation of the Upper Vendian sandstones in the south-western edge of the East European platform. *Dopovidi NAN Ukrainy* (10), 127—129 (in Russian).
- Sollogub V.B.*, 1986. Lithosphere of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Starostenko V.I., Gintov O.B., Kutas R.I.*, 2011. Geodynamic development of lithosphere of Ukraine and its role in formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskii zhurnal* 33(3), 3—22 (in Russian).
- Starostenko V.I., Makarenko I.B., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Legostaeva O.V.*, 2010. Geophysical heterogeneity of the lithosphere megadepression Black Sea. *Geofizicheskii zhurnal* 32(5), 3—20 (in Russian).
- Stepanyuk L.M.*, 2000. Geochronology of the Precambrian the western part of the Ukrainian Shield (Archean—Paleoproterozoic): *Abstract dis. Dr. geol. sci.* Kiev, 34 p. (in Ukrainian).
- Stepanyuk L.M., Gatsenko V.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Balaganskiy V.V., Baltybaev Sh.K., Dovbush T.I., Yurchenko A.V.*, 2013. Potassic mafic dikes of the Bug granulite complex: geological setting, chemical composition, petrogenesis, age. *Mineralogicheskii zhurnal* 35(3), 73—84 (in Russian).
- Stratigraphic Code of Ukraine, 2012. 2<sup>nd</sup> ed. Kyiv: Logos, 64 p. (in Ukrainian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007. 1 : 1 000 000. Part 1. Explanatory note. Eds D.S. Gurskiy, S.S. Kruglov. Kyiv: UkrDGRI, 95 p. (in Ukrainian).
- Farfulyak L.V.*, 2015. The nature of inclined seismic boundary in the Earth's crust of the Scythian plate along the DOBRE-5 profile. *Geofizicheskii zhurnal* 37(6), 64—85 (in Russian).
- Khain V.E., Bozhko N.A.*, 1988. Historical Geotectonics. Precambrian. Moscow: Nedra, 384 p. (in Russian).
- Khain V.E., Sestlavinskiy K.B.*, 1991. Historical Geotectonics. Paleozoic. Moscow: Nedra, 398 p. (in Russian).
- Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V.*, 2012. Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundary. *Geofizicheskii zhurnal* 34(5), 161—172 (in Russian).
- Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Zaets L.N.*, 2016. Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian Shield. *Geofizicheskii zhurnal* 38(4), 75—88 (in Russian).
- Shcherbak N.P., Artemenko G.V.*, 2014. Geochronology and geodynamics of Archean megablocks of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 36(2), 7—17 (in Russian).
- Yudin V.V.*, 2007. Geodynamics of the Black Sea-Caspian region. Kiev: UkrGGRI, 143 p. (in Russian).
- Yudin V.V.*, 1996. Paleogeodynamics Crimea, adjacent waters and territories. *Geologicheskii zhurnal* (3-4), 115—119 (in Russian).
- Andreucci B., Castelluccio A., Corrado S., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M.*, 2015. Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: An example from the Ukrainian Carpathians. *GSA Bulletin* 127(3-4), 410—427.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.*, 2008a. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* 160, 23—45.
- Bogdanova S.V., Gintov O.B., Dzmitry M., Kurlovich C., Lubnina L.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskiy L.V., Starostenko V.I.*, 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196—216. doi:10.1016/j.lithos.2012.11.002.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L.*, 2006. EUROBRIDGE: New

- insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: *D. G. Gee, R. A. Stephenson (Eds), European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London. Mem. 32, 599—628.
- Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Buryanov V. B., Makarenko I. A., Orlyuk M. I., Skobelev V. M., Starostenko V. I., Legostaeva O. V.*, 2004. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics* 381, 5—27.
- Bogdanova S. V., Starostenko V. I., Gintov O. B., Pashkevich I. K., Kuprienko P. Ya., Kutas R. I., Makarenko I. B., Tsvetkova T. A.*, 2008. Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. *Geophysical Research. Abstract*. 13—18 Apr., 2008. Vienna, Austria. CD-ROM.
- Csontos L., Vörös A.*, 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- Elming S. A., Kravchenko S. N., Layer P., Rusakov O. M., Glevasskaya A. M., Mikhailova N. P., Bachtadze V.*, 2006. Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian break-up. *J. Geol. Soc.* 162(6), 131—133.
- Elming S. A., Mikhailova N. P., Kravchenko S. N.*, 1998. The Consolidation of the East European Craton; a Paleomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic reconstructions Versus Fennoscandia. *Geophysical journal* 20(4), 71—74.
- Elming S. A., Pesonen L. J., Leino M., Khranov A. N., Mikhailova N. P., Krasnova A. F., Mertanen S., Bylund G., Terho M.*, 1993. The continental drift of Fennoscandia and Ukraina during the Precambrian. *Tectonophysics* 223, 177—198.
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hege-  
düs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J.*, 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi:10.1029/2005JB003647.
- Hippolite J.-C.*, 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Konerding C., Dinu C., Wong H.*, 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* Vol. 340, 159—180.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenkov A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L.*, 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi:10.1016/j.precambres.2014.06.027.
- Muttoni G., Kent D. V., Garzanti E., Brack P., Abrahamson N., Gaetani M.*, 2003. Early Permian Pangea "B" to Late Permian Pangea "A". *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 379—394.
- Okay A. I., Tüysüz O.*, 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne. The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Vol. 156, 475—515.
- Rusakov O. M., Pashkevich I. K.*, 2017. The decisive role of the crystalline crust faults in the Black Sea opening. *Geophysical journal* 39(1), 3—16.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K.*, 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Starostenko V. I., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.*, 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Kutas R. I., Pashkevich I. K.*, 2010. Geodynamics of lithosphere as one of the crucial factors of producing mineral deposits of Ukraine. *Geophysical journal* 32(4), 162—165.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hege-  
düs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tol-  
kunov A.*, 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M. L., Bakhmutov V. G., Alekhin V. I., Hendriks B. W. H.*, 2011. Permian and Triassic paleolatitudes of the Ukrainian Shield with implications for Pangea reconstructions. *Geophys. J. Int.* 184(2), 595—610.

## Трехмерная геоэлектрическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита

© Б. И. Ширков<sup>1, 2</sup>, Т. К. Бурахович<sup>1</sup>, А. Н. Кушнир<sup>1</sup>, 2017

<sup>1</sup> Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup> Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
УНИ "Институт геологии", Киев, Украина

Поступила 26 декабря 2016 г.

Уперше для Голованівської шовної зони (ГШЗ) і прилеглої території побудовано детальну тривимірну геоелектричну модель земної кори і верхньої мантії за допомогою програми Mtd3fwd R. L. Maskie на основі даних магнітотелуричного зондування (МТЗ) і магнітоваріаційного профілювання (МВП). Виділено аномалії електропровідності в земній корі, які просторово збігаються з глибинними зонами розломів. Підтверджено, що за межами ГШЗ неоднорідна як земна кора, так і верхня мантія. Показано, що зони аномально високого опору частково відповідають масивам кристалічних порід (Уманському, Корсунь-Новомиргородському, Новоукраїнському) в земній корі і верхній мантії.

Виявлено аномалії високої електропровідності ( $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) у земній корі, які збігаються з глибинними зонами розломів: Тальнівською, Первомайською, Владіївською, Гвоздавською, Звенигородсько-Братською, Смілянською, Суботсько-Мошоринською, і до глибини 2,5 км представлені субвертикальними структурами, а глибше в основному субгоризонтальними шарами. Поза ГШЗ спостерігається неоднорідна земна кора і верхня мантія у вигляді регіональних Чернівецько-Коростенської і Кіровоградської аномалій електропровідності.

Геологічна будова ГШЗ і її електропровідність підтверджуються колізійною моделлю формування кори центральної частини УЩ. Низькоомні аномалії приурочені до протяжних смуг і районів поширення графітізованих порід та зон метасоматоза уздовж протяжних зон розломів. В їх межах знаходиться більшість відомих у регіоні родовищ і рудопроявів рудних корисних копалин.

Отримано розподіл електропровідності в земній корі і верхній мантії ГШЗ може використовуватися при побудові глибинних геологічних і геотектонічних моделей, прогнозних металогенічних карт і схем УЩ, а також для пояснення геодинамічних процесів регіону.

**Ключові слова:** Голованівська шовна зона, 3D геоелектрична модель, МТ/МВ методи, глибинна будова, колізія.

**Введение.** Шовные зоны являются уникальными геологическими структурами докембрийских платформ. Именно в них, а также в зонах глубинных разломов и их пересечений расположено большинство рудных месторождений во всем мире [Щербак и др., 2003; Galetskiy, 2009; Selway et al., 2009; Шеремет и др., 2013; Khoza et al., 2013а, б]. В пределах этих структур, как правило, локализуются месторождения черных (железо, титан, хром), цветных (медь, никель, кобальт,

свинец, цинк), редких (цирконий, тантал, ниобий, литий, рубидий, редкоземельные элементы) и благородных (золото, серебро, платина) металлов при преобладающей роли сульфидного медно-никелевого, титано-магнетитового, хромитового и редкоземельного оруденений и др.

По данным исследований В.Е. Хаина, Л.С. Галецкого, Н.П. Щербака, Е.М. Шеремета, И.Б. Щербакова, с формированием шовных зон связаны основные этапы развития древних платформ. Они

являются линейными структурами преимущественно субмеридионального простирания, отделяющими смежные мегаблоки щитов. Отличаются от них строением, составом и возрастом формаций, которыми они сложены. Обычно шовные зоны моложе ограничиваемых ими мегаблоков или, при многоэтапном формировании, содержат формации, которые соответствуют нескольким этапам развития земной коры мегаблоков.

Анализ предыдущих исследований [Щербаков, 2005; Шеремет и др., 2013; Khoza et al., 2013a, б] таких структур большинства кристаллических щитов показывает, что они выделяются как граничные зоны с резкими перепадами величин различных геофизических характеристик: скоростей распространения упругих волн, плотности, намагниченности, теплового потока, электропроводности. Шовным зонам свойственно особенное строение структурных этажей, проявление активных геодинамических процессов.

Главные источники рудного вещества в шовных зонах могут иметь мантийное, ассимиляционное и инфильтрационное происхождение [Смирнов, 1971]. Кроме того, металлогеническая зональность этих структур [Нечаев, Наумов, 1998] указывает на зарождение и генетическую связь рудообразования с геодинамическими литосферными процессами [Старостенко и др., 2011]. В любом случае эти источники связаны с эндогенными процессами, которые протекают (или имели место) в геологической истории развития шовных зон на больших глубинах и вызывают повышение удельной электрической проводимости горных пород.

В континентальной земной коре древних платформ, согласно обзору [Жамалетдинов, Кулик, 2012], обнаружено значительное количество аномалий высокой электропроводности, которые определяются характерными чертами — длиной простирания (сотни и тысячи километров), глубиной залегания кровли (10—15 км). Аномальные структуры тяготеют к зонам современной тектонической деятельности, областям субдукции литосферных плит, а также к шовным зонам между блоками кристаллических щитов. Зоны высокой электропроводности часто сопровождаются месторождениями цинка, свинца, золота и меди (Австралия, Новая Зеландия), алмазов (Африка, Северная Америка) и др.

Шовным зонам Украинского щита (УЩ) свойственен полиформационный характер металлогении, и их исследование с точки зрения закономерностей пространственного размещения

рудопроявлений и формирования рудных месторождений является перспективным.

Геоэлектрические исследования УЩ [Бурахович и др., 2015] обнаружили многочисленные локальные и региональные аномалии электропроводности, присутствие низкоомных глубинных аномалий вдоль протяженных зон разломов (ЗР), в шовных зонах, приуроченных к зонам метасоматоза, сопряженность низкоомных аномалий с металлогеническими рудными узлами и геохимическими аномалиями.

Цель данного исследования заключается в построении трехмерной глубинной модели Голованевской шовной зоны (ГШЗ) УЩ по данным экспериментальных электромагнитных исследований и изучении связей между электропроводностью и геодинамикой региона, его металлогеническими и структурными особенностями.

**3D моделирование магнитотеллурического поля.** При выполнении работы были использованы материалы экспериментальных геоэлектрических исследований как в точечном виде (зависимость кажущегося электрического сопротивления ( $\rho_k$ ) от периода ( $T$ ) геомагнитных вариаций), так и в виде карт магнитовариационных параметров для периода 150 с, полученных геофизическими организациями геологических служб Украины (исполнители А. И. Ингерев, В. И. Трегубенко), карты суммарной продольной проводимости приповерхностных осадочных отложений (масштаб 1 : 1 000 000, исполнитель А. И. Ингерев). Результаты приведены в работах [Ингерев, 1988; Ингерев, Рокитянский, 1993; Baysorovich et al., 1998; Рокитянский и др., 2012]. Авторы настоящей статьи проводят современные электромагнитные исследования вдоль трех субширотных профилей (Уманский, Первомайский, Должанка—Бугское) — в целом 37 пунктов в широком диапазоне периодов. Обзор, систематизация, анализ всех данных приведен в работе [Бурахович, Ширков, 2015]; они и стали фактической базой для построения трехмерной геоэлектрической модели ГШЗ.

При расчетах электромагнитного поля был применен пакет программного обеспечения Mtd3fwd [Mackie, Booker, 1999], который дает возможность 3D моделирования геологической среды путем конечно-разностного решения системы уравнений Максвелла в интегральной форме.

3D моделирование глубинных аномалий высокой электропроводности заключалось в реализации двух этапов. На первом этапе, результаты которого приведены в работе [Бурахович та ін., 2015 а, б, 2016], выполнялся подбор такой

модели распределения удельного электрического сопротивления, для которой рассчитанные магнитовариационные параметры соответствовали бы экспериментальным данным. Второй этап предусматривал уточнение подобранной модели по данным МТЗ.

По результатам предварительного трехмерного моделирования (первый этап) ГШЗ в региональной структуре электропроводности земной коры является низкоомной. Она характеризуется выраженной анизотропией удельного сопротивления в верхней части разреза. Глубинные зоны разломов (Первомайская, Емиловская, Звенигородско-Братская, Тальновская), ограничивающие ГШЗ и ее структурно-формационные части, выделяются как система гальванически связанных объектов субмеридионального простирания, причем как в верхней части разреза (100—2500 м), так и на глубинах 15—30 км (отдельные проводники). Эти аномалии хорошо согласуются и пространственно сочетаются с моделью Кировоградского рудного района [Николаев и др., 2013].

Дальнейшее моделирование (второй этап) проводилось с использованием данных МТЗ. В целом, основные шаги моделирования по данным МТЗ подобны первому этапу: задание электропроводности недостаточно мощных, существенно неоднородно распределенных осадочных отложений на фоне "нормального" разреза, введение известных параметров региональных аномалий электропроводности, таких как Черновицко-Коростенская и Кировоградская, и, наконец, моделирование локальных проводников и зон аномально высокого удельного сопротивления и уточнение конечной модели по совокупности результатов расчетов обоих этапов.

Модель для ГШЗ и прилегающей территории (планшет 47—50° с. ш. × 29—32° в. д.) охватывает различные геологические структуры не только центральной части УЩ, но и окружающих его впадин: Днепровско-Донецкой (ДДВ) и Причерноморской (ПВ).

При моделировании электромагнитного поля распределение суммарной продольной проводимости ( $S$ ) первого проводящего слоя [Ингеров, 1988] рассматривается как априорная информация: центральная часть планшета (5—100 См) — сама ГШЗ и запад Ингулецкого мегаблока, на севере (около 400 См) — северная часть ГШЗ в пределах ДДВ, на юге (< 500 См) — южный склон УЩ и ПВ. Моделируемые региональная и локальные аномальные области рассматривались на фоне одномерного разреза, который

характеризуется параметрами:  $\rho_1 = 10$  Ом·м,  $h_1 = 2$  км;  $\rho_2 = 1000$  Ом·м,  $h_2 = 158$  км;  $\rho_3 = 600$  Ом·м,  $h_3 = 40$  км;  $\rho_4 = 250$  Ом·м,  $h_4 = 50$  км;  $\rho_5 = 100$  Ом·м,  $h_5 = 70$  км;  $\rho_6 = 50$  Ом·м,  $h_6 = 80$  км;  $\rho_7 = 20$  Ом·м,  $h_7 = 100$  км;  $\rho_8 = 10$  Ом·м,  $h_8 = 100$  км;  $\rho_9 = 5$  Ом·м,  $h_9 = 160$  км;  $\rho_{10} = 1$  Ом·м,  $h_{10} = 200$  км;  $\rho_{11} = 0,1$  Ом·м,  $h_{11} = \infty$ . Эти характеристики были определены исходя из того, что значительную часть объема модели по ее периферии занимают осадочные отложения с относительно высокими значениями  $S$ . Были проведены расчеты для нескольких вариантов одномерного разреза и эмпирическим путем подобраны его параметры, лучше удовлетворяющие экспериментальным данным.

Сложное геологическое строение, которым характеризуется ГШЗ, естественно приводит к увеличению разнородности и количества несогласованных между собой данных МТ поля. Это проявляется в низкой индивидуальной интерпретационной способности единичных кривых МТЗ, поскольку рядом расположены точки зондирования с кардинально разными параметрами: уровнем  $\rho_k$ , наличием или отсутствием минимумов на определенных периодах, наличием восходящей или нисходящей ветвей кривой, различием кривых  $\rho_k$  для различных поляризацій и т. п. Сравнение результатов расчетов с экспериментальными данными проводилось по шести интерпретационным профилям, которые пересекают различные аномальные объекты (рис. 1). Они представляют собой график изменения  $\rho_k$  в зависимости от расстояния, которое в среднем составляет 5 км, но иногда 1—2 км и более 10 км между точками по профилю на определенных периодах ( $T = 10, 100$  и 1000 с), соответствующих различным глубинным уровням.

В модели М1 неоднородное распределение удельного сопротивления приповерхностного слоя нашло свое отражение по всем профилям (рис. 2), особенно в зоне перехода от УЩ к ПВ (рис. 2, e). Не вдаваясь в подробности и рассмотрение отдельных кривых МТЗ, следует отметить, что распределение  $\rho_k$  такой модели не удовлетворяет реальному распределению, особенно на  $T = 10$  с для профилей 1, 3, 4 и 5, которые находятся преимущественно в области с небольшой мощностью осадков. Поэтому изменения приповерхностной проводимости незначительные, но в то же время не соответствуют действительности. Следовательно, необходимо вносить объекты высокой электропроводности от самой поверхности, определяя их

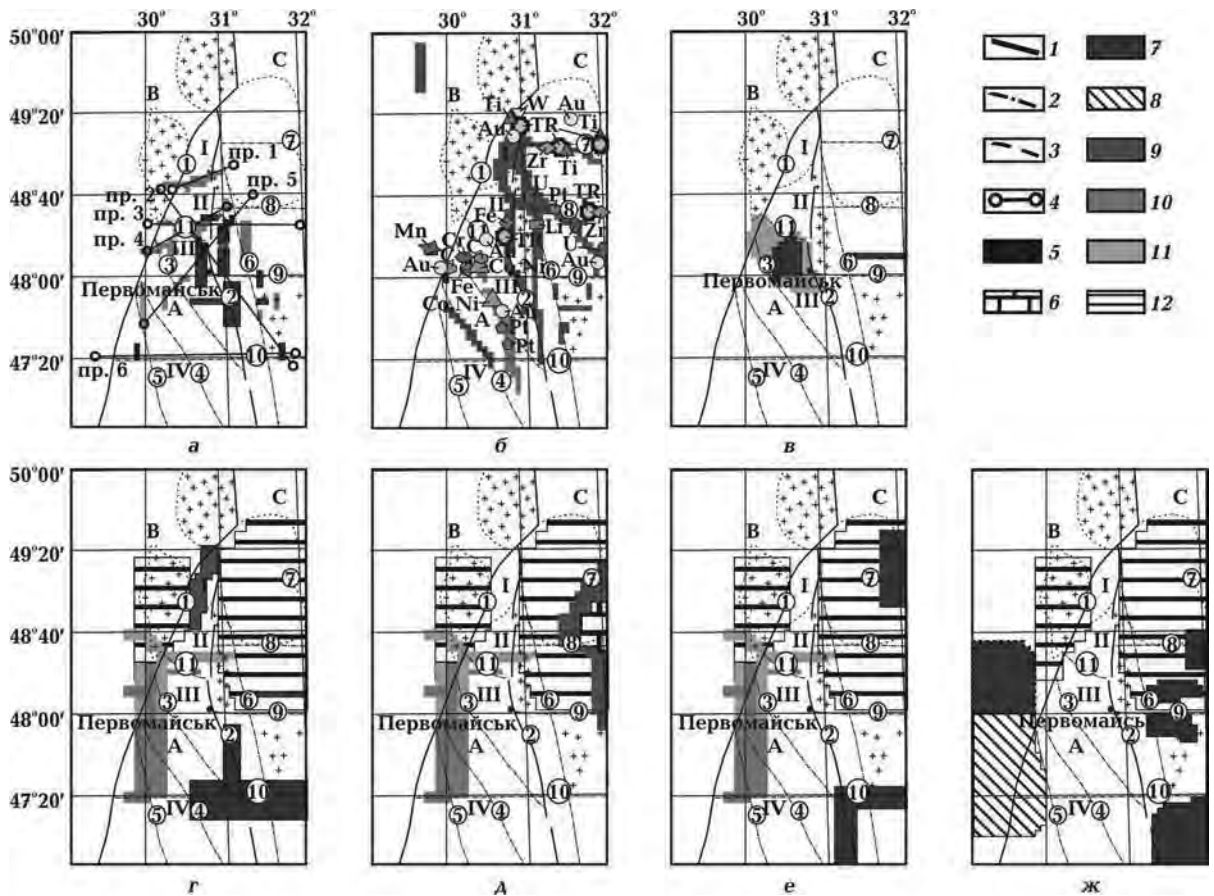


Рис. 1. Аномалии электропроводности на тектонической схеме ГШЗ: *а* — на глубине 0—10 м; *б* — 0,1—2,5 км; *в* — 3—10 км; *г* — 10—20 км; *д* — 20—25 км; *е* — 25—30 км; *ж* — 50—120 км (пунктиром — 70—120 км); 1, 2 — осевые линии глубинных ЗР (1 — первого порядка (1 — Тальновская, 2 — Первомайская), 2 — второго порядка (3 — Врадиевская, 4 — Гвоздавская, 5 — Одесская, 6 — Звенигородско-Братская, 7 — Смелянская, 8 — Субботско-Мошоринская, 9 — Бобринецкая, 10 — Конкская, 11 — Емиловская)); 3 — границы блоков ГШЗ различного состава; 4 — линии профилей МТЗ; 5—12 — зоны с удельным сопротивлением (5 — 2 Ом · м; 6 — 5 Ом · м; 7 — 10 Ом · м; 8 — 25 Ом · м; 9 — 50 Ом · м; 10 — 100 Ом · м; 11 — 250 Ом · м; 12 — 10 000 Ом · м). А — Голованевская шовная зона; В — Бугско-Росинский мегаблок; С — Ингульский мегаблок. Блоки ГШЗ: I — Лысянский, II — Ятранский, III — Голованевский, IV — Тигульский.

ориентацию по соотношению кривых в направлениях север—юг и запад—восток. Кроме того, фактический материал в некоторых местах планшета обеспечивает более высокую детальность, чем использованные карты распределения *S*.

Удалось достичь удовлетворительного сопоставления на  $T = 10$  с рассчитанных для модели М2 (рис. 1, *а*) и наблюдаемых данных в районе профиля 1 за счет введения субширотного проводника с поверхности до глубины ( $H$ ) 10 м длиной ( $l$ ) 50 км, шириной ( $d$ ) 5—10 км,  $\rho = 100$  Ом · м (рис. 3, *а*). Профиль 2 (рис. 3, *б*) характеризуется значительной изменчивостью по  $\rho_{\text{к}}$ , удовлетворить которую удалось за счет введения аномалий высокой электропроводности

( $\rho = 100$  Ом · м) в первом слое модели на 40—80 км. Далее на юг (90—115 км) профиль пересекают структуры высокой проводимости с  $\rho = 2 \div 10$  Ом · м субмеридионального простирания. Эти же аномалии выделены и на профиле 5 (рис. 3, *д*). Данные по профилям 3 и 4 (рис. 3, *в*, *г*) позволили выделить сложную сеть проводников с поверхности преимущественно субширотного простирания в центре области моделирования. По профилю 6, кроме коррекции зоны перехода от высокоомных пород УЩ к осадкам ПВ, выделены небольшие вытянутые субмеридионально проводники с  $\rho 2$  и 10 Ом · м (рис. 3, *е*).

Анализ экспериментальных кривых МТЗ как на интерпретационных профилях, так и вне их

свидетельствует о том, что уровень  $\rho_k$  во всем частотном диапазоне для направления юг—север больше 1000 Ом·м, а для восток—запад — 10—100 Ом·м. Удовлетворительного сопоставления модельных и экспериментальных кривых МТЗ удалось достичь благодаря дополнению модели ГШЗ в северной ее части отдельными гальванически связанными объектами сложной конфигурации с  $\rho = 2 \div 250$  Ом·м.

Южнее между 48° 00' и 48° 30' с. ш. поведение кривых МТЗ изменяется, а именно уровень  $\rho_k$  во всем частотном диапазоне для меридионального направления колеблется в пределах 50—200 Ом·м, а для широтного — 500 ÷ 900 Ом·м. В этом районе ГШЗ соответствия между экспериментальным результатом и гео-

ретическим удалось достичь благодаря введению в модель ГШЗ системы проводников в виде трех параллельных гальванически не связанных между собой объектов субмеридионального простирания  $d = 10$  км,  $l = 35 \div 60$  км и  $\rho = 2 \div 100$  Ом·м, расположенных на  $H < 50 \div 100$  м. В южной части планшета (от 48° 00' с. ш.) подобрано значительное количество локальных, различно ориентированных в пространстве проводников с  $d = 5 \div 15$  км,  $l = 10 \div 40$  км.

Следующий шаг — введение в модель региональных Кировоградской и Черновицко-Коростенской аномалий [Кулик, Бурахович, 2007], электропроводящей структуры под ПВ и выделенной по данным МВП (первый этап моделирования) в районе Тальновской ЗР аномалии, а

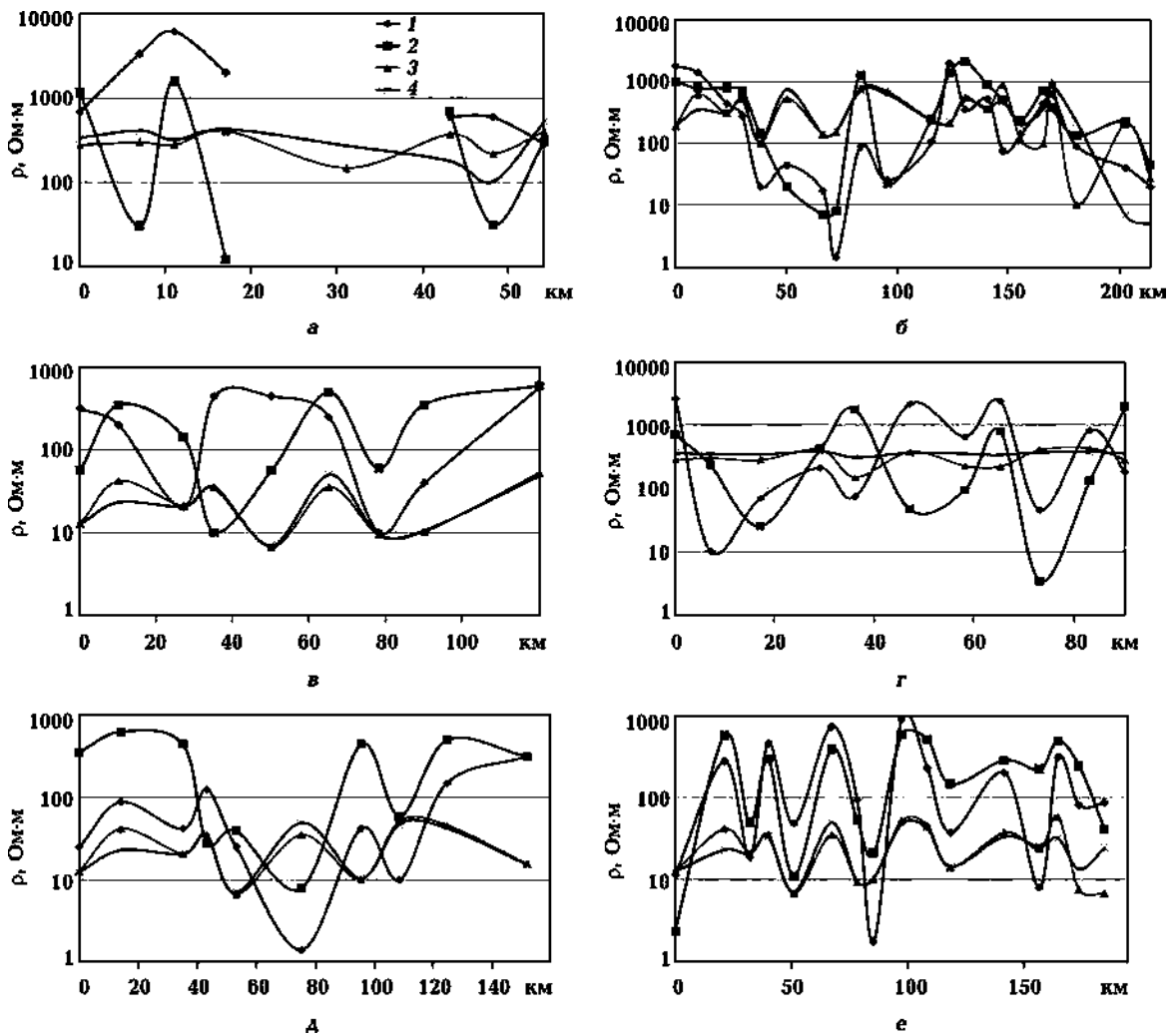


Рис. 2. Графики  $\rho_k$  на периоде 10 с для модели М1: а — профиль 1, б — профиль 2, в — профиль 3, г — профиль 4, д — профиль 5, е — профиль 6; 1 — северная составляющая по наблюдаемым данным ( $\rho_{xy}$ ), 2 — восточная составляющая по наблюдаемым данным ( $\rho_{yx}$ ), 3 — рассчитанная северная составляющая ( $\rho_{xy}$ ), 4 — рассчитанная восточная составляющая ( $\rho_{yx}$ ).

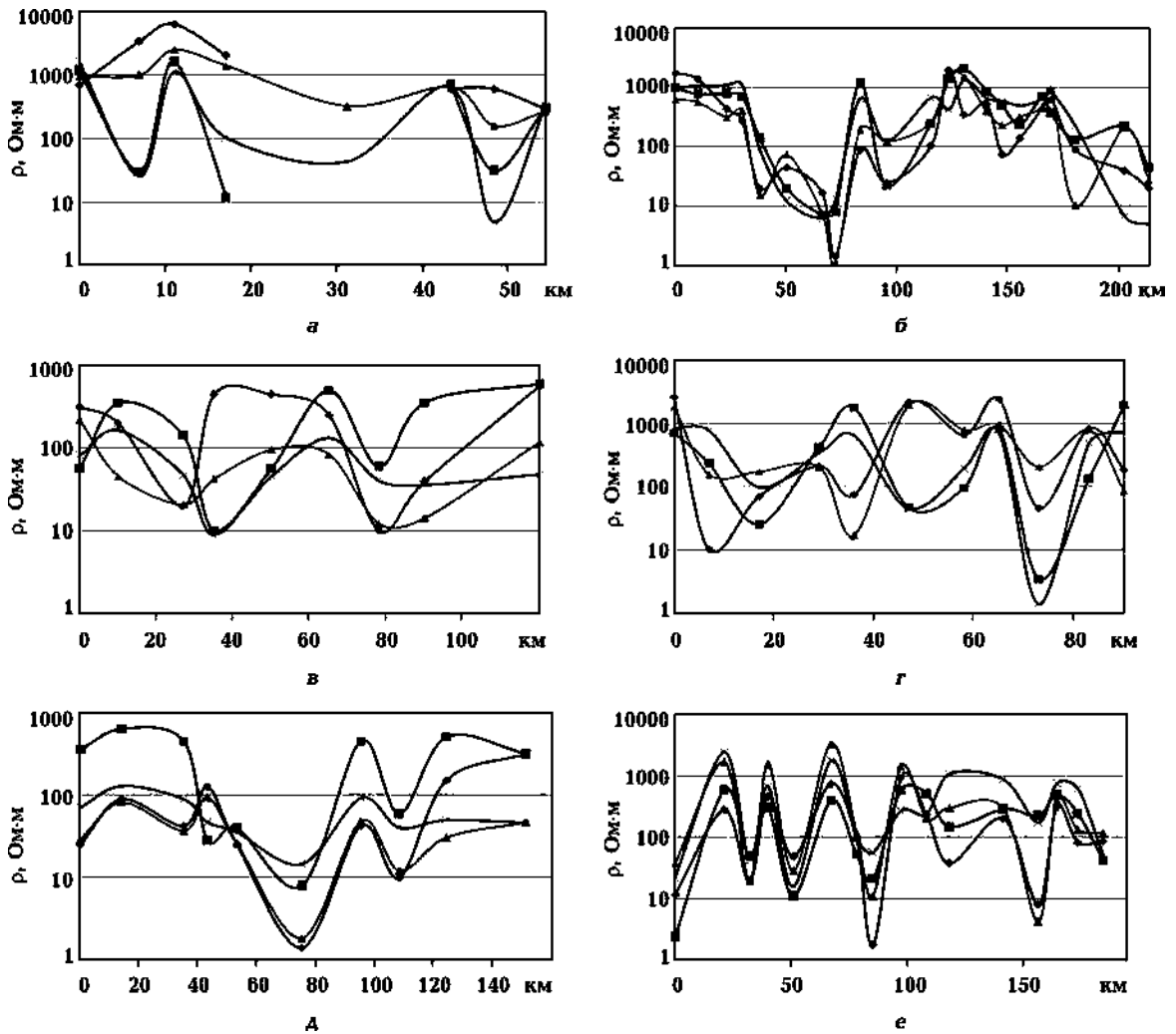


Рис. 3. Графики  $\rho_k$  на периоде 10 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М2. Условные обозначения см. на рис. 2.

также сети проводников преимущественно субмеридионального простирания по данным работ [Николаев и др., 2013; Бурахович та ин., 2015а, б, 2016], которые гальванически не связаны с приповерхностными осадками. Таким образом, модель М2 превращается в М3 (см. рис. 1, г—е). Внесенные изменения ярче отразились на периодах порядка 100 с (рис. 4). В целом, такая модель неплохо удовлетворяет наблюдаемым данным, но значительные различия заметны в центральной части планшета для отдельных участков профилей 2, 3, 4 и 5.

На профиле 2 (рис. 4, б) и до 120 км наблюдается значительная изменчивость наблюдаемого  $\rho_k$ . Кроме того, рассчитанное соотношение значений  $\rho_k$  по поляризации зачастую противоположно наблюдаемому, как на профилях 3, 4 (рис. 4, в, г). Это свидетельствует о необхо-

димости введения в модель мощного проводника с более глубоким залеганием верхней кромки, что также подтверждает анализ единичных кривых МТЗ. Также было уточнено размещение некоторых проводников на  $H = 0,1 \div 2,5$  км (см. рис. 1, б) и параметры структур в первом слое от поверхности.

Введение таких изменений отражено в модели М4 (см. рис. 1, в). Параметры проводника в центральной части:  $l = 105$  км,  $d = 55 \div 70$  км,  $H = 3 \div 10$  км. По  $\rho$  были рассчитаны различные варианты для этой структуры. Лучшего сопоставления наблюдаемых и рассчитанных данных удалось достичь при неоднородном распределении  $\rho$  по латерали в пределах проводника: в центральной части  $\rho = 10$  Ом·м, по периферии  $\rho = 250$  Ом·м. Кроме того, подтвердились наличие и параметры субширотного проводни-



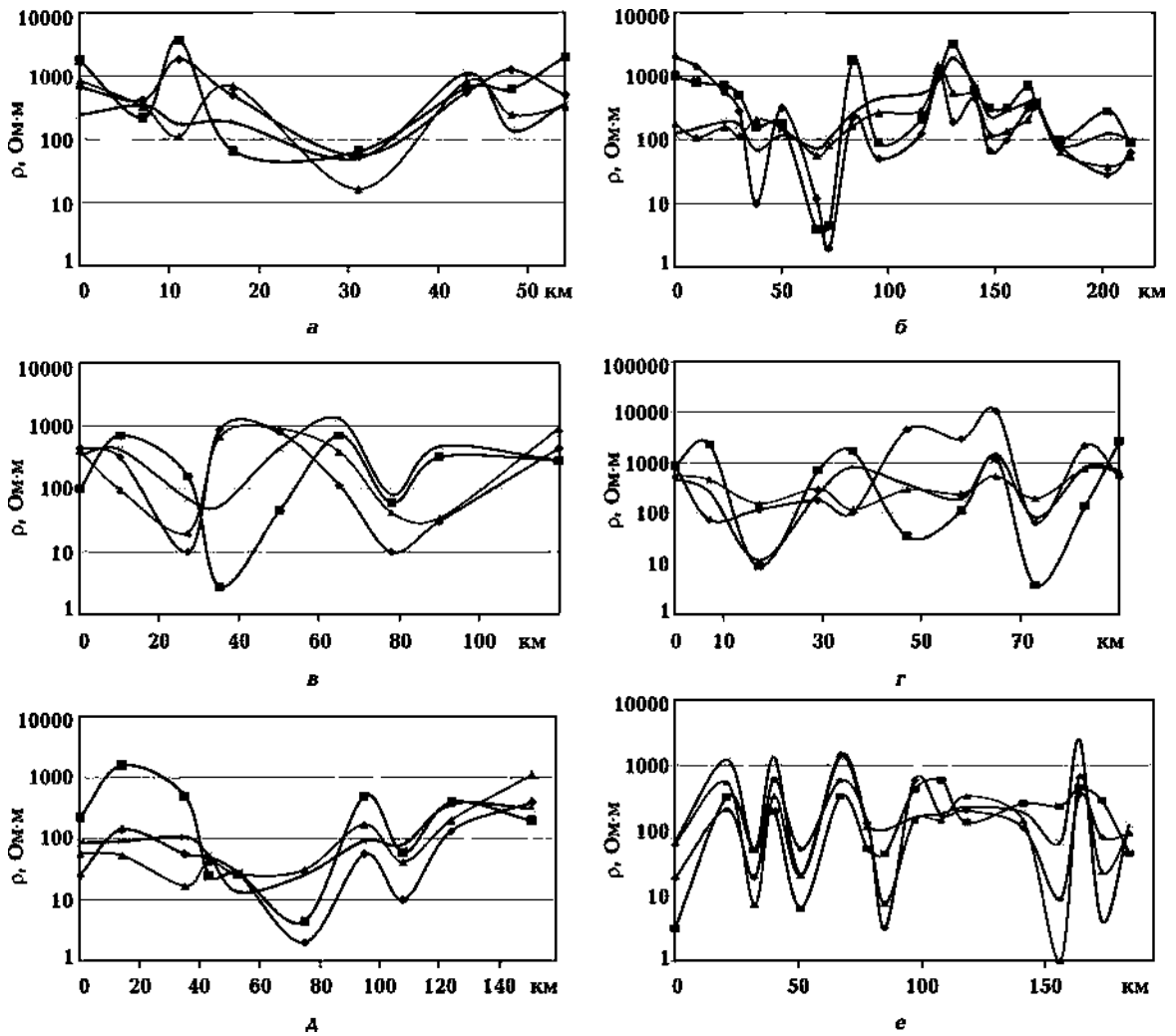


Рис. 4. Графики  $\rho_k$  на периоде 100 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М3 в Ом · м. Условные обозначения см. на рис. 2.

ка на  $H = 5 \div 20$  км по данным работы [Николаев и др., 2013].

После многократных расчетов различных вариантов модели М4 (см. рис. 1, г—е) удалось достичь приемлемого сопоставления наблюдаемых и модельных значений  $\rho_k$  на  $T = 100$  с (рис. 5).

Следующим шагом стал анализ электропроводности мантии региона. В качестве исходных данных были взяты сведения о наличии электропроводящей астеносферы на глубине 70—120 км под западной частью УЩ, которая распространяется на восток до  $31^\circ$  в. д. [Кулик, Бурахович, 2007; Геолого-геофизическая ..., 2008], а также об электропроводности мантии на глубине 50—120 км по данным работы [Николаев и др., 2013]. Таким образом, была сформирована модель М5, которая включала в себя и коровые проводники М4.

Низкие рассчитанные значения  $\rho_k$  на  $T = 1000$  с (рис. 6) начальных отрезков профилей 3, 4 и 6 свидетельствуют о том, что границы мантии западной части УЩ должны быть откорректированы. В модели М6 восточная граница проводника на  $H = 70 \div 120$  км (см. рис. 1, ж) проходит по  $30^\circ$  в. д., северная постепенно смещается с  $50$  до  $48^\circ 40'$  с. ш. в интервале  $28\text{—}29^\circ$  в. д., где дальше субширотно следует до  $30^\circ$  в. д., южная проходит по  $47^\circ$  с. ш. Подтверждение этому можно найти и в отдельных кривых МТЗ, лежащих вне интерпретационных профилей вблизи указанной границы. Распределение  $\rho_k$  в модели М6 (см. рис. 1) лучше соответствует наблюдаемым данным (рис. 7).

Таким образом, результатом процесса моделирования на двух этапах, а именно анализа магнитовариационных параметров и кривых МТЗ,

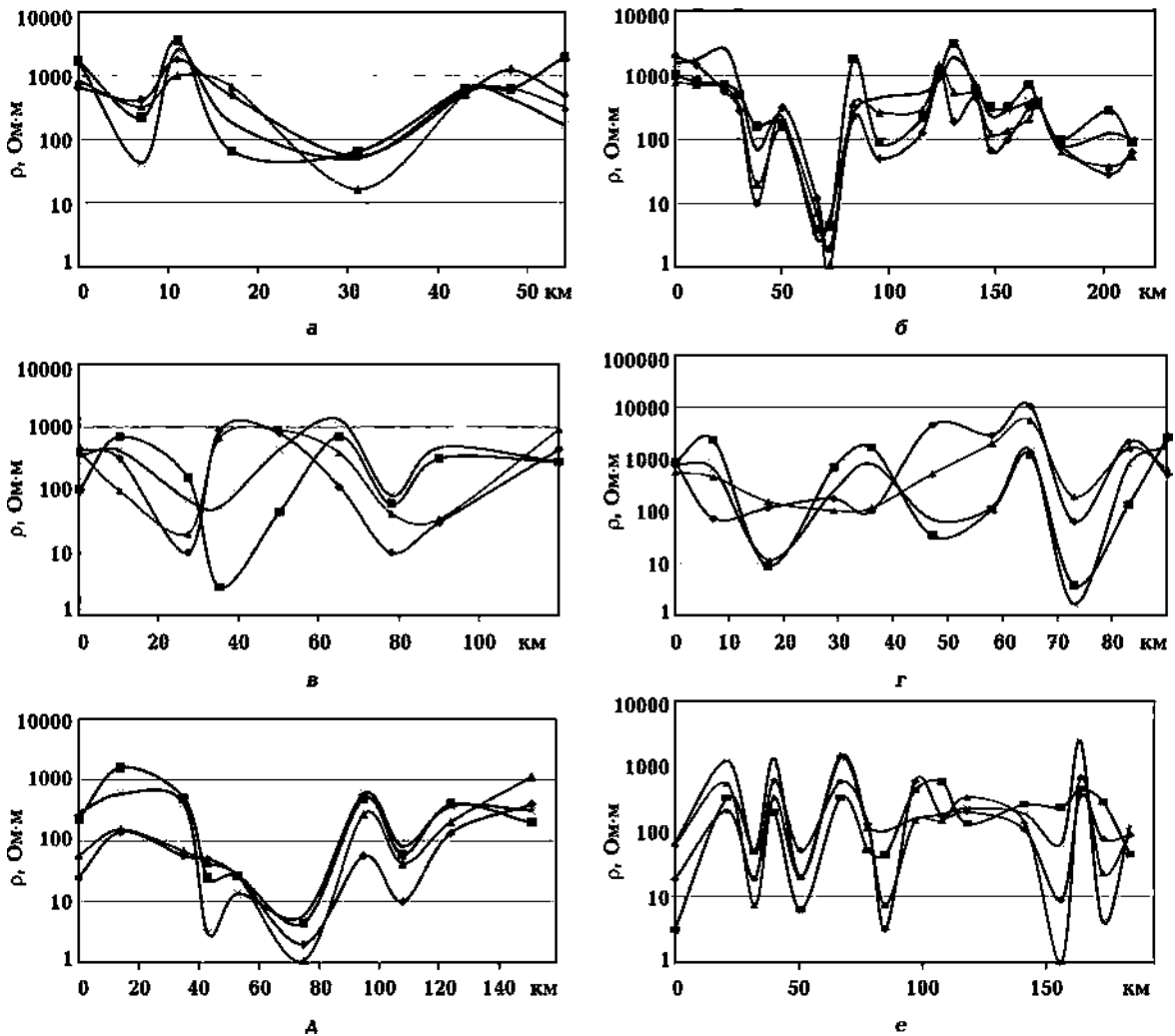


Рис. 5. Графики  $\rho_k$  на периоде 100 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели M4 в  $\text{Ом} \cdot \text{м}$ . Условные обозначения см. на рис. 2.

стала окончательная трехмерная геоэлектрическая модель региона ГШЗ и прилегающей территории (рис. 1, 8).

**Анализ 3D геоэлектрической модели.** Для анализа трехмерная геоэлектрическая модель распределения  $\rho$  в земной коре и мантии ГШЗ приводится в виде:

- объемного представления трех интервалов (см. рис. 8);
- горизонтальных срезов на разных глубинах (см. рис. 1).

В модели ГШЗ подобрано большое количество разноориентированных в пространстве локальных проводников с  $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  ( $H < 50 \div 100 \text{ м}$ ), которые частично совпадают с границами сочленения блоков, например Голованевского и Тилигульского, Лысянского и Ятранского, пересечения ЗР, таких как Одесская, Таль-

новская и Гвоздавская и трассировки вдоль глубинных ЗР, например Первомайской (см. рис. 1, а, 8, а). Но не следует забывать, что локальные аномалии с поверхности могут быть проводниками, которые не учтены в неоднородном распределении  $S$ .

На фоне такого "нормального" распределения поверхностных отложений в ГШЗ обнаружены две аномалии ( $\rho = 2 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) с субширотной ориентацией в пространстве: 1) общим размером 5–10 км на 50 км между Лысянским и Ятранскими блоками; 2) общим размером 5–20 км на < 100 км, которая может быть юго-западным продолжением Субботско-Мошоринской ЗР по системе субширотных проводников (см. рис. 1, а, 8, а). Последняя хорошо согласуется с высокопроводящими аномалиями в районе Емиловской глубинной ЗР.

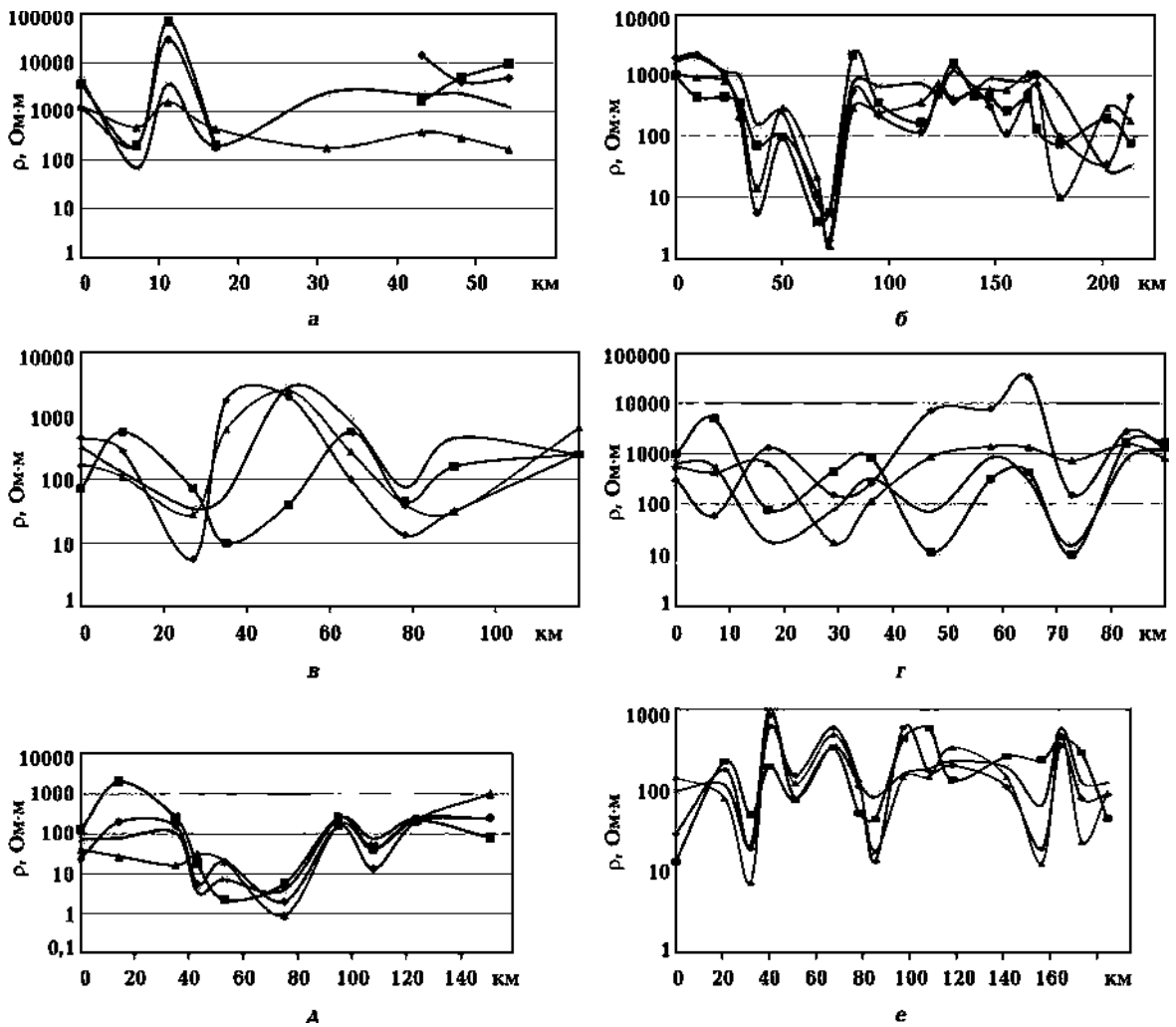


Рис. 6. Графики  $\rho_k$  на периоде 1000 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М5 в Ом · м. Условные обозначения см. на рис. 2.

Южнее этой структуры (между  $47^{\circ} 30'$  и  $48^{\circ} 30'$  с. ш.) удовлетворить экспериментальный результат МТЗ удалось благодаря системе проводников в виде параллельных объектов субмеридионального простирания ( $d = 5 \div 15$  км,  $l = 10 \div 60$  км), которые не связаны между собой гальванически. Пространственно они совпадают с отдельными частями и с зонами сочленения Тальновской, Одесской, Гвоздавской, Первомайской и Звенигородско-Братской ЗР.

В интервале глубин от 100 м до 2,5 км в геоэлектрической модели (см. рис. 1, б, 8, а) подобраны в основном субмеридиональные проводники с  $\rho = 50$  Ом · м, которые гальванически связаны в разветвленную сеть и пространственно совпадают с осевой частью ГШЗ и различными частями Первомайской, Звенигородско-Братской, Суботско-Мошоринской и Сме-

лянкой ЗР по всему их простиранию ( $d = 5 \div 25$  км,  $l \approx 240$  км). И только на границе УЩ аномалия электропроводности со сплошной превращается в систему отдельных разнонаправленных объектов с  $d = 5$  км,  $l = 10 \div 30$  км, которые проявились в зоне сочленения Первомайской, Емиловской и Звенигородско-Братской ЗР.

На юге планшета несколько аномалий электропроводности имеют ориентацию с северо-запада на юго-восток. Они начинаются на пересечении Тальновской с Врадиевской ( $H = 0,1 \div 1$  км) и Гвоздавской ( $H = 0,1 \div 2,5$  км) ЗР. Параметры подобранных объектов следующие:  $d = 10 \div 15$  км,  $l \leq 120$  км,  $\rho = 10 \div 100$  Ом · м.

Если до глубины 2,5 км проводники представлены субвертикальными структурами, то глубже 3 км наблюдаются преимущественно субгоризонтальные слои (см. рис. 1, 8). Выше

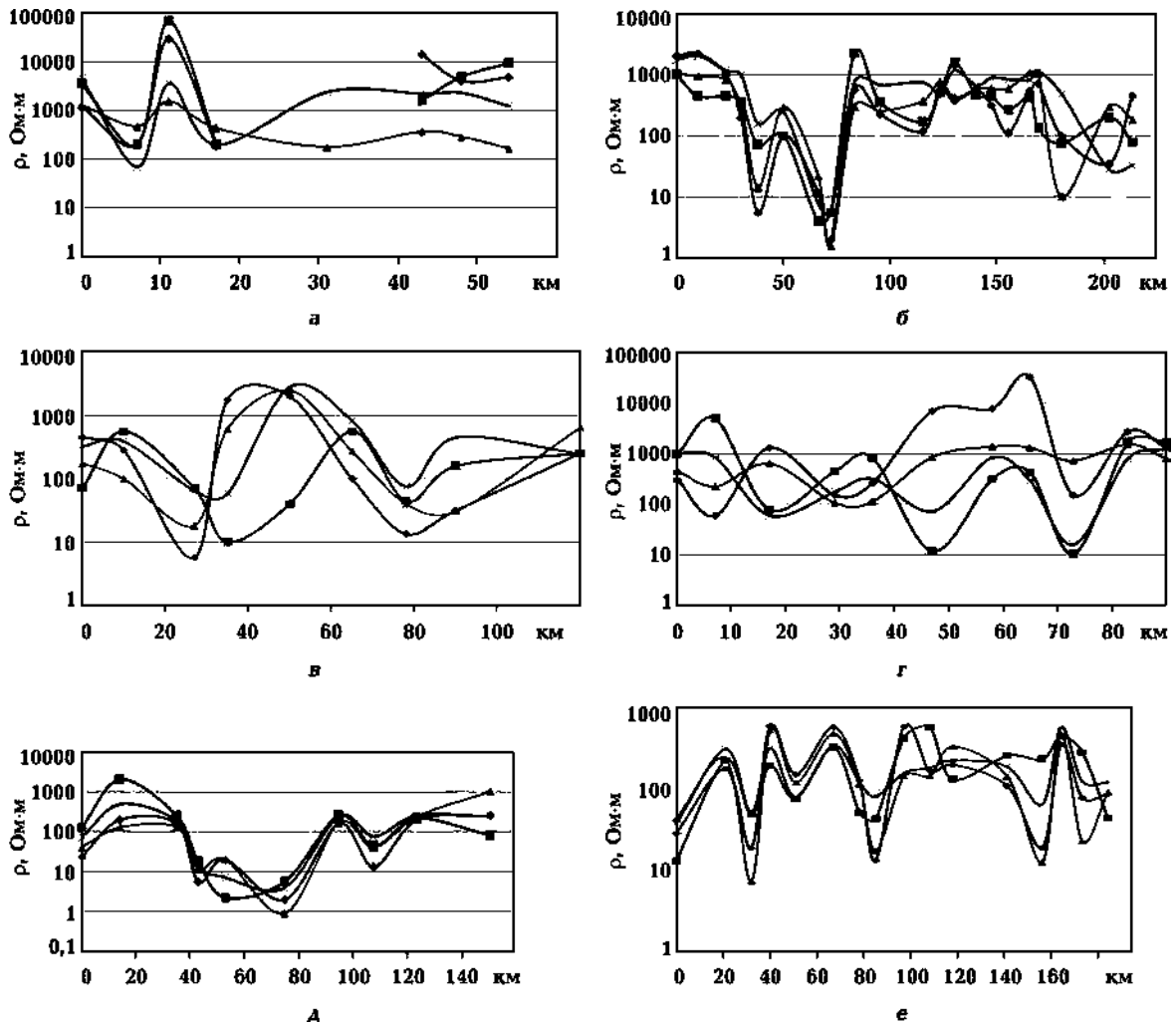


Рис. 7. Графики  $\rho_k$  на периоде 1000 с по наблюдаемым данным и рассчитанные для модели М6 в  $\text{Ом} \cdot \text{м}$ . Условные обозначения см. на рис. 2.

всего ( $H = 3 \div 10$  км) залегает дифференцированная по  $\rho = 10 \div 250$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$  аномалия ( $d = 50$  км,  $l = 80$  км), которая расположена в северной части Голованевского блока (см. рис. 1, в, 8, б) и ограничена частями Тальновской, Вradiевской, Первомайской и Емиловской ЗР. Детальным моделированием ГШЗ подтверждается существование проводника ( $H = 5 \div 20$  км,  $\rho = 10$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$ ,  $d = 5$  км,  $l < 50$  км) в центральной части Новоукраинского массива по данным [Николаев и др., 2013].

Глубже 10 км распределение аномально высокого/низкого  $\rho$  в земной коре и верхней мантии носит мозаичный характер. Так, аномалии высокого  $\rho = 10\,000$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$  (на фоне "нормального" 1000  $\text{Ом} \cdot \text{м}$ ) хорошо согласуются с глубинными частями массивов гранитоидов: Уманского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского. В земной коре аномалии низкого  $\rho = 10 \div$

$\div 250$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$  сложной конфигурации приурочены к трем очагам: 1) осевой части Лысянского блока ( $H = 10 \div 20$  км,  $\rho = 10$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$ ,  $d = 15$  км,  $l < 70$  км) (см. рис. 1, г, 8, б); 2) центральной части Тальновской и ее пересечению с Одесской и Гвоздавской ЗР ( $H = 10 \div 30$  км,  $\rho = 100 \div 250$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$ ,  $d = 30$  км,  $l < 150$  км) (см. рис. 1, г—е, 8, б); 3) пересечению восточной части Конкской и южной Первомайской ЗР ( $H = 10 \div 20$  км,  $\rho = 10$   $\text{Ом} \cdot \text{м}$ ,  $d = 10 \div 40$  км,  $l < 100$  км), которое подтверждает региональную модель Кировоградской аномалии, построенную только по данным МВП [Геолого-геофизическая ..., 2008] (см. рис. 1, г, 8, б). Ее отдельные части были заложены в расчетную модель земной коры ГШЗ на востоке планшета на глубине 20—30 км (см. рис. 1, д—е, 8, б). Необходимо отметить, что на севере вторая зона имеет субширотное ответвление ( $d = 10$  км,

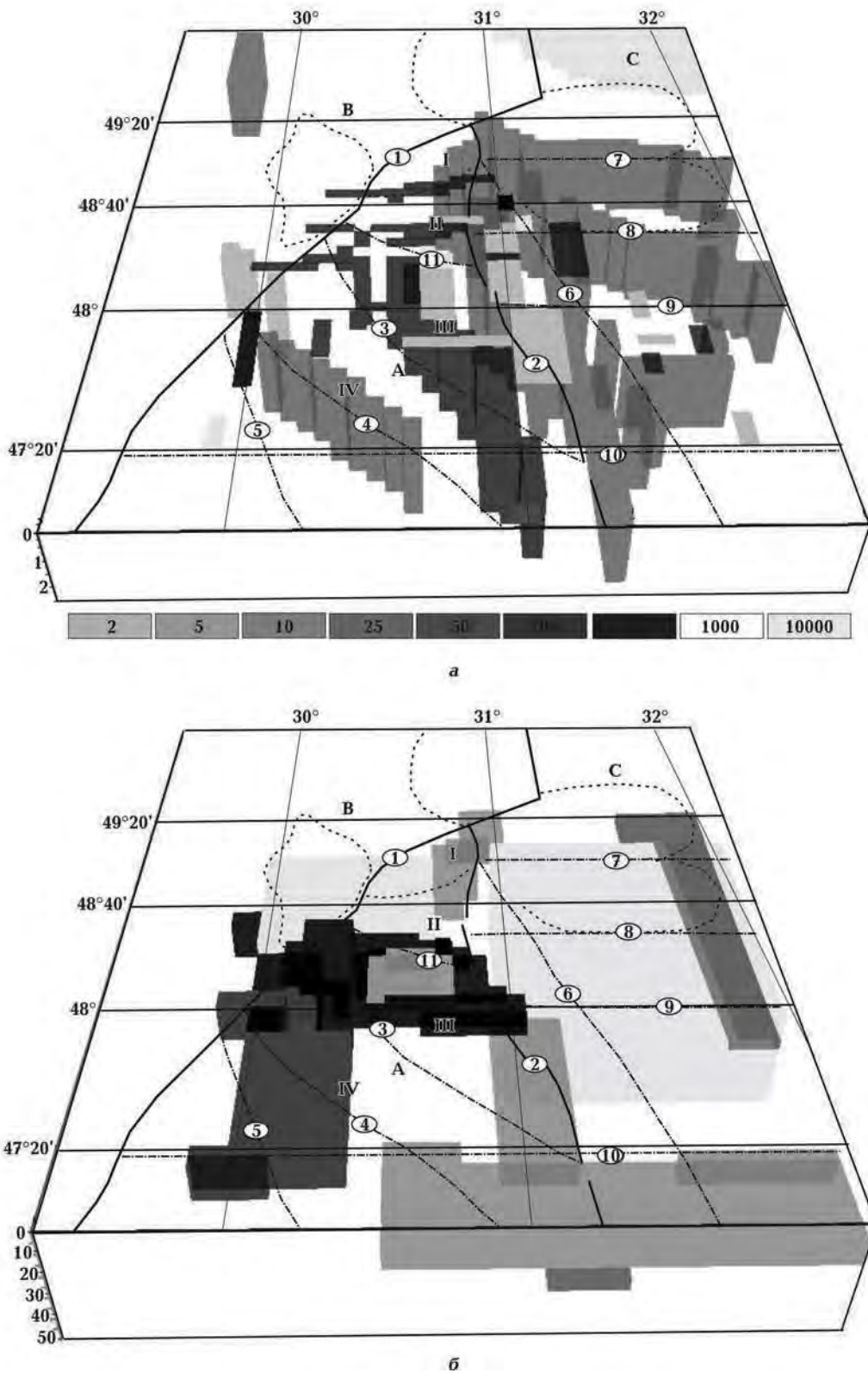


Рис. 8. Трехмерная геоэлектрическая модель ГШЗ: *а* — верхний этаж (от поверхности до 2,5 км), *б* — средний этаж (3—50 км), *в* — нижний этаж (50—120 км). Условные обозначения см. на рис. 1.

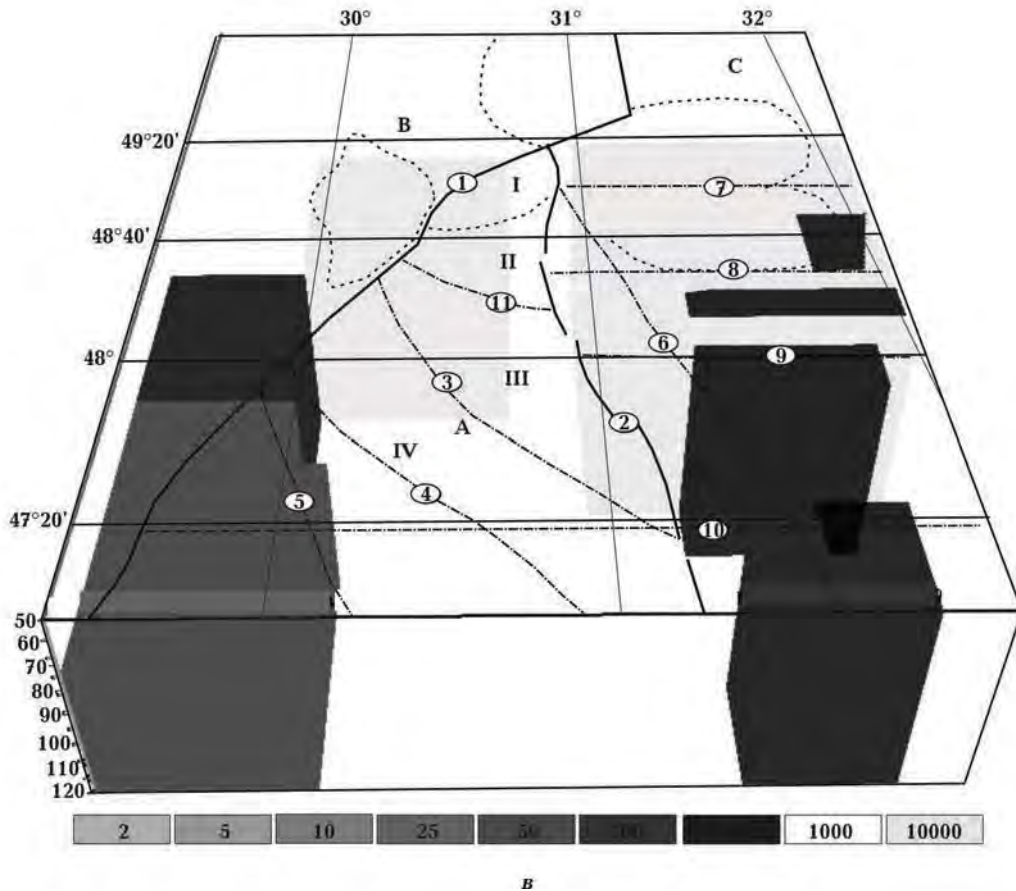


Рис. 8 (окончание).

$l < 60$  км) в районе Субботско-Мошоринской ЗР (см. рис. 1, г—е, 8, б).

Распределение  $\rho$  на мантийных глубинах ( $H = 50 \div 120$  км) ГШЗ соответствует "нормальному" для УЩ (см. рис. 1, ж, 8, в), кроме юго-западной части, отделенной Одесской ЗР. ГШЗ разделяет различную по распределению  $\rho$  неоднородную верхнюю часть верхней мантии. Так, на западе расположена окраина астеносферы юго-западной части УЩ на  $H = 70 \div 120$  км, дифференцированная по  $\rho$  от  $48^\circ$  с. ш. на север (юг Росинско-Бугского мегаблока УЩ,  $\rho = 50$  Ом·м) и на юг (склон УЩ и частично ПВ,  $\rho = 25$  Ом·м). Откорректированные границы мантийного проводника (см. рис. 1, ж) трассируют частично Тальновскую и Одесскую ЗР на востоке, северная постепенно смещается вдоль Хмельницкой ЗР, где дальше идет субширотно и соответствует уступу поверхности Мохо, южная проходит по Кишиневской ЗР на широте границы УЩ.

На востоке локальные очаги ( $H = 50 \div 120$  км) с высокой электропроводностью ( $\rho = 50$  Ом·м)

подтвердили мантийное строение Кировоградского рудного района по данным [Николаев и др., 2013].

**Электропроводность как проявление геодинамических процессов в ГШЗ.** Магнитотеллурические исследования существенно расширяют существующие представления о тектонике и геодинамике различных геологических регионов, поскольку являются прямым методом, что позволяет получить уникальную информацию о глубинном геологическом строении Земли и физико-химических процессах в ее недрах.

В истории консолидации литосферы Восточно-Европейской платформы выделяются несколько крупных событий [Кировоградский ..., 2013], среди которых объединение западной и восточной частей щита в единую структуру в период 2,5—2,6 млрд лет назад [Гинтов, 2005, 2015] и коллизия литосферных плит Сарматии и Феноскандии около 1,7—1,8 млрд лет назад. Фактически эти события стали финальными в формировании ГШЗ и большей части УЩ в целом как структуры с докембрийским фундаментом.

Структурно-вещественные комплексы гранулит-чарнокитоидных блоков — Ятранского и Голованевского (см. рис. 8) — начали формироваться более 2,6 млрд лет назад [Щербаков, 2005; Гинтов, 2014]. Материнские породы для этих отложений (бугская серия) накапливались в рифтогенном бассейне, который был наложен на ранее существовавшую древнюю область субдукции [Глевасский, Каляев, 2000]. Сами же комплексы образовались еще позже — в интервале 2,1—2,0 млрд лет назад в коллизионной обстановке в результате закрытия так называемого Бугско-Чечелеевского задугового бассейна [Щербак и др., 2003; Геолого-геофизическая ..., 2008]. Считается также [Глевасский, Каляев, 2000; Гинтов, 2005; Шеремет и др., 2013], что эти комплексы, кроме бугских гранулитов и побужских гранитов и чарнокитов, включают в себя еще и архейские (днестровско-бугские) гранулиты подобного состава и гайворонские эндербиты. Таким образом, создается впечатление, что гранулит-чарнокитоидная часть данной структуры как бы раздвинула амфибл-плагиигранитоидную перед "упором" Росинского блока, поскольку на востоке распространены породы более высоких степеней метаморфизма. Этот процесс должен сопровождаться интенсивной тектонической переработкой, что привело к образованию повышенной электропроводности большей части Лысянского блока на глубине 10—20 км ( $\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ), Голованевского на 3—10 км ( $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ), Тальновской ЗР и Тилигульского блока на 15—30 км ( $\rho = 100 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ).

Можно предположить, что в орогенный период Голованевский и Ятранский блоки представляли нижнекоровый элемент Ингульского мегаблока, образованный при закрытии Бугско-Чечелеевского рифтогенного бассейна [Глевасский, Каляев, 2000; Шеремет и др., 2013]. При этом исходный структурно-вещественный комплекс (гранулиты бугской серии) сначала, вероятно, соответствовал глубинной надсубдукционной части нависающей "микроплиты", аналогично тому, как это происходило на Африканском континенте между крафонами Зимбабве и Каапвааль [Khoza et al., 2013 а, б]. Под действием факторов метаморфизма она претерпела преобразования в гранулит-чарнокитоидные породы. В процессе такого геодинамического развития ГШЗ приобрела современное расщепление и тектоническую сланцеватость, выявленную по данным глубинной сейсморазведки и

подтвержденную результатами 3D геоэлектрического моделирования в виде аномалий электропроводности глубинных Первомайской, Врэдиевской, Гвоздавской ЗР, а также уже упомянутых блоков шовной зоны.

Несмотря на меньшую изученность геоэлектрическими методами узкой северной части ГШЗ (Ядлово-Трактемировской зоны), по результатам 3D геоэлектрического моделирования следует говорить о маловероятном существовании здесь аномалий повышенной электропроводности (хотя дальше на север, за пределами области моделирования, обнаружена область высокой электропроводности в районе г. Переяслав-Хмельницкий). В 2016 г. проведены наблюдения природного низкочастотного переменного электромагнитного поля Земли вдоль двух субширотных профилей в районе северной части ГШЗ и склона УЩ. Их дальнейшая интерпретация позволит ответить на вопрос о существовании аномалий высокой проводимости в недрах данного региона. В настоящее время отсутствие проводника может быть подтверждением гипотезы И. Б. Щербакова [Щербаков, 2005] о том, что эта зона представляет собой пластину, которая выдвинута в ограниченное межблоковое пространство в условиях сжатия. В таких геодинамических условиях образование аномалий электропроводности маловероятно [Wannamaker, 2005; Spratt et al., 2009].

Таким образом можно объяснить наличие аномалий электропроводности только в земной коре шовной зоны (см. рис. 1, 8). Отсутствие повышенной проводимости мантии предусматривает, что уже после этапа коллизии докембрийских микроконтинентов происходил процесс континентального рифтогенеза, который наследовал ранее существующие структурные особенности в земной коре, как это было предложено для кенийского рифта [Birt et al., 1997] и для Центрально-Австралийской шовной зоны. В то же время повышенная электропроводность астеносферы западнее Тальновской ЗР (см. рис. 1, е, 8, в) свидетельствует о раздельном существовании западной и восточной частей УЩ до этапа коллизии. Подтверждение этого факта можно найти в работе [Пашкевич, Бакаржиева, 2013], которые выделяют различные типы коры по составу архейских комплексов запада и востока щита: на западе — лейкобазальтовый и базальтовый, на востоке — диоритовый и гранитно-диоритовый, а также различные типы мантии: на западе — дифференцированная, на вос-

токе — деплетированная, по [Цымбал, 2002].

Кроме того, электропроводность мантии определяется действиями многих факторов, таких как температурные вариации, давление, фугитивность кислорода, сочетание минеральных фаз. Тем не менее можно говорить, что природа аномалий электропроводности в мантии связана с более поздними, относительно формирования ГШЗ, процессами тектономагматической активизации, поскольку флюиды различного рода могут существовать в течение всего лишь короткого, в геологическом понимании, отрезка времени [Wannamaker, 1997]. Такой вывод подтверждается и результатами исследования теплового поля УЩ [Гордиенко и др., 2005], которые показывают значительно повышенные значения теплового потока на юго-западе шита в районе Подольской ЗР и ее сочленения с Тальновской, где обнаружена электропроводящая мантия на глубине 70—120 км ( $\rho = 25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) и проводник на глубине 15—30 км.

По данным В. Верховцева общие закономерности распространения суммарных амплитуд новейших (позднеплиоцен-четвертичных) вертикальных тектонических движений четко связываются с контурами известных в регионе основных структурных единиц, а детали подчеркивают разломно-блоковое строение территории [Верховцев та ін., 2013]. Явно выделяются высокие амплитуды в зоне повышенного теплового потока на юго-запад от ГШЗ. Следует говорить о современных процессах активизации этого региона, которые нашли свое отражение в повышенной электропроводности. Неотектоническую активность проявляют также электропроводящие Врэдиевская, Гвоздавская, южная часть Тальновской и Первомайская ЗР (см. рис. 1, 8).

Результаты геодинамических построений О. Б. Гинтова [Гинтов, 2005, 2015; Кировоградский ..., 2013] для центральной части УЩ свидетельствуют о том, что данный регион, в том числе ГШЗ, формировался в период  $AR_3$ — $PR_1$ —II в режиме трансгрессии, который сменялся режимом транстенсии (растяжения) на отрезках 2,6—2,4, 2,1—1,95, 1,8—1,7 млрд лет назад. При этом ширина области растяжения была небольшой и быстро “залечивалась” за счет вещества, поступающего из мантийных глубин. Именно на эти короткие, в геологическом смысле, промежутки времени приходится формирование большинства электропроводящих ЗР: Емиловской, Гвоздавской и Врэдиевской на емилов-

ском этапе деформаций, Первомайской и Звенигородско-Братской на первомайском этапе. Кроме того, этапы растяжения связаны с накоплением первично-осадочно-вулканогенных пород, поступлением флюидов из глубоких слоев Земли, широким распространением процессов метасоматического преобразования пород и графитизацией.

Таким образом, геологическое строение южной части ГШЗ и ее электропроводность подтверждают коллизионную модель формирования коры центральной части УЩ. Не исключено, что на севере шовной зоны направление коллизионных перемещений на завершающих этапах становления структуры было противоположным, так как Ядлово-Трактемировская часть ГШЗ повернута выпуклостью на восток. Подобная сегментация шовных зон УЩ по латерали обычна.

Необходимо отметить сходство между нашими моделями и другими архей-протерозойскими тектоническими единицами по всему миру, которые имеют характерные особенности электропроводности на границах блоков, террейнов или кратонов [Жамалетдинов, Кулик, 2012]. Например, Центрально-Австралийская шовная зона, образующая контакт между Североавстралийским кратоном и протерозойской провинцией Варумпи [Selway et al., 2009], отображается в виде наклонного проводника. Кроме того, в Австралии зона сдвига Ерабиди образует электропроводящий шов между кратоном Йилгарн и террейном Гленбург [Selway et al., 2009]. Граница между кратоном Слэйв и орогеном Волмей [Spratt et al., 2009] отображается как крутопадающая аномалия электропроводности. Все эти структуры были подвергнуты повторной тектономагматической активизации на этапе коллизии континентов. Такие особенности позволяют предположить, что крутопадающие электропроводящие структуры земной коры могут быть признаками континентальной аккреции.

**Выводы.** По результатам проведенных исследований построена подробная 3D геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии, охватывающая ГШЗ и прилегающую к ней территорию (см. рис. 1, 8). Выявлено большое количество аномалий с  $\rho = 2 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , которые частично совпадают с зонами сочленения блоков, пересечением и трассированием вдоль ЗР. Сеть проводников на глубине 0,1—2,5 км с  $\rho = 10 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  отражает систему ЗР, таких как Тальновская, Первомайская, Врэдиев-



ская, Гвоздавская, Звенигородско-Братская, Смянская, Субботско-Мошоринская. Если до 2,5 км проводники представлены субвертикальными структурами, то глубже 3 км наблюдаются преимущественно субгоризонтальные слои. На 3—10 км залегает дифференцированная по  $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  аномалия, которая расположена на севере Голованевского блока между с. Хащеватое и г. Первомайск. Ее природа высокой электропроводности, скорее всего, связана со специфическим составом и графитизацией пород, а также их повышенной трещиноватостью. В этом районе докембрийские породы представлены преимущественно гнейсами, сланцами, гранулитами и разнообразными магматическими породами, с которыми связаны месторождения графита. Наиболее проводящая часть этой аномалии относится к району максимального развития гипербазитов (серпентинов) Среднего Побужья—Капитановки—Липовеньки ( $48^{\circ} 08'—48^{\circ} 16' \text{ с. ш.} \times 30^{\circ} 30'—30^{\circ} 42' \text{ в. д.}$ ). Если с поверхности (см. рис. 1, а) повышенная электропроводность, скорее всего, связана с развитием серпентинитов, то глубже (см. рис. 1, б, в) ее природу можно объяснить графитизацией и трещиноватостью горных пород.

Глубже 10 км распределение аномально высокого /низкого  $\rho$  носит мозаичный характер. Так, аномалии высокого  $\rho = 10\,000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  хорошо согласуются с глубинными частями массивов гранитоидов: Уманского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского. В земной коре аномалии низкого  $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  сложной конфигурации приурочены к Лысянскому блоку, центральной части Тальновской и пересечению Конкской и Первомайской ЗР. Распределение  $\rho$  на глубинах 50—120 км соответствует "нормальному" для УЩ и разделяет неоднородную верхнюю часть мантии.

Геологическое строение ГШЗ и ее электропроводность подтверждают коллизионную модель формирования коры центральной части УЩ. В период  $AR_3—PR_1-II$  в регионе преобладал режим транспресии, который сменялся режимом растяжения на отрезках 2,6—2,4, 2,1—1,95, 1,8—1,7 млрд лет назад. На эти промежу-

тки времени приходится образование большинства электропроводящих ЗР: Емиловской, Гвоздавской, Вradiевской, Первомайской и Звенигородско-Братской.

Аномально повышенной электропроводностью характеризуется земная кора ГШЗ в зонах глубинных разломов, а также большая часть Лысянского блока на глубине 10—20 км ( $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ), Голованевского на 3—10 км ( $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ), Тилигульского на 15—30 км ( $\rho = 10 \div 250 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ). Мантия же проявляет такое свойство западнее Тальновского разлома, что связано с более молодой и современной активизацией. Это подтверждается результатами исследований геофизических полей различной природы (теплового, сейсмического), геохимическими особенностями региона, его неотектонической активностью. Такие особенности электропроводности присущи многим шовным зонам и могут считаться характерными для них.

ГШЗ является перспективной на выявление новых месторождений железа, благородных и радиоактивных металлов и их сопутствующих элементов, графита, редких металлов. Низкоомные аномалии приурочены к протяженным полосам и областям распространения графитосодержащих пород и зон метасоматоза вдоль протяженных зон разломов. В их пределах располагаются большинство месторождений и рудопроявлений рудных полезных ископаемых (см. рис. 1, б), в частности Савранское и Капитановское рудные поля, Молдавское, Секретарское, Лашивское, Новоселицкое месторождения железных руд, Завальевское месторождение графита, Южное, Лозоватское и Калиновское месторождения урана, Майское месторождение золота, а также рудопроявления графита, урана (Голованевское, Шамраевское, Кохановское), титана, золота, железных руд, лития, меди, кобальта, хрома, никеля (Демовьярское) и другие в пределах ГШЗ. Привлечение результатов экспериментальных исследований методами МТЗ и МВП, данных структурного анализа, геохимии, минералогии дает возможность выполнять региональное и локальное прогнозирование месторождений полезных ископаемых в пределах УЩ.

Список литературы

- Бурахович Т.К., Ганієв О.З., Ширков Б.І. Моделирование глубинной будовы Голованівської шовної зони за даними геоелектрики. *Вісник Київ. ун-у. Сер. Геологія*. 2015а. № 2. С. 48—54.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М., Ширков Б.І. Глибинна будова Інгільського мегаблоку за даними геоелектричних досліджень. *Доп. НАН України*. 2015б. № 3. С. 81—86.
- Бурахович Т.К., Николаев И.Ю., Шеремет Е.М., Ширков Б.И. Аномалии электропроводности по результатам трехмерного геоэлектрического моделирования и полезные ископаемые центральной части Украинского щита. *Вестник Перм. ун-та. Сер. Геология*. 2016. № 3. С. 47—56.
- Бурахович Т.К., Николаев И.Ю., Шеремет Е.М., Ширков Б.И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 42—63.
- Бурахович Т.К., Ширков Б.И. Глубинные геоэлектрические исследования Голованевской шовной зоны. *Геоінформатика*. 2015. № 1. С. 61—69.
- Верховцев В.Г., Юськів Ю.В., Швайко В.Г., Шевчук В.І. Сумарні амплітуди пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні Українського щита та його схилів. *Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист*. 2013. Вип. 6. С. 38—52.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н.Я. Азарова. Донецк: Вебер, 2008. 305 с.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005, 572 с.
- Гинтов О.Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 3—22.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77—91.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 22—39.
- Ингерев А.И. Карта магнитных параметров МТЗ и МВП юго-восточной части Украинского щита. М-б 1 : 1000000. Укргеолфонд, 1988.
- Ингерев А.И., Рокитянский И.И. Украинский щит. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Обобщение результатов исследований. Киев: Наук. думка, 1993. 257 с.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: Прас-тые луды, 2013. 500 с.
- Кулик С.Н., Бурахович Т.К. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*. № 4. 2007. С. 21—27.
- Нечаев С.В., Наумов Г.Б. Региональная зональность оруденения Украинского щита: современный план и палеотектонические реконструкции. *Геология рудных месторождений*. 1998. Т. 40. № 2. С. 124—136.
- Николаев И.Ю., Бурахович Т.К., Шеремет Е.М. Объемная геоэлектрическая модель Кировоградского рудного района центральной части Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 127—139.
- Пашкевич И.К., Бакаржиева М.И. 3D магнитная модель Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива и ее геологическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 115—126.
- Рокитянский И.И., Терешин А.В., Трегубенко В.И., Голубцова Н.С., Ингерев А.И., Савченко Т.С. Обзор наблюдений МВП—МТЗ в южной части Кировоградской аномалии электропроводно-

- сти и первый опыт пленочного моделирования структуры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 92—101.
- Смирнов В.П. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С. 245—253.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22.
- Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом. В кн.: *Геологія і магматизм докембрію Українського щита*. Відп. ред. М.П. Щербак. Київ, 2002. С. 215—218.
- Шеремет Е.М., Кривгук С.Г., Бурахович Т.К. Критерии поисков руды в областях субдукции Украинского щита. Deutschland, Germany: LAP LAMBERT Academic Publ., 2013. 418 с.
- Щербак Н.П., Бибииков Е.В., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,7—1,7 млрд лет). *Минерал. журн.* 2003. Т. 25. № 4. С. 82—92.
- Щербачков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
- Baysorovich M.M., Tregubenko V.Iv., Nasad A.G., 1998. Geoelectric heterogeneities of Ukraine's lithosphere. *Geologicheskij zhurnal* 2(1), 23—35.
- Birt C.S., Maguire P.K.H., Khan M.A., Thybo H., Keller G.R., Patel J., 1997. The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley: Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211—242.
- Galetskiy L., 2009. "Geotrans" — a planetary geodynamic system of transcontinental ore-concentrating activation megazones. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (52), 40—50.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Miensopust M.P., Webb S.J., 2013a. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *J. Geophys. Res.* 118, 4378—4397.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Webb S.J., Miensopust M.P. the SAMTEX team 1, 2013b. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Res.* 226, 143—156.
- Mackie R.L., Booker J., 1999. Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt. GSY-USA Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, CA 94114.
- Selway K., Sheppard S., Thorne A., Johnson S., Groenewald P., 2009. Identifying the lithospheric structure of a Precambrian orogen using magnetotellurics: The Capricorn Orogen, Western Australia. *Precambrian Res.* 168, 185—196.
- Spratt J.E., Jones A.G., Jackson V.A., Collins L., Avdeeva A., 2009. Lithospheric geometry of the wopmay orogen from slave craton to bear province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.* 114 (B1). doi: 10.1029/2007JB005326.
- Wannamaker P., 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid Earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and Implications for physicochemical state. *Surv. Geophys.* 26(6), 733—765.
- Wannamaker P., 1997. Comment on "The petrologic case for a dry lower crust" by Bruce W.D. Yardley and John W. Valley. *J. Geophys. Res.* 105, 6057—6064. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900324>.

## Three-dimensional geoelectric model of the Golovanivsk suture zones of the Ukrainian Shield

© B. I. Shyrkov, T. K. Burakhovich, A. N. Kushnir, 2017

Thorough three-dimensional deep model has been plotted for the first time for the Golovanivsk suture zone of the Ukrainian shield and adjacent area applying Mtd3fwd R. L. Mackie's program based on geophysical experiment as MTS and MVP investigations. Anomalies of electro-conductivity in the Earth's crust coinciding spatially with deep fault zones have been allocated. It has been confirmed that outside the limits of the GSZ heterogeneous Earth's crust and upper mantle are both observed. It has been shown that the areas of anomalously high resistance partially correspond to massifs of crystalline rocks (the Uman, the Korsun-Novomirgorod, the Novo-Ukrainian) in the Earth's crust and upper mantle.

Anomalies of high electrical conductivity with  $\rho = 2 \div 250 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$  in the crust have been revealed, which coincide with deep fault zones: Talne, Pervomaisk, Vradievka, Gvoz-davka, Zvenigorod-Bratsk, Smila, Subbotsko-Moshorinka; which are represented up to the depths of 2,5 km by sub-vertical structures and deeper — mainly by sub-horizontal layers. Outside the GSZ heterogeneous Earth's crust and upper mantle are observed as regional Chernivtsi-Korosten and Kirovograd anomalies of electro-conductivity.

The geological structure of the GSZ and its electrical conductivity confirm the collision model of crust formation of the central part of the Ukrainian shield. The low resistivity anomalies are confined to the elongated stripes and areas of abundance of the graphitized rocks and metasomatic zones extended along the fault zones. Within their boundaries most part of ore deposits and ore manifestations in the region are found.

The obtained distribution of electrical conductivity in the Earth's crust and upper mantle of Golovanivsk suture zone can be used for the plotting of deep geological and tectonic models and predictive metallogenic maps and schemes of the USh, as well as for an explanation of geodynamic processes in the region.

**Key words:** the Golovanivsk suture zone, 3D geoelectric model, MT/MV methods, deep structure, collision.

### References

- Burakhovich T. K., Ganiyev O. Z., Shyrkov B. I., 2015a. Modeling of the deep structure Golovanivsk suture zone according the geoelectric data. *Visnyk Kyivskogo universytetu. Ser. Geologiya* (2), 48—54 (in Ukrainian).
- Burakhovich T. K., Kushnir A. N., Shyrkov B. I., 2015b. Deep structure of the Ingul megablock according to the data of the geoelectric studies. *Dopovidy NAN Ukrainy* (3), 81—86 (in Ukrainian).
- Burakhovich T. K., Nikolaev I. Yu., Sheremet E. M., Shirkov B. I., 2016. Anomalies of electrical conductivity according to results of three-dimensional geoelectrical modeling and minerals of the central part of the Ukrainian Shield. *Vestnik Perm'skogo universiteta. Ser. Geologiya* (3), 47—56 (in Russian).
- Burakhovich T. K., Nikolaev I. Yu., Sheremet E. M., Shirkov B. I., 2015. Geoelectric anomalies of the Ukrainian Shield and their relation to mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(6), 42—63 (in Russian).
- Verkhovtsev V. H., Yuskiv Yu. V., Shvayko V. H., Shevchuk V. I., 2013. The total amplitude Late Pliocene-Quaternary vertical movements of the earth surface of the Ukrainian Shield and its slopes. *Tekhnogenno-ekologichna bezpeka ta tsyvilnyy zakhyst* (is. 6), 38—52 (in Ukrainian).
- Geological-geophysical model Golovanivsk suture zones of the Ukrainian Shield, 2008. Ed. N. Ya. Azarov. Donetsk: Veber, 305 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its ap-

- plication for the studies of deformations of the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2015. Problems of geodynamics of the Ukrainian Shield in Precambrian. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 3—22 (in Russian).
- Gintov O. B., 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Glevasskiy E. B., Kalyaev G. I., 2000. Tectonic of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22(2/3), 77—91 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2005. Ukrainian Shield (geophysics, deep processes). Kiev: Korvin press, 210 p. (in Russian).
- Zhamaletdinov A. A., Kulik S. N., 2012. First-rate anomalies of electro-conductivity on the Globe. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 22—39 (in Russian).
- Ingerov A. I., 1988. Map of magnetic parameters of MTS and MVP of the southeastern part of the Ukrainian Shield. Ukrgeolfond (in Russian).
- Ingerov A. I., Rokityanskiy I. I., 1993. Ukrainian Shield. The lithosphere of Central and Eastern Europe: Summary of the studies. Kiev: Naukova Dumka, 257 p. (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V. I. Starostenko, O. B. Gintov. 500 p. (in Russian).
- Kulik S. N., Burakhovich T. K., 2007. Three-dimensional geoelectric model of the Earth's crust of the Ukrainian Shield. *Fizika Zemli* (4), 21—27 (in Russian).
- Nechaev S. V., Naumov G. B., 1998. Regional mineralization zonation of the Ukrainian Shield: modern reconstruction plan and paleotectonic. *Geology of Ore Deposits* 40(2), 109—120 (in Russian).
- Nikolaev I. Yu., Burakhovich T. K., Sheremet E. M., 2013. Three-dimensional geoelectric model of the Kirovograd ore area of the central part of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 127—139 (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2013. 3D magnetic model of the Korsun-Novomirgorod pluton and the Novoukrainka massifs and its geological interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 115—126 (in Russian).
- Rokityanskiy I. I., Tereshin A. V., Tregubenko V. I., Golubtsova N. S., Ingerov A. I., Savchenko T. S., 2012. Review of observations MVP—MTS in the southern part of the Kirovograd electrical conductivity anomaly and an experiment of thin film modeling of the Ukrainian Shield structure. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 92—101 (in Russian).
- Smirnov V. P., 1971. Relationships between the surface and deep structures of the Earth's crust. Kiev: Naukova Dumka, 245—253 (in Russian).
- Starostenko V. I., Gintov O. B., Kutas R. I., 2011. Geodynamic development of lithosphere of Ukraine and its role in formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 3—22 (in Russian).
- Tsybmal S. N., 2002. The composition of the upper mantle beneath the Ukrainian Shield. In: *Geology and magmatism of the Precambrian of the Ukrainian Shield*. Ed. M. P. Shcherbak. Kiev, 215—218 (in Russian).
- Sheremet E. M., Krivdik S. G., Burakhovich T. K., 2013. The criteria for ore prospecting in the subduction areas of the Ukrainian Shield. Deutschland, Germany: LAP LAMBERT Academic Publ. 418 p. (in Russian).
- Shcherbak N. P., Bibikov E. V., Skobelev V. M., Shcherbak D. N., 2003. The time evolution and metallogenic specialization of Early Precambrian crust of the Ukrainian Shield (3,7—1,7 billion years old). *Mineralogicheskii zhurnal* 25(4), 82—92 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. Lvov: ZUKTS, 364 p. (in Russian).
- Baysorovich M. M., Tregubenko V. Iv., Nasad A. G., 1998. Geoelectric heterogeneities of Ukraine's lithosphere. *Geologicheskii zhurnal* 2(1), 23—35.
- Birt C. S., Maguire P. K. H., Khan M. A., Thybo H., Keller G. R., Patel J., 1997. The influence of preexisting structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley: Evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211—242.
- Galetskiy L., 2009. "Geotrans" — a planetary geo-

- dynamic system of transcontinental ore-concentrating activation megazones. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (52), 40—50.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Miensopust M.P., Webb S.J.*, 2013a. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *J. Geophys. Res.* 118, 4378—4397.
- Khoza T.D., Jones A.G., Müller M.R., Evans R.L., Webb S.J., Miensopust M.P.* the SAMTEX team 1, 2013b. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Res.* 226, 143—156.
- Mackie R.L., Booker J.*, 1999. Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt. GSY-USA Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, CA 94114.
- Selway K., Sheppard S., Thorne A., Johnson S., Groenewald P.*, 2009. Identifying the lithospheric structure of a Precambrian orogen using magnetotellurics: The Capricorn Orogen, Western Australia. *Precambrian Res.* 168, 185—196.
- Spratt J.E., Jones A.G., Jackson V.A., Collins L., Avdeeva A.*, 2009. Lithospheric geometry of the wopmay orogen from slave craton to bear province magnetotelluric transect. *J. Geophys. Res.* 114(B1). doi: 10.1029/2007JB005326.
- Wannamaker P.*, 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid Earth electromagnetic studies: fundamental response characteristics and Implications for physicochemical state. *Surv. Geophys.* 26(6), 733—765.
- Wannamaker P.*, 1997. Comment on "The petrologic case for a dry lower crust" by Bruce W.D. Yardley and John W. Valley. *J. Geophys. Res.* 105, 6057—6064. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900324>.

## Разновозрастные поля напряжений Восточного Горного Крыма

© В. В. Гончар, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 ноября 2016 г.

Наведено фактичні дані кінематичного аналізу, виконано реконструкцію і поділ полів напружень щодо етапу основного складкоутворення в межах Східного Гірського Криму. Відповідальним за формування завершальної складчастості Судаксько-Карадазької зони і післяскладчасте колізійне стиснення Східного Гірського Криму є поле субмеридіонального—північно-західного стиснення, реалізоване у зв'язку з процесами аравійської колізії. Доскладчастими визначено поля скидо-зсувного типу з північно-східними і західно-північно-західними орієнтуваннями осей стиснення та скидові поля з північно-східними і північно-західними орієнтуваннями осей розтягування. Останні з великою часткою ймовірності могли бути зумовлені проявами задугового рифтогенезу в Чорноморському регіоні протягом середнього крейди—палеоцену. Поле північно-східного стиснення може бути пов'язаним з регіональним стисненням у пізньому еоцені—олігоцені, що привело до складчастості Великого Кавказу.

**Ключові слова:** Східний Гірський Крим, поля напружень, складчастість, палеотектонічні реконструкції.

“И хотя неприступным кажется скалистый склон, но между камней белеет тропа. Она идет по крутизне, огибает скалы, упорно пробирается вверх. Разогретые солнцем скалы пышут жаром, пахнет хвоей и морем ...”

В. И. Лебединский. *С геологическим молотком по Крыму*

**Введение.** Большинство исследователей основной этап складчатой деформации в Горном Крыму, ознаменовавшей окончательную инверсию осадочного бассейна, относят к раннему мелу [Геология ..., 1969; Тектоника ..., 1988; Милев и др., 2009; Панов, 1997; Никишин и др., 2001]. Однако в ряде работ более значимая роль отводится поздней наложенной складчатости и надвигообразованию, проявившимся в кайнозое или, более определенно, в палеоцене [Sheremet et al., 2016] и в неоген-четвертичное время [Бызова, 1980; Юдин, Клочко, 2001]. Кроме неоднозначности во временной привязке завершающей складчатости существует пробел в описании этапов и механизмов деформирования Горного Крыма в позднем мезозое—кайнозое, для которых необходима корреляция с тектоническими процессами в Черноморском регионе [Никишин и др., 2001; Huppolt, 2002; Saintot, Angelier, 2002; Казьмин, Тихонова, 2006; Шеремет и

др., 2014]. Обращаясь в этой связи к реконструкции полей тектонических напряжений, значительное внимание следует уделить выяснению их возрастных взаимоотношений. Ограниченный стратиграфический диапазон пород, участвующих в строении Горного Крыма, допускает лишь относительное возрастное датирование. В настоящей статье использован принцип разделения хрупких деформаций на до- и после-складчатые [Saintot et al., 1999; Navabrou et al., 2007; Гончар, 2013], что естественно увязывает задачу реконструкции полей напряжений с проблемой завершающего складкообразования.

Восточный Горный Крым (ВГК) представляет особый интерес. Его позиция может рассматриваться как переходная: ряд отличительных черт — специфика литофаций, непрерывность осадконакопления в средней и поздней юре [Бызова, 1980; Панов, 1997], наличие линейной складчато-надвиговой зоны (Судакско-

Карадагской [Кизевальтер, Муратов, 1959]) — указывают на его сходство с флишевой альпийской геосинклиналью Большого Кавказа. Предлагаемый ниже материал позволяет, привлекая опубликованные аналогичные реконструкции по Северо-Западному Кавказу [Saintot, Angelier, 2002; Маринин, Сайнто, 2008], дополнить сравнительный анализ развития областей Крыма и Кавказа данными о полях напряжений, что, в свою очередь, позволяет приблизиться уровню регионального геодинамического обобщения.

**Структурная зональность и неоднородность деформирования ВГК.** Внимание исследователей традиционно привлекала неоднородность проявления деформации ВГК, что нашло отражение в выделении трех продольных структурных зон [Кизевальтер, Муратов,

1959; Геология ..., 1969; Тектоника ..., 1988]: Восточно-Крымского "синклинория", Судакско-Карадагской складчато-надвиговой зоны и Судакского "синклинория" (рис. 1). Строение первого характеризуется сочетанием пологой складчатости и протяженных моноклиналей (рис. 2, разрез I). Среди его линейно вытянутых складок большинство ориентированы вдоль простирания в восточно-северо-восточном направлении, меньшая часть направлены под углом и поперек [Геология ..., 1969], что указывает на присутствие структур разной генерации. Занимающая центральную часть ВГК субширотная Судакско-Карадагская зона контрастно выделяется своим складчато-надвиговым строением [Кизевальтер, Муратов, 1959; Геология ..., 1969] (см. рис. 2, разрезы I и III). Крутые, до вертикальных, падения слоев отражают свойственную ей

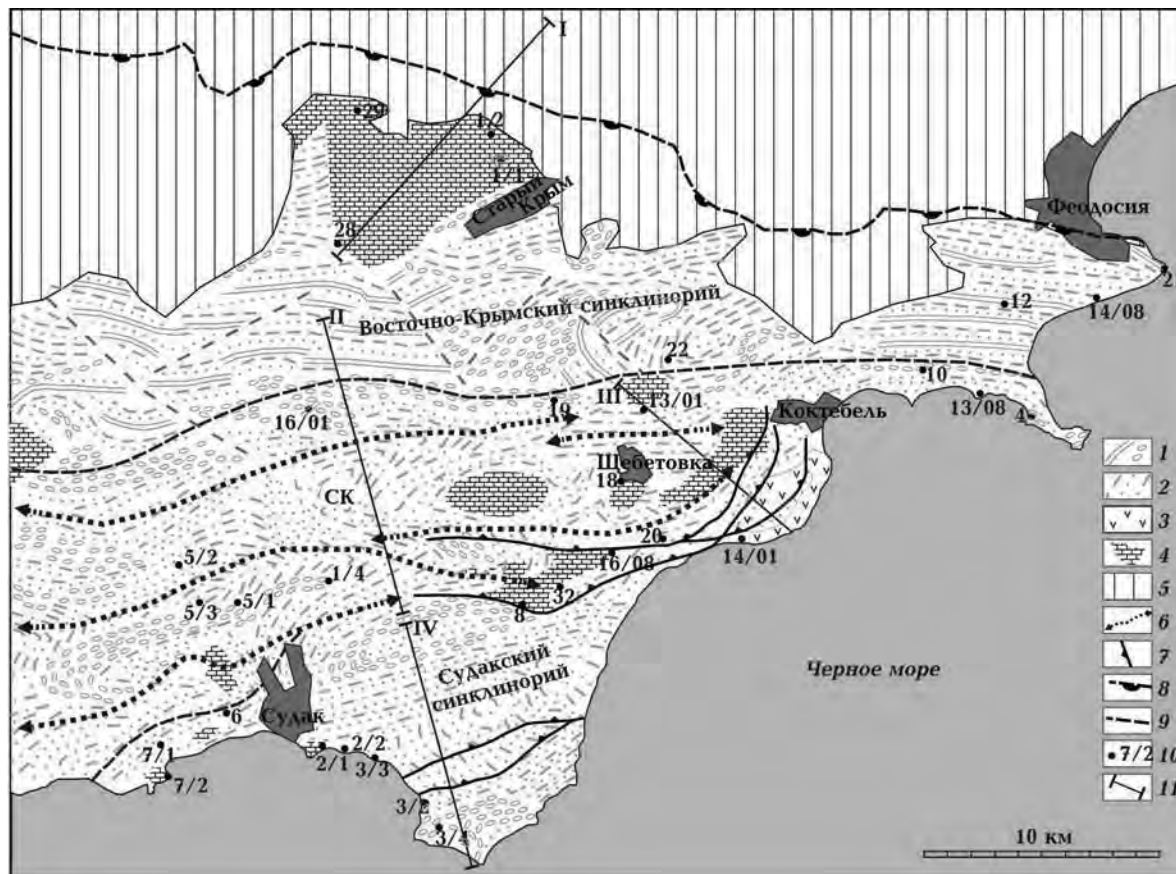
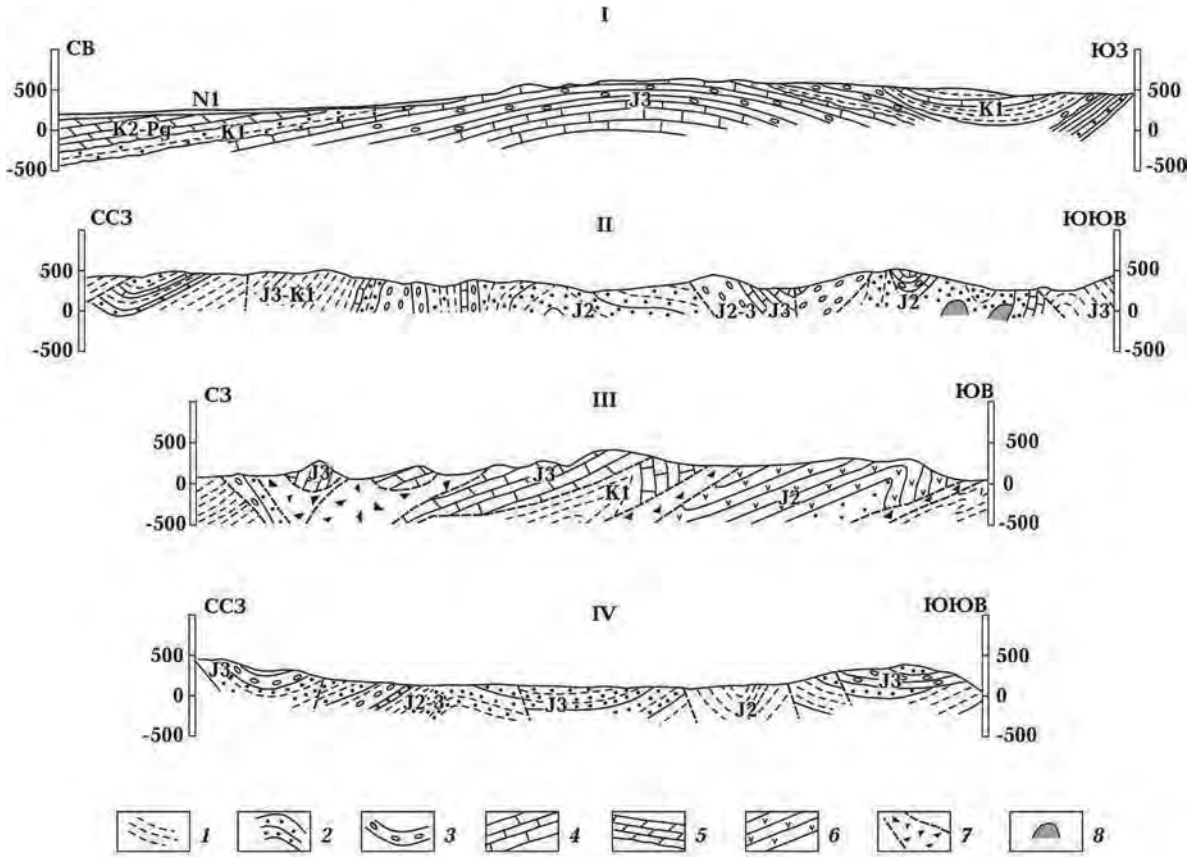


Рис. 1. Схема тектоники Восточного Горного Крыма (по [Кизевальтер, Муратов, 1959; Геологическая ..., 1984; Вознесенский и др., 1988]): 1, 2 — породы горнокрымского комплекса ( $T_3 - K_1$  (по Л. С. Борисенко и Н. Н. Новичу)): известняки, конгломераты (1), глины, песчаники, флиш (2); 3 — вулканические образования Карадага ( $J_2$ ); 4 — известняковые массивы ( $J_3$ ); 5 — чехол Скифской плиты ( $K_2 - N$ ); 6 — оси антиклинальных складок; 7 — надвиги; 8 — граница современного орогена Горного Крыма; 9 — границы структурных зон; 10 — точки наблюдений; 11 — геологические разрезы (см. рис. 2). СК — Судакско-Карадагская складчато-надвиговая зона.

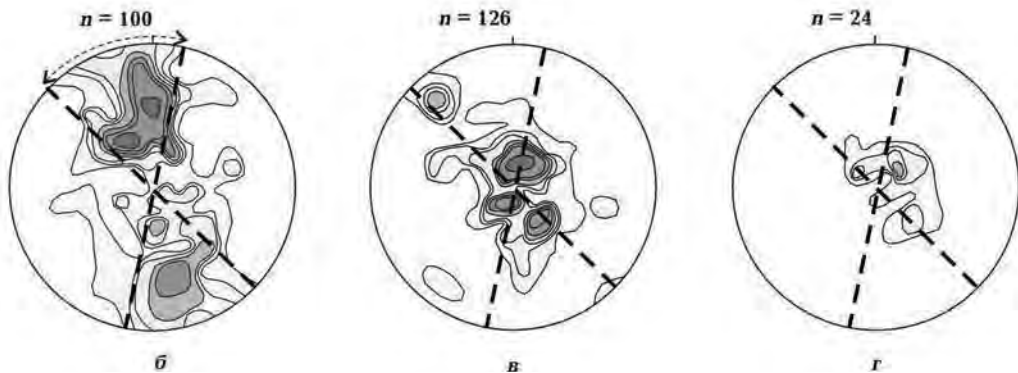


высокую степень деформированности, выделяется пояс тектонического меланжа в осевой части зоны [Паталаха и др., 1995]. Вергентность

структур в основном южная, но на северном крыле породы достигают опрокинутого к северу залегания, что придает Судакско-Карадаг-



а



б

в

г

Рис. 2. Геологические разрезы Восточного Горного Крыма: а — I — по Н.С. Крутику (1974), II и IV — по В.Н. Рыбакову и др., (1981, 1988), III — по [Юдин, Клочко, 2001]; расположение см. на рис. 1; б—г — стереограммы плотности полюсов слоистости (сводные Судакско-Карадагской зоны (б) и Восточно-Крымского и Судацкого синклиориев (в), известнякового массива Агармыш (западнее пос. Старый Крым) (г)); n — количество замеров; пунктирные линии — границы секторов, аппроксимирующих максимумы плотности полюсов слоистости Судакско-Карадагской зоны. Здесь и далее используется сетка Вульфа, верхняя полусфера.

ской зоне черты дивергентного пояса, мало характерные для Горного Крыма в целом. Простирание структур выдержанное субширотное — восточно-северо-восточное (исключение составляет разворот надвигов к северу в районе Карадага, который, впрочем, оспаривается [Юдин, Герасимов, 1997]). Обособление Судакского синклиория от Судакско-Карадагской зоны подчеркивается фациальным переходом на уровне верхнеюрских образований [Бызова, 1980]. В его пределах существенно снижается выраженность сжатой складчатости и надвигов вплоть до появления участков слабдеформированных толщ (п-ов Меганом, разрез IV), что сближает его с Восточно-Крымским синклиорием.

Приводятся и другие данные, высвечивающие характер неоднократного деформирования ВГК. В частности, подчеркивается проявление праводвиговых смещений вдоль разломов субширотного простирания, разделяя ВГК на ряд сдвиговых пластин [Вознесенский и др., 1988]. Авторы допускают, что в первую очередь проявились сдвиговые перемещения, за которыми последовало надвигообразование. Выделяется система продольных литрических сбросов, развитие которых связывается с процессами позднекайнозойского погружения литосферы Черного моря [Милеев и др., 2009].

Пространственные особенности складчатой структуры ВГК отображают стереограммы плотности полюсов слоистости (см. рис. 2, в, г). Расположение основных максимумов полюсов Судакско-Карадагской зоны указывает на преимущественное развитие среднесжатых складок субширотного — северо-восточного простирания. Слои с северным падением преобладают, что говорит о складчатой асимметрии и южной вергентности. Полюса в целом вписываются в контуры двух секторов, раскрывающихся в северо-северо-западном и юг-юго-восточном направлениях. Их угловой диапазон обозначает вероятный спектр ориентировок осей сжатия поля напряжений, связанного с завершающим складкообразованием. О наличии складчатых структур иной генерации говорит восточно-северо-восточный тренд полюсов слоистости в центре стереограммы, выходящих за рамки выделенных секторов сжатия. Эти полюса указывают на возможное проявление субширотного — северо-восточного сжатия. Сводная стереограмма Судакского и Восточно-Крымского синклиориев (см. рис. 2, в) характеризуется концентрацией полюсов в центральной части и отображает преобладание пологих складок и моноклиналей субширотного, северо-за-

падного и северо-восточного простираний. Максимумы полюсов на стереограмме имеют тенденцию к смещению за границы секторов сжатия Судакско-Карадагской зоны. Усиление этой тенденции хорошо видно на участке Агармыш Восточно-Крымского синклиория (см. рис. 2, г), где основная часть полюсов располагается в северо-восточном секторе стереограммы, соответствующая пологой моноклиальной структуре северо-западного простирания. Можно предположить, что пологие складчато-моноклиальные формы "синклиориев" на самом деле являются интерференционными, сформированными вследствие нескольких этапов деформаций. Наиболее часто фиксируемое присутствие северо-западных простираний позволяет наметить наиболее выраженное действие северо-восточного сжатия. Сделанные выводы о неоднократности деформаций сжатия подтверждаются ниже данными кинематической реконструкции полей напряжений.

Отсутствие доминирующей складчатости на пространствах Восточно-Крымского и Судакского синклиориев, признаки разновозрастных складкообразовательных движений приводят к неопределенности в относительной возрастной привязке реконструируемых полей напряжений по принципу "до и после складчатости" [Saintot et al., 1999; Saintot, Angelier, 2002; Navabrou et al., 2007; Гончар, 2013]. Далее при интерпретации полученных данных термин "доскладчатое" используется в региональном контексте: доскладчатым считается поле, проявившееся в пределах всего ВГК до завершающей складчатости Судакско-Карадагской зоны. Локальное до- или послескладчатое напряженное состояние соотносится с деформационной обстановкой отдельного обнажения. Сравнение локальных деформационных обстановок Восточно-Крымского и Судакского синклиориев с таковыми соседней Судакско-Карадагской зоны дает возможность их объединения по характеристикам напряженного состояния в региональные поля. Статистика до- и послескладчатых обстановок с учетом анализа наложенной складчатости позволяет обосновать относительную временную последовательность региональных полей (см. [Гончар, 2013]).

**Выделение до- и послескладчатых обстановок деформирования по участкам.** Применяется методика реконструкции наложенных полей напряжений, развитая в рамках кинематического подхода О. И. Гущенко [Гончар, 2013]. Основу анализа в ней составляет вероятностная стереограмма (ВС), отражающая историю

деформирования посредством рассчитываемых максимумов вероятности осей главных нормальных напряжений. В каждой серии представленных стерерограмм (рис. 3,  $a-r$ ), характеризующих одну точку наблюдений (по участкам, расположение см. на рис. 1), первой идет фактическая ВС, за ней, по мере расшифровки, могут следовать обратноповернутая, модельная (содержит ориентировки реконструированных осей, траектории теоретических касательных напряжений и выборку соответствующих векторов смещений) и остаточная фактическая стереограммы. При обратном вращении, в случае разброса в углах наклона слоев, но при сохранении тенденции к моноклиальному залеганию, использовалась средняя величина падения. В случае точки 14/08 в доскладчатое положение возвращались раздельно смещения, принадлежащие разным крыльям складки. Представленный анализ и выводы по действовавшим обстановкам не исчерпывают проявленных хрупких деформаций. Как правило, анализ останавливался, когда оставшиеся смещения теряли статистическую представительность. Стратиграфическая привязка дается согласно [Геологическая ..., 1984; Вознесенский и др., 1988].

**Восточно-Крымский синклиорий.** Характеризующие его ВС (см. рис. 3,  $a$ ) отличаются относительно простой структурой. В конгломератах титона на северо-восточной окраине массива Агармыш (т. н. 1/1) по горизонтальному максимуму оси сжатия на фактической ВС определяется послескладчатое сдвиговое поле северо-западного сжатия и северо-восточного растяжения. На ней же по совпадению максимума оси растяжения с плоскостями напластования, а максимума оси сжатия — с полюсами слоистости видно присутствие доскладчатого поля сбросового типа. Возвращением напластования в горизонтальное положение восстанавливаются ориентировки доскладчатого поля на обратно повернутой ВС: сбросовое поле с северо-восточным растяжением. К доскладчатому также следует относить сдвиговое поле меридионального сжатия и широтного растяжения, которое реконструируется в соседней точке 1/2, так как соответствующие максимумы осей ложатся на дуги плоскостей напластования. Вместе с тем пологий наклон не позволяет отрицать возможность проявления здесь той же системы напряжений с горизонтальным положением осей, относящихся к послескладчатому этапу.

На фактической ВС т. н. 28 (юго-западная оконечности массива Агармыш, известняки ти-

тона) четко проявлена картина последовательного проявления двух полей напряжений, разделенных этапом вращения слоев. О присутствии доскладчатых хрупких деформаций свидетельствует пара максимумов, создающих с напластованием совпадающую систему: максимум оси растяжения лежит на траектории напластования, полюс напластования — в пределах максимума оси сжатия. Послескладчатым является взбросовое поле северо-западного субгоризонтального сжатия. Для него построена модельная стереограмма. На основе оставшихся смещений рассчитаны обратноповернутые ВС для случаев одно- и двухэтапной складчатости. На основе обеих устанавливается идентичное доскладчатое растяжение в западно-северо-западном направлении. В т. н. 29 на северо-западном фланге массива Агармыш диагностируется доминирующая обстановка сдвигового типа (сжатие в северо-западном направлении), относительный возраст которой не определен ввиду отсутствия маркеров напластования. Т. н. 22 располагается вблизи границы с Судакско-Карадагской зоной и характеризует породы нижнего мела. Деформационная обстановка тут близка к взбросо-сдвиговой, ось максимального сжатия ориентирована в субмеридиональном направлении.

Т. н. 12, 14/08 и 21 представляют ситуацию вблизи восточного замыкания синклиория. В точке 12 (обломочные известняки, конгломераты  $J_{3тл}$ ) согласно двухэтапной схеме вращения в категорию доскладчатых полей попадают два близких направления северо-восточного сжатия. По одноэтапной схеме вращения среднее направление сжатия выявляется то же, однако раздвоения максимумов оси сжатия не улавливается. В прибрежной зоне (т. н. 14/08, глины  $J_{3тл}$ ) замеры были сделаны в различных крыльях антиклинали западно-северо-западного простириания. Для построения обратноповернутой стереограммы производилось возвращение смещений в доскладчатое состояние путем раздельного вращения обоих крыльев. В итоге получена стереограмма, незначительно отличающаяся от фактической по расположению максимумов, но с усилением последних на два пункта. Такой эффект рассматривается как указание на доскладчатый характер установленного поля сбросового типа, характеризуемого северо-западным слабонаклонным растяжением. На мысе Ильи (т. н. 21, известняки титона) доминирует послескладчатое сдвиговое поле западно-северо-западного сжатия. Более слабый максимум указывает на вероятное присутствие

здесь также обстановки сжатия в восток-северо-восточном направлении.

Таким образом, согласно представленным данным, в пределах Восточно-Крымского синклиория преобладают сдвиговые и сбросовые поля напряжений, что согласуется с общим стилем его строения — пологим залеганием пород и отсутствием линейной складчатости. В северо-западной части территории ориентировки

оси сжатия соответствуют северо-северо-западному и субмеридиональному направлениям, на востоке проявляется западно-северо-западное направление наряду с северо-западным (т. н. 12), что может говорить о двух этапах сжатия.

Судакско-Карадагская зона (см. рис. 3, б, в), как уже говорилось, отличается развитием интенсивной линейной складчатости, в условиях которой наиболее отчетливо диагностиру-

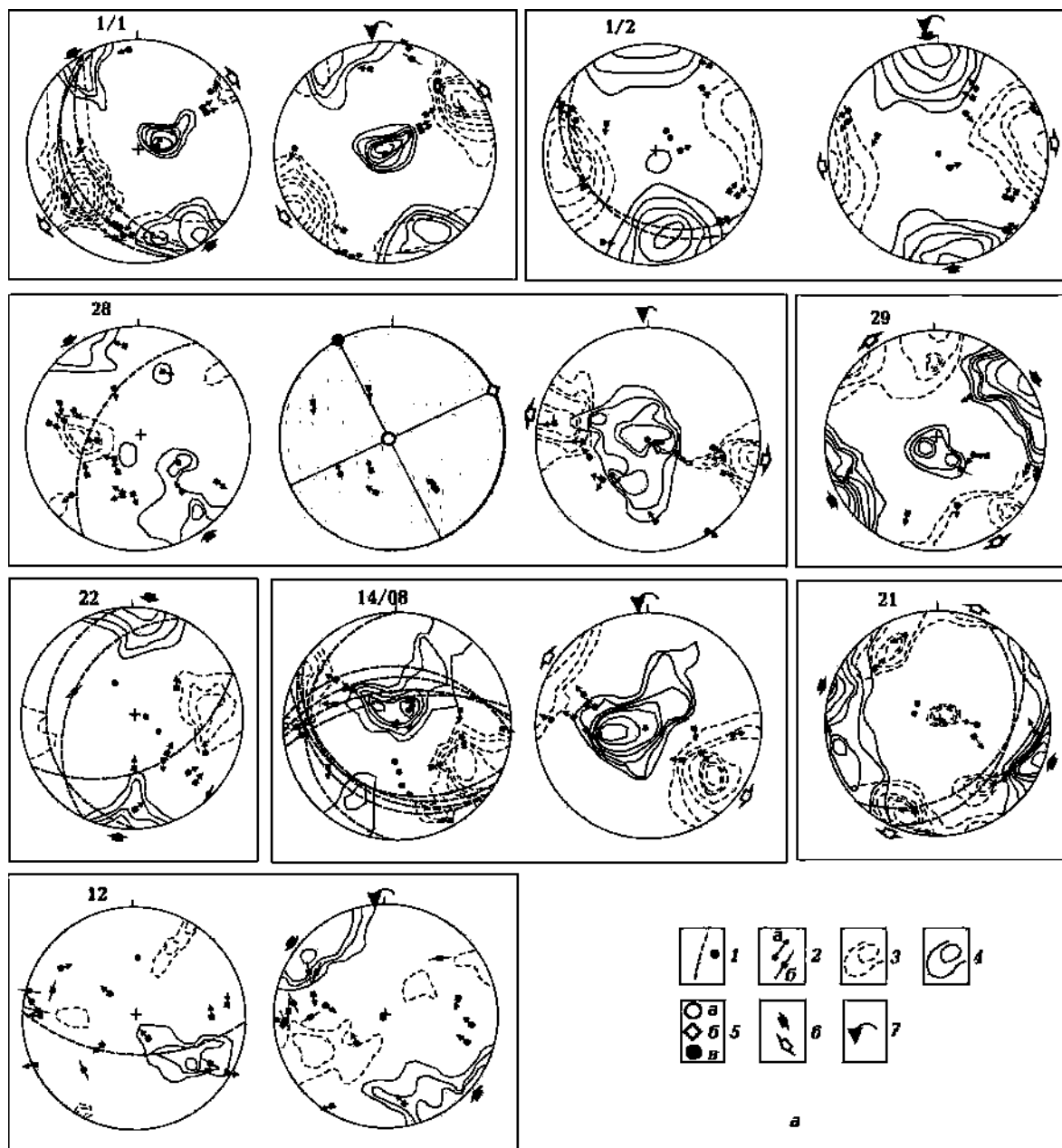
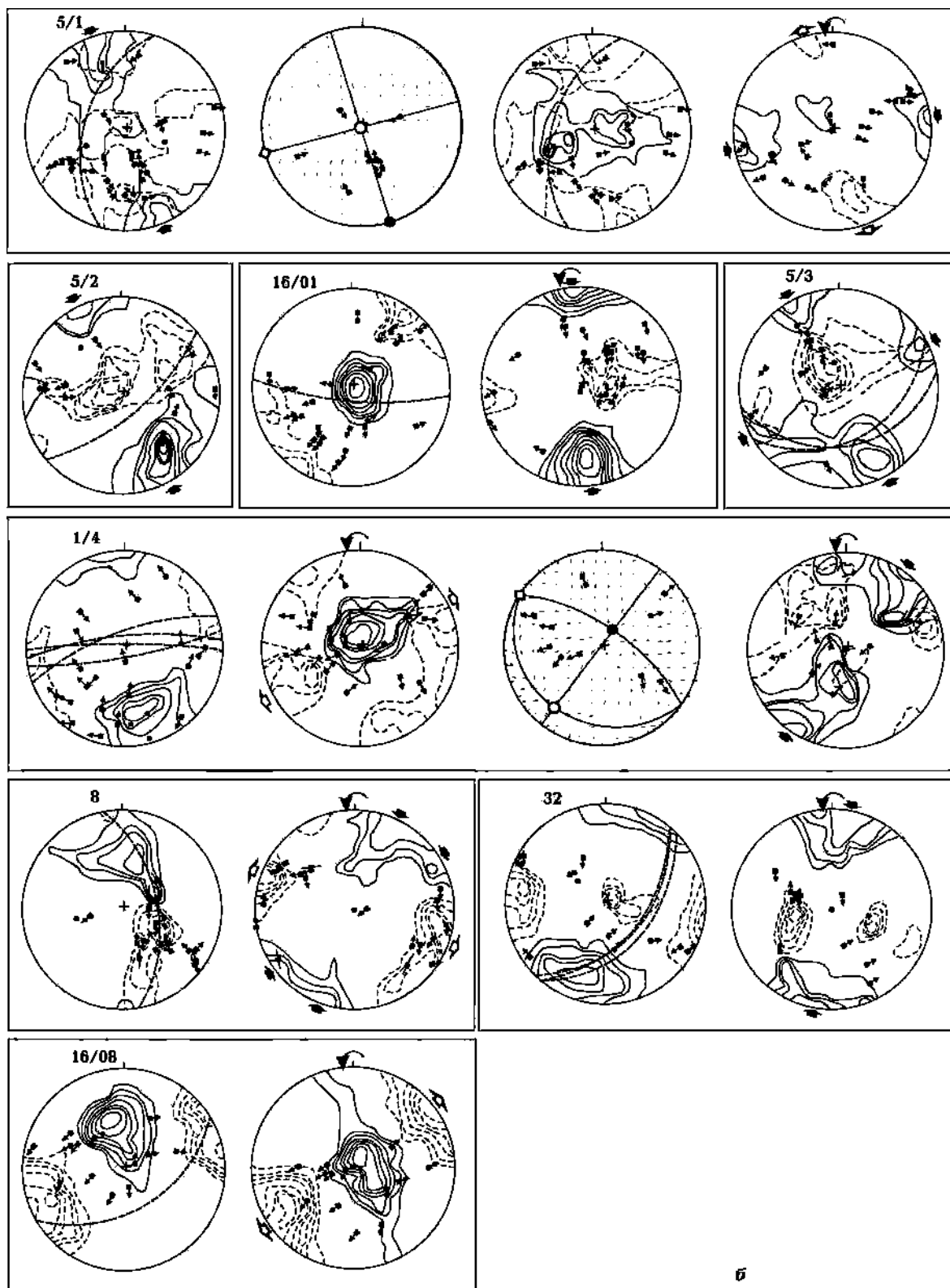


Рис. 3. Стереогаммы, иллюстрирующие фактические данные, стадии реконструкции главных осей напряжений и определение до- и послескладчатых деформационных обстановок в точках наблюдений (см. рис. 1): а — Восточно-Крымского синклиория, б и в — Судакско-Карадагской зоны, г — Судакского синклиория (1 — дуга и полюс слоистости; 2 — вектор смещения при установленном (а)

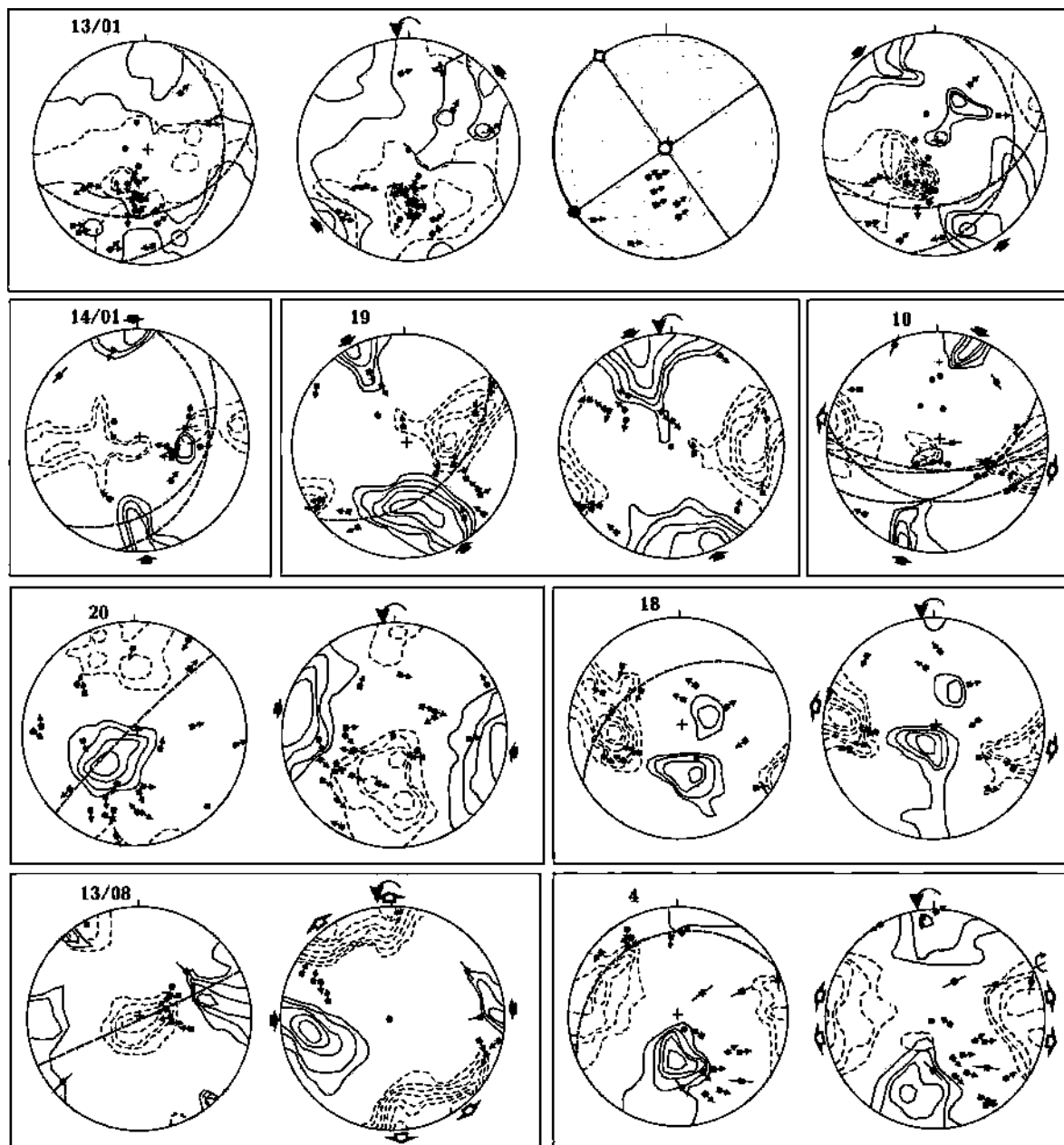


б

и невыясненном (б) типе подвижки; 3, 4 — изолинии вероятностей положений осей растяжения и сжатия, соответственно; 5 — установленные положения на сфере осей главных нормальных напряжений растяжения (а), промежуточной (б), сжатия (в); 6 — направления действовавших горизонтальных осей сжатия (черная стрелка) и растяжения (светлая); 7 — обозначение обратноповернутых ВС.

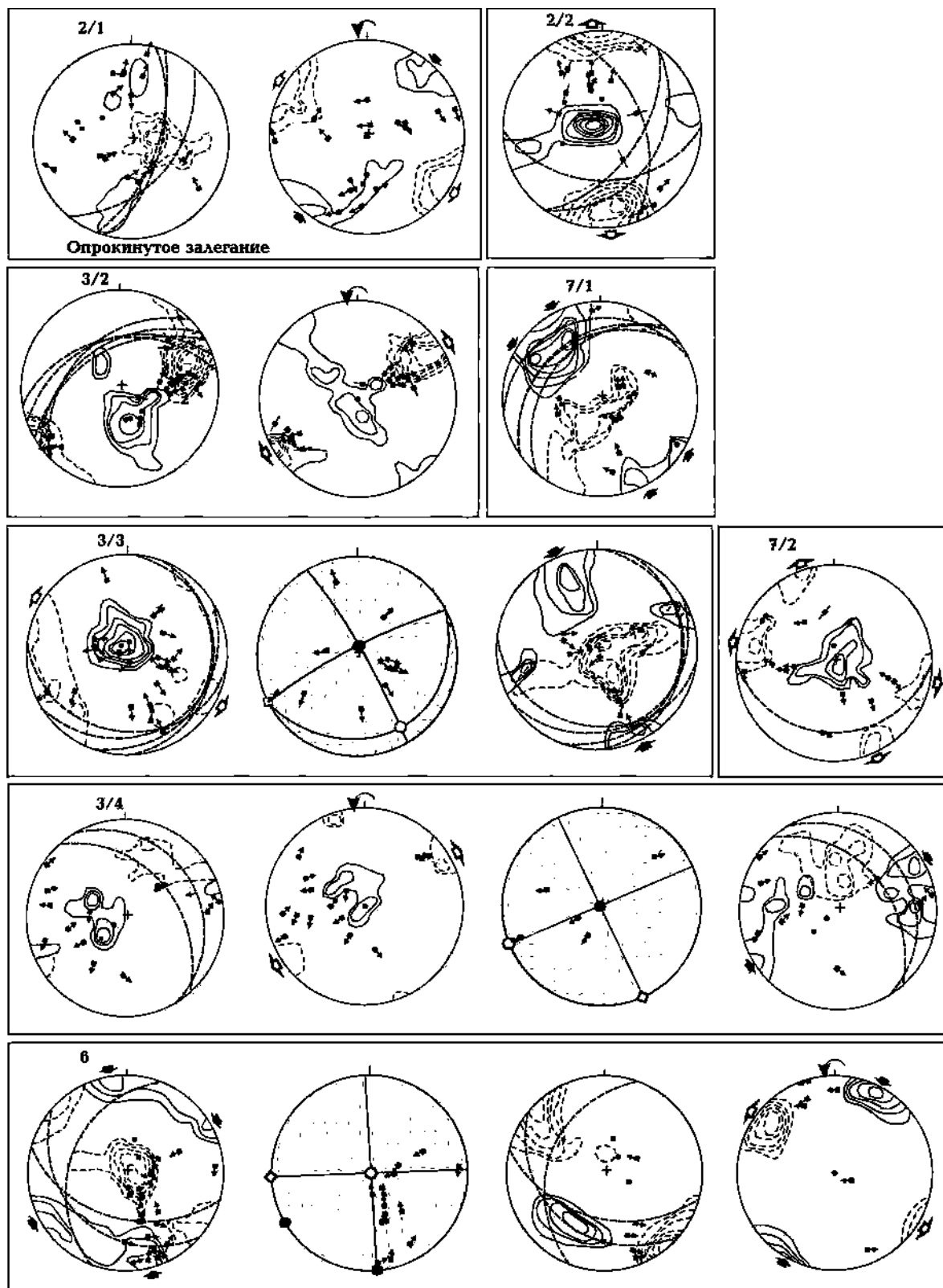
ются до- и послескладчатые поля напряжений. В западной части (т. н. 5/1, 5/2 и 5/3 — частично меланжированные породы верхней юры) на фактических стереограммах уверенно определяются послескладчатые обстановки северо-западного сжатия. Для наиболее представительной группы смещений т. н. 5/1, после выделения соответствующих доминирующему полю подвижек (вторая слева модельная стереограмма), рассчитана вторичная ВС, с помощью

которой дискриминирован максимум оси сжатия, совпадающий с плоскостью слоистости, что говорит о присутствии доскладчатого поля напряжений. Обратноповёрнутая стереограмма характеризует его как сдвиговое поле, с восточно-северо-восточной осью сжатия. Для т. н. 5/3 также определяется сжатие в северо-восточном направлении, но относительную временную позицию для него определить не удастся, так как максимум находится в нейтраль-



■

Рис. 3 (продолжение).



г

Рис. 3 (окончание).

ном положении — на оси простирания (вращения) слоев.

Фактические ВС т. н. 16/01 (пос. Лесное, известняки  $J_3$ ) и 32 (г. Эчки-Даг, известняки  $J_3$ ) демонстрируют совпадение максимумов осей и слоистости. Обратноповёрнутые стереограммы для них построены с использованием одно- и двухэтапной схем вращения. Действие двухэтапной схемы приводит к тому, что в каждой точке ось сжатия из субмеридионального положения смещается к северо-северо-западному (т. н. 16/01) и северо-восточному (т. н. 32). Тем самым усиливается присутствие двух основных направлений сжатия в регионе. Ситуация на ВС точки 1/4 (терригенные, частично меланжированные породы в районе пос. Дачное) трактуется как совпадающая для максимума оси сжатия и полюсов слоистости, расчет обратноповёрнутой стереограммы приводит к распознаванию доминирующей обстановки северо-восточного доскладчатого растяжения. Выведение соответствующих ей смещений и повторный расчет обратноповёрнутой ВС обнаруживает присутствие также доскладчатого северо-восточного сжатия. На фактической ВС т. н. 8 (пос. Солнечная Долина, известняки  $J_3$ ) выразительно проявлена совпадающая наклонная система максимумов оси сжатия и растяжения, поворот которой в исходное положение дают два идентичных направления северо-восточного сжатия полей взбросового типа. Чуть дальше к востоку в т. н. 16/08 (песчаники  $J_3$ ) в качестве доскладчатого определяется обстановка северо-восточного растяжения.

В т. н. 20 (у западного фланга горного массива Карадаг) направление оси сжатия взбросового доскладчатого поля уточняется с помощью двухэтапного обратного вращения, в итоге получается северо-западное направление вместо запад-северо-западного при одноэтапном вращении. По данным соседней т. н. 14/01 можно говорить о послескладчатом субмеридиональном сжатии, хотя "захват" изолиниями оси сжатия дуг слоистости свидетельствует о вероятности близкого по направлению доскладчатого сжатия.

В т. н. 13/01 (г. Арды-Кая, известняки, песчаники) выявлено сложное наложенное деформированное состояние, о чем говорит фактическая ВС со сниженными величинами локальных максимумов. После возвращения смещений в доскладчатое положение и расчета обратноповёрнутой ВС уровень максимумов повышается, при этом проявляется взбросовая обстановка северо-восточного сжатия. Остаточным на вторичной фактической ВС оказы-

вается послескладчатое поле северо-западно-го сжатия. Точка 19 (конгломераты титона вблизи границы с Восточно-Крымским синклиналием) интересна тем, что максимум оси сжатия на фактической ВС образует пояс, протягивающийся от дуги слоистости до края стереограммы. Тем самым обозначается унаследованный (соскладчатый) характер северо-восточного сжатия, что может отражать возможное совмещение хрупкой деформации и вращения пласта. Двухэтапное обратное вращение дает смещение оси сжатия доскладчатого поля в сторону субмеридионального направления. В т. н. 18 (западная окраина с. Щебетовка) диагностируется доскладчатое западно-северо-западное растяжение.

На востоке Судакско-Карадагской зоны западно-северо-западное растяжение фиксируется в т. н. 10 и 4 (конгломераты  $J_3$ ). В первом случае оно сопряжено с постскладчатым сжатием северо-северо-восточного направления и образует сдвиговую обстановку, во втором определяется как доскладчатое, которому соответствует пологонаклонное сжатие. В соседней с точкой 4 т. н. 13/08, напротив, восстанавливаются доскладчатые обстановки сдвигового (сбросо-сдвигового) деформирования, в которых растяжение ориентировано субмеридионально и в северо-западном направлении, а сжатие — субширотное. Появление здесь субширотного ориентированного сжатия коррелирует с обстановкой в Феодосийском районе (т. н. 21).

Судакский синклиналий характеризуется преобладанием обстановок растяжения над сжатием (см. рис. 3, г), что было отмечено ранее [Гончар, 2003; Паталаха и др., 2003]. В т. н. 2/1 (побережье к востоку от Судака, известняки  $J_3$ ) породы находятся в опрокинутом залегании, а максимумы осей демонстрируют совпадающую систему. В этом случае результаты после одно- и двухэтапного обратного вращения кардинально расходятся: доминирующее сдвиговое поле с северо-восточным сжатием в первом случае и с северо-западным — во втором. В соседней т. н. 2/2 (терригенные флишеидные толщи  $J_2$ ) доминирует, по-видимому, послескладчатое сбросовое поле субмеридионального растяжения. Далее к востоку (т. н. 3/3) реконструируется доскладчатое растяжение в северо-восточном направлении. В западной части п-ва Меганом (т. н. 3/2 и 3/4 (конгломераты  $J_3$ )) также преобладают обстановки растяжения (в последнем случае — очевидно доскладчатого), а горизонтальное сжатие (в субмеридиональном и северо-восточном



направлениях) здесь диагностируется на основе остаточных фактических ВС. Для т. н. 3/4 можно предполагать, что северо-восточное сжатие проявилось после выведения слоев из горизонтального положения.

На запад от Судака доминирующее сжатие в западно-северо-западном направлении определяется в районе г. Перчем и на ее восточном продолжении (т. н. 6 и 7/1), причем если в первом случае сжатие послескладчатое, то в последнем оно явно проявилось до наклона слоев. Малый наклон слоев определяет значительную вероятность того, что сжатие здесь продолжалось и после вращения. Эти направления и тип поля позволяют соотносить реконструированные обстановки с этапом основной складчатости в соседней Судакско-Карадагской зоне. На остаточной фактической стереограмме т. н. 6 выделяется наклонный максимум оси сжатия, совпадающий с плоскостями наклона слоев. Очевидно, что он отображает доскладчатое северо-восточное сжатие. В соседней т. н. 7/2 (Новый Свет, известняки J<sub>3</sub>) опять-таки диагностируется растяжение в северо-северо-западном и западно-северо-западном направлениях. К послескладчатому более уверенно можно отнести первое.

**Временная привязка и вероятная природа полей напряжений.** Данные по доскладчатым и послескладчатым деформациям в разных точках были статистически обработаны с помощью диаграмм направлений главных осей [Гончар, 2013]. Как следствие установлено, что спектр направлений субмеридионального—северо-западного сжатия является сингенетичными основной складчатости субширотного—северо-восточного простириания. Соответствующие им обстановки наиболее часто регистрируются в пределах Судакско-Карадагской зоны (что естественно), но они также проявлены к югу и северу от нее в пределах "синклиналиев". Выделяем эту группу осей сжатия в региональное, наиболее молодое поле напряжений, связанное с формированием завершающей складчатости ВГК (рис. 4, а). Полюю основного этапа складчатости противостоят северо-восточные и западно-северо-западные ориентировки осей сжатия, действие которых не соотносится с основной складчатостью. Весьма вероятно, что с ними связано формирование ранних пологих складок, диагностированных выше по распределению полюсов слоистости (см. рис. 1). Более поздними, по-видимому, являются направления северо-восточного сжатия. Соответствующие им тензоры напряжений рас-

пространены во всех трех зонах ВГК, но концентрируются также в пределах Судакско-Карадагской зоны (рис. 4, б—г). Таким образом, следует говорить о доскладчатых (в широком смысле) полях северо-восточного и западно-северо-западного сжатия, которым соответствуют взбросо-сдвиговые типы тензоров напряжений. Реконструируемые обстановки растяжения (сбросовые и сбросо-сдвиговые типы тензоров) распределены более-менее равномерно по исследуемой территории (рис. 4, д). Намечаются два регулярных поля напряжений с северо-восточным и северо-западным направлениями растяжения. Они должны быть наиболее ранними, предшествовавшими этапам сжатия, по крайней мере — северо-восточному сжатию и этапу основной складчатости [Гончар, 2013]. Обстановки послескладчатого растяжения в субмеридиональном направлении локально проявлены на побережье вблизи Судака и их отношение к основному складчатому событию остается неопределенным.

Абсолютная временная привязка полей напряжений и тесно связанная с ней их геодинамическая интерпретация могут быть проведены на основе существующих представлений о ключевых событиях тектонической эволюции Крымско-Черноморского региона в мезо-кайнозойе [Никишин и др., 2001; Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006]. Многовариантность трактовок при этом пока остается неизбежной. Определяющим является выбор времени проявления основной складчатости ВГК и соответствующего ей поля напряжений субмеридионального—северо-западного сжатия, идентифицированного в качестве наиболее позднего. Попытаемся остаться в рамках традиционного отнесения времени завершающей складчатости в Горном Крыму к раннему мелу [Геология ..., 1969; Никишин и др., 2001; Милеев и др., 2009]. В этом случае несколько фаз тектогенеза (чуть ли не всю деформационную историю ВГК) необходимо вместить во временной интервал, не выходящий за рамки раннего мела, что маловероятно, как маловероятным был бы и следующий из такого допущения сценарий тектонически стабильного ("плитного") развития Горного Крыма после раннего мела. Следовательно, этап складчатости Судакско-Карадагской зоны должен быть существенно отодвинут вверх по временной шкале. Наиболее верным представляется отнесение его к периоду аравийской коллизии, инициировавшей обстановку северо-западного—субмеридионального сжатия в Черноморском

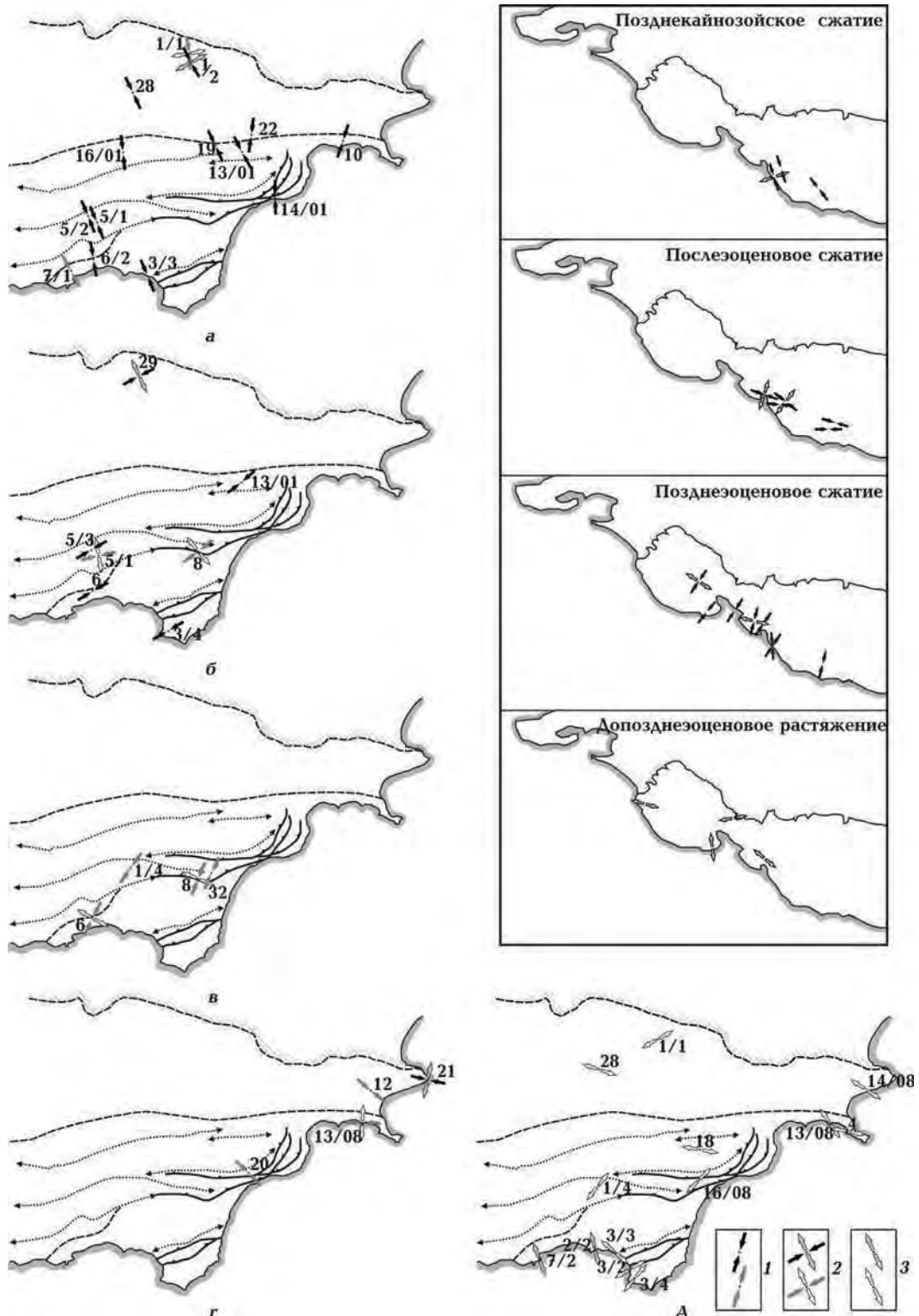


Рис. 4. Реконструированные региональные поля напряжений ВГК: а — поле субмеридионального—северо-западного сжатия, ответственное за формирование завершающей складчатости; б—г — доскладчатые поля, соответствующие выделенным группам осей сжатия, ориентированным в северо-восточном и западно-северо-западном (г) направлениях; в — поля доскладчатого растяжения (1—3 — ориентировки горизонтальных главных осей в деформационных обстановках взбросового и взбросо-сдвигового (1), сдвигового (2), сбросового и сбросо-сдвигового (3) типов в локальном послескладчатом (вверху) и доскладчатом (внизу) выражении). На врезке — последовательность полей напряжений Северо-Западного Кавказа, по данным [Saintot, Angelier, 2002].

регионе [Никишин и др., 2001; Паталаха и др., 2003]. Тогда нижней временной границей выделенных четырех полей доскладчатых напряжений (двух сбросовых и двух взбросо-сдвиговых) следует считать берриас как возрастной предел накопления горнокрымского осадочного комплекса [Милеев и др., 2009], верхний — поздний олигоцен — ранний миоцен — время начала аравийской коллизии. Получаемый значительный интервал эволюции вмещает достаточное число региональных тектонических событий, с которыми можно увязать реконструируемые поля.

Одним из вариантов интерпретации доскладчатого поля северо-восточного сжатия может быть отнесение его на счет заключительной фазы позднекиммерийского тектогенеза в раннем мелу в обстановке коллизии [Юдин, Герасимов, 1997; Милеев и др., 2009]. Другой вариант — отнесение его с глобальным инверсионным процессом в Черноморском регионе, начавшимся в позднем эоцене и приведшим к закрытию бассейна Большого Кавказа [Хаин, 1994; Никишин и др., 2001]. Последний кажется предпочтительным ввиду близости ориентировок осей сжатия этого поля ВГК с ориентировками осей соскладчатого поля Северо-Западного (СЗ) Кавказа [Saintot, Angelier, 2002] (см. рис. 4, врезка). Есть данные о проявлении северо-восточного сжатия в Добрудже в палеогене, сменившим меловое растяжение [Huppel, 2002]. Учитывая намечающееся разделение обобщенного направления северо-восточного сжатия в пределах ВГК на две фазы (см. [Гончар, 2013]), на будущее необходимо иметь в виду возможность выделения на их основе двух разновозрастных этапов.

Привязка реконструированных полей напряжений сбросового типа более очевидна — их следует воспринимать как проявление рифтогенных процессов в регионе, приведших к образованию Каркинитского прогиба, Западно- и Восточно-Черноморской субокеанических впадин. Наиболее ранний Каркинитский прогиб связан с ранне-среднемеловыми событиями [Тектоника ..., 1988; Никишин и др., 2001]. Многие исследователи обосновывают более древнее происхождение Западно-Черноморской впадины по отношению Восточно-Черноморской [Golmshtok et al., 1992; Казмин, Тихонова, 2006; Гончар, 2009], определяя средне-позднемеловое время заложения для первой и палеоцен-эоценовое для второй, хотя приводятся аргументы и в пользу одновременного начала их развития в позднем мелу [Никишин и др., 2001; Шрейдер, 2005]. Так или иначе, фиксируемые в ВГК этапы растяже-

ния, — более ранние, чем этапы сжатия, — могут соотноситься с актами задугового рифтогенеза, происходившими в интервале от среднего мела до эоцена. Нужно отметить возможность конседиментационного развития некоторых сбросов в отложениях горнокрымской серии, так что частично растяжение может быть связано с позднеюрскими — раннемеловыми этапами еще бассейнового периода, с которым был связан развал известняковой плиты титона [Sheremet et al., 2016].

Поля напряжений ВГК и намеченная их временная последовательность во многом совпадают с определениями этапов тектогенеза на СЗ Кавказе, приведенными в работе [Saintot, Angelier, 2002]. Согласно этим данным (см. рис. 4, врезка), основные поля СЗ Кавказа (некоторые здесь опущены) — это поля взбросового и сдвигового типов с северо-северо-западным, запад-северо-западным и северо-восточным направлениями действия осей сжатия. Последнее определяется как соскладчатое позднеэоценовое поле напряжений. Также диагностируются доскладчатые сбросовые обстановки с варьирующими направлениями осей растяжения. Сопоставление реконструкций для двух складчатых областей дает представление о распределении напряжений в северо-восточной части Черноморского региона в разные периоды. Сбросовые и сбросо-сдвиговые режимы, предшествовавшие сжатию и складчатости на Кавказе, авторы [Saintot, Angelier, 2002] относят на счет позднемелового рифтогенеза, приведшего к раскрытию Восточно-Черноморской впадины, а также на счет реактивации режима растяжения в эоцене. Северо-восточные направления доскладчатых обстановок сжатия в ВГК могут быть сопоставлены с проявлениями соскладчатого сжатия на СЗ Кавказе в позднем эоцене — олигоцене. После изменения геодинамической обстановки в позднем олигоцене — раннем миоцене сжатие в северо-северо-западном направлении (послескладчатое для СЗ Кавказа) стало соскладчатым полем напряжений ВГК. Без особых трансформаций оно продолжило функционировать в коллизионных условиях [Паталаха и др., 2003]. Поле западно-северо-западного сжатия ВГК также находит свой аналог в пределах СЗ Кавказа, где оно диагностируется в основном как послескладчатое, хотя есть и доскладчатые определения данной ориентировки сжатия [Saintot, Angelier, 2002]. Природа этого поля остается неясной. Предположительно, вслед за авторами указанной работы, его можно связывать с начальным этапом ара-

вийской коллизии, когда опережающее сжатие и орогенное поднятие ядра Большого Кавказа оказывало боковое давление на соседние области СЗ Кавказа и ВГК. Аналогичная ВГК тенденция в последовательности полей напряжений установлена и в Юго-Западном Крыму [Муровская, 2012; Муровская и др., 2014]. Там на ранних альпийских этапах (поздний мел—эоцен) доминирует растяжение, которое прерывается фазами сжатия в сантоне и на рубеже палеоцена и эоцена; с олигоцена наступает тотальное преобладание условий сжатия.

Таким образом, получаемое соответствие результатов для Горного Крыма и Кавказа подтверждает региональный характер реконстру-

ированных полей напряжений и позволяет сделать вывод о коррелятивности деформационного развития этих территорий. С учетом этого в дальнейшем может строиться общая схема их палеогеодинамики.

**Геодинамическая интерпретация этапности развития ВГК.** В приводимых ниже построениях учитываются опубликованные данные о развитии Черноморского региона [Копп, Щерба, 1998; Никишин и др., 2001; Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006] и ВГК [Юдин, Клочко, 2001]. Палеовпадину ВГК можно рассматривать как часть общего мезозойско-го бассейна, протягивавшегося от Добруджи до Каспия. Коллизия Мизийского микроконтинен-

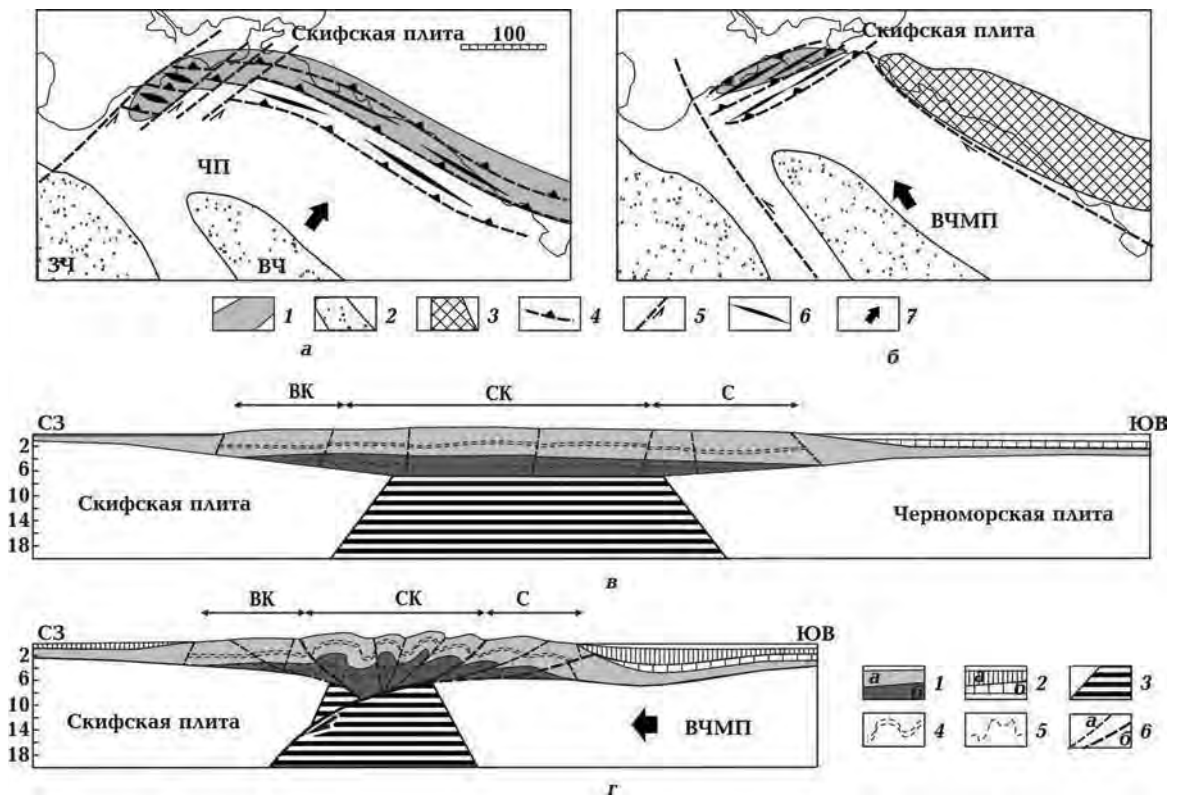


Рис. 5. Модели тектонического развития Восточного Горного Крыма в позднем кайнозое: *а* и *б* — палеотектонические схемы северо-восточного угла Черноморского региона в позднем эоцене (*а*) и позднем неогене (*б*) (ВЧ — Черноморская плита, ВЧМП — Восточно-Черноморская микроплита) (1 — основание Большекавказского субокеанического бассейна; 2 — субокеанические трюги Западно- и Восточно-Черноморский (ЗЧ и ВЧ); 3 — ороген Большого Кавказа; 4–6 — деформации чехла бассейна: надвиги (4), сдвиги (5), складки (6); 7 — направление смещения Черноморской (Восточно-Черноморской) плиты; *в* и *г* — соответствующие палеотектоническим схемам по времени гипотетические разрезы вкрест простирания палеобассейна ВГК, показывающие характер деформаций горнокрымского осадочного комплекса (ВК — Восточно-Крымский синклиниорий, СК — Судакско-Карадагская зона, С — Судакский синклиниорий) (1 — подразделения горнокрымского комплекса: *а* — поздняя юра; *б* — таврическая серия — средняя юра; 2 — осадки позднего мела—эоцена (*а*) и олигоцена—миоцена (*б*); 3 — базифицированная кора рифтового бассейна ВГК; 4, 5 — складчатость в разнофациальных отложениях горнокрымского комплекса: в мелководных (4) и глубоководных (5); 6 — разломы различной кинематики (*а*) и надвиги, ограничивающие аккреционную призму (*б*)).

та с окраиной Скифской плиты на рубеже юры и мела привела к закрытию и инверсии его западной ветви. В прогибе Большого Кавказа прогибание и седиментация продолжились [Казьмин, Лобковский, 2003; Казьмин, Тихонова, 2006]. Можно допустить, что бассейн ВГК представлял собой в это время крайнюю незамкнутую ветвь последнего и был полностью компенсирован осадконакоплением (шельфовые условия). В мел-эоценовый период осадочный чехол подвергался неоднократному растяжению в ходе задугового рифтинга, в результате чего сформировались парагенезисы сбросо-сдвиговых разломов и пологих моноклиналей. Инверсия бассейна Большого Кавказа началась в позднем эоцене и сопровождалась сокращением его фундамента [Никишин и др., 2001, 2010]. Это привело к формированию линейной складчато-надвиговой структуры под действием регионального поля северо-восточного сжатия [Saintot, Angelier, 2002; Казьмин, Тихонова, 2006]. Вполне вероятно, что в периферийной части бассейна, которую представлял собой "залив" ВГК, деформация сжатия проявилась слабее. В связи с изменением простирания оси бассейна здесь не происходило существенного сокращения фундамента, поэтому была сформирована пологая складчатая структура (рис. 5, а). Такими представляются условия доскладчатого (относительно завершающей складчатости) деформирования ВГК.

Начало коллизии Аравийской и Евразийской литосферных плит в позднем олигоцене—раннем миоцене привело к появлению регионального поля напряжений, близкого к современ-

ной системе напряжений [Паталаха и др., 2003]. Основным в Кавказско-Восточно-Черноморском секторе стало субмеридиональное сжатие, под действием которого сформировался коллизионный ороген Большого Кавказа. Восточно-Черноморская микроплита, перемещаясь в северных румбах, оказывала давление на основание последнего реликта позднемезозойского бассейна, каковым к этому времени стал бассейн ВГК. Под действием этого сжатия базифицированная кора основания бассейна пододвигалась под Скифскую плиту, что привело к сокращению основания чехла, складчатости и надвигообразованию (латеральной аккреции) в Судацко-Карадагской зоне (рис. 5, б). При этом можно полагать, что в основном за счет различий механических свойств верхней (мелководной, терригенно-карбонатной) и нижней (глубоководной, флишевой) частей разреза сформировалась характерная складчатая дисгармония горнокрымского комплекса. Восточно-Крымский и Судацкий "синклинории" — тыловая и фронтальная части аккреционной призмы — подверглись слабому сжатию и сохранили во многом структуры доскладчатых этапов деформаций. Блокированию субдукции способствовало приведение в соприкосновение континентальных окраин палеобассейна, что должно было обеспечить наступление коллизии с перенесением основной деформации с чехла на уровень коры.

*Автор благодарит руководителей Сейсмологической службы Крыма Б. Г. Пустовитенко и Ю. М. Вольфмана, а также сотрудников сейсмостанции г. Судака за оказанную помощь в организации полевых исследований в 2001 и 2011 гг.*

### Список литературы

- Бызова С. А. Некоторые вопросы тектоники Горного Крыма. *Вест. Моск. ун-та. Сер. Геология*. 1980. № 6. С. 15—25.
- Вознесенский А. И., Книппер А. А., Перфильев А. С., Успенская Е. А., Арешин А. В. История восточной части террейна Горного Крыма. *Геотектоника*. 1988. № 1. С. 27—44.
- Геологическая карта Горного Крыма м-ба 1 : 200 000. Объяснительная записка. Гл. ред. Н. Е. Дерянюк. Киев: Мингео УССР, 1984. 134 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. Москва: Недра, 1969. 576 с.
- Гончар В. В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. *Доп. НАН України*. 2003. № 3. С. 97—104.
- Гончар В. В. Последовательность полей напряжений и возраст складчатости Восточного Горного Крыма (по данным кинематического анализа с учетом вращения слоев). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 170—175.
- Гончар В. В. Пострифтовое погружение и возраст субокеанической впадины. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2009. № 2. С. 38—53.

- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И. Геологическое строение и развитие вала Шатского. В кн.: *Актуальные проблемы океанологии*. Москва: Наука, 2003. С. 221—243.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Позднемезозойские—эоценовые моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 9—22.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1959. № 5. С. 16—34.
- Копп М. Л., Щерба И. Г. Кавказский бассейн в палеогене. *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 29—50.
- Маринин А. В., Сайнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами. В кн.: *Проблемы тектонофизики*. Москва: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 225—243.
- Милеев В. С., Розанов С. Б., Барабошкин Е. Ю., Никишин М. Ю., Шалимов И. В. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22—23.
- Муровская А. В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 109—119.
- Муровская А., Шеремет Е., Колесникова Е., Лазаренко О. Деформации верхнемеловых—неогеновых отложений Юго-западного Крыма по тектонофизическим данным. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 79—92.
- Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—18.
- Никишин А. М., Ершов А. В., Никишин В. А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза. *Докл. АН.* 2010. Т. 430. № 4. С. 515—517.
- Панов Д. И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время. *Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 1997. № 3. С. 43—49.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ПП "ЭКМО", 2003. 226 с.
- Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Гончар В. В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 160 с.
- Тектоника Украины*. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Хаин В. Е. Тектоника Кавказа: текущие проблемы. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отг. геол.* 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 3—10.
- Шеремет Е., Сассон М., Гинтов О., Мюллер К., Егорова Т., Муровская А. Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 35—56.
- Шрейдер Ал. А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря. *Океанология*. 2005. № 4. С. 592—604.
- Югин В. В., Герасимов М. Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов. В кн.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь, 1997. С. 16—23.
- Югин В. В., Клочко А. А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг). Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Симферополь, 2001. С. 169—178.
- Golmshtok A., Zonenshain L., Terekhov A., Shainurov R., 1992. Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin on heat flow and multichannel reflection data. *Tectonophysics* 210, 273—293.
- Hypolite J. C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E., 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357, 1—31.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.
- Sheremet Ye., Sosson M., Müller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., 2016. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. Vol. 428. doi: 10.1144/SP428.14.

## East Mountain Crimea strain fields of different age

© V. V. Gonchar, 2017

Actual data of kinematic analysis have been given, reconstruction and discrimination of strain fields with respect to the stage of main folding within the limits of the East Mountain Crimea have been fulfilled. The field of sub-meridional—northwestern compression realized in connection with processes of Arabian collision is responsible for formation of final folding of the Sudak-Karadag zone and post-folding collision compression of the East Mountain Crimea. As pre-folding fields are defined the following ones: the fields of thrust-displacement type with northeastern and west-north-west orientations of compression axes and thrust fields with northeastern and northwestern orientation of axes of tension. The last ones can most probably be related to manifestation of riftogenesis behind the arc in the Black Sea region during Middle Cretaceous—Paleocene. The field of northeastern compression might be related to regional compression in Late Eocene—Oligocene, stipulated the folding of the Great Caucasus.

**Key words:** East Mountain Crimea, strain fields, folding, paleotectonic reconstructions.

### References

- Byzova S.L., 1980. Some questions tectonics of the Crimean Mountains. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. Geologiya* (6), 15—25 (in Russian).
- Voznesenskiy A.I., Knipper A.L., Perfilyev A.S., Uspenskaya E.A., Areshin A.V., 1988. History of the eastern part of the Crimean Mountains terrane. *Geotektonika* (1), 27—44 (in Russian).
- Geological map of the Crimean Mountains. 1 : 200 000. An explanatory note, 1984. Ed. N.E. Derenyuk. Kiev: Ministry of Geology of the USSR, 134 p. (in Russian).
- Geology of the USSR. Vol. 8. Crimea. Part I. The geological description, 1969. Moscow: Nedra, 576 p. (in Russian).
- Gonchar V.V., 2003. Stress field of the Crimean Mountains and geodynamic interpretation. *Dopovidi NAN Ukrainy* (3), 97—104 (in Russian).
- Gonchar V.V., 2013. Sequence of stress fields and age of folding Eastern Mountain Crimea (according to the kinematic analysis taking into account the rotation of the layers). *Geofizicheskij zhurnal* 35(4), 170—175 (in Russian).
- Gonchar V.V., 2009. Postrift dive and age sub-oceanic depression. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 38—53 (in Russian).
- Kazmin V.G., Lobkovskiy L.I., 2003. Geological structure and development of the Shatsky shaft. Proc.: *Actual problems of oceanography*. Moscow: Nauka, P. 221—243 (in Russian).
- Kazmin V.G., Tikhonova N.F., 2006. Late Mesozoic-Eocene sea in the Black Sea-Caspian region: paleotectonic reconstruction. *Geotektonika* (3), 9—22 (in Russian).
- Kizevalter D.S., Muratov M.V., 1959. Long-term development of geosynclinal folded structures of the eastern part of the Crimean Mountains. *Izvestiya AN SSSR. Ser. geol.* (5), 16—34 (in Russian).
- Kopp M.L., Shcherba I.G., 1998. Caucasian basin in the Paleogene. *Geotektonika* (2), 29—50 (in Russian).
- Marinin A.V., Saynto A., 2008. Comparison of the results researches palaeostresses Northwest Caucasus tectonophysical different methods. In: *Problems tectonophysics*. Moscow: Publ. House. IPE RAS, 225—243 (in Russian).
- Mileev V.S., Baraboshkin E.Yu., Rozanov S.B., Rogov M.A., 2009. Tectonics and geodynamic evolution of the Crimean Mountains. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 84(is.3), 3—23 (in Russian).
- Murovskaya A.V., 2012. Stress-strain state of West Mountain Crimea in the Oligocene-Quaternary time of the tectonic data. *Geofizicheskij zhurnal* 34(2), 109—119 (in Russian).
- Murovskaya A., Sheremet E., Kolesnikova E., Lazarenko O., 2014. Deformations of the Upper Cretaceous—Neogene sediments of the South-western Crimea according to tectonophysical data. *Geofizicheskij zhurnal* 36(6), 79—92 (in Russian).
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Bolotov S.N., Ershov A.V., 2001. Tectonic history of the Black Sea basin. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 76(is.3), 3—18 (in Russian).

- Nikishin A.M., Ershov A.V., Nikishin V.A., 2010. The geological history of the Western Caucasus and adjacent foredeeps based on analysis of the regional balanced section. *Doklady AN* 430(4), 515—517 (in Russian).
- Panov D.I., 1997. On the question of the geological history of the Crimea in the Triassic and Jurassic time. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 4. Geologiya* (3), 43—49 (in Russian).
- Patalakha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P., 2003. Indentorny mechanism in geodynamics Crimean Black Sea region. Forecast HC and seismic hazard. Kiev: ECMO, 226 p. (in Russian).
- Patalakha E.I., Lukienko A.I., Gonchar V.V., 1995. Tectonic flows as a basis for understanding the geological structures. Kiev: Feniks, 160 p. (in Russian).
- Tectonics of Ukraine, 1988. Eds S.S. Kruglov, A.K. Tsytko. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Khain V.E., 1994. Tectonics Caucasus: current problems. *Byulleten obshchestva ispytateley prirody. Otd. geol.* 69(is.5), 3—10 (in Russian).
- Sheremet E., Sasson M., Gintov O., Müller C., Yegorova T., Murovskaya A., 2014. Key problems of the eastern part of the Crimean Mountains stratigraphy. New micropaleontologic information for dating of flysch rocks. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 35—56 (in Russian).
- Shreyder A.I., 2005. Disclosure of deep-water basin of the Black Sea. *Okeanologiya* (4), 592—604 (in Russian).
- Yudin V.V., Gerasimov M.E., 1997. Geodynamic model of the Crimean Black Sea and adjacent regions. In: *Geodynamics of the Crimean-Black Sea region*. Simferopol, P. 16—23 (in Russian).
- Yudin V.V., Klochko A.A., 2001. Tectonics of the Eastern Crimea (Karadag). Raw material resources of the Crimea and offshore (oil and gas). Simferopol, P. 169—178 (in Russian).
- Golmshtok A., Zonenshain L., Terekhov A., Shainurov R., 1992. Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin on heat flow and multi-channel reflection data. *Tectonophysics* 210, 273—293.
- Hypolite J.C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E., 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357, 1—31.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.
- Sheremet Ye., Sosson M., Müller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T., 2016. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. Vol. 428. doi: 10.1144/SP428.14.



## Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики

© Г. Г. Кулиев, 2017

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана,  
Баку, Азербайджан

Поступила 28 сентября 2016 г.

З основных принципов механики деформованных твердых тел, які стосуються до міцності, стійкості та поширення пружних хвиль, випливає, що внутрішнє ядро Землі у передбачуваних термобаричних умовах і розрахункових значеннях фізико-механічних параметрів не може існувати у вигляді конструкції форми кулі. У модельних уявленнях на поверхні кулі внутрішнього ядра рівень тиску досягає значення, яке значно більше за величину теоретичної межі міцності середовища. Разом з тим під дією "мертвих" поверхневих навантажень стан рівноваги кулі є нестійким за геометричними формозмінами при значно менших навантаженнях. У разі дії "слідкуючих" навантажень передбачуваний тиск на поверхні кулі можна порівняти з критичним навантаженням "внутрішньої" нестійкості. У зазначених випадках унаслідок нестійкості стану рівноваги розподіл однорідних деформацій у кулі стає нерівномірним. Більш того, в таких умовах у твердому середовищі не можуть поширюватися пружні хвилі з дійсною швидкістю. Порушення зазначених фундаментальних умов механіки, необхідних при визначенні фізико-механічних властивостей середовища, слід враховувати в комплексних інтерпретаціях сейсмологічних і лабораторних (експериментальних) даних. У такій ситуації застосування лінійних теорій пружності та пружних хвиль, незважаючи на дотримання необхідних інтегральних умов за масою, моментом інерції і власним коливанням Землі, не забезпечує достовірності результатів про структуру і склад ядра Землі.

**Ключові слова:** ядро Землі, високий тиск, нестійкість, пружні хвилі з дійсною швидкістю.

**Введение.** Комплексная интерпретация разнообразных косвенных геофизических и многочисленных лабораторно-экспериментальных данных показывает, что ядро Земли состоит из внешней жидкой сферы и внутреннего твердого шара. Достаточно глубокий обзор исследования о строении и составе ядра Земли выполнен в работах [Sumita, Bergman, 2007; Litasov, Shatskiy, 2016]. Справедливо отмечено, что несмотря на отдельные достижения в различных направлениях, вопросы, касающиеся состава и строения ядра и нижней мантии Земли, остаются далекими от однозначных решений. Подчеркивается, что дальнейшее совершенствование квантово-химических расчетов методами молекулярной динамики при высокой температуре позволит добиться успехов в создании непротиворечивых моделей состава и динамики ядра и мантии Земли.

Подробная информация о распределении физических параметров в ядре Земли приведена в работах [Буллен, 1978; Anderson, 1995; Anderson, 2007; Dziewonski, Anderson, 1981; Kennett et al., 1995; Litasov, Shatskiy, 2016; Nimmo, 2015]. Некоторые результаты этих работ отражены на рис. 1. В настоящее время осуществляется дальнейшая детализация моделей внутреннего строения Земли [Пушаровский, Пушаровский, 2011; Dobretsov, Shatskiy, 2012; Litasov, Shatskiy, 2016]. Считается, что таким путем удастся уточнить имеющиеся результаты о составе ядра, понять природу магнитных и электрических полей, гравитационные характеристики, величину теплового потока, геодинамику Земли и т. д. Достижения в области сейсмотомографии позволили внести в количественные результаты некоторые дополнительные коррективы.

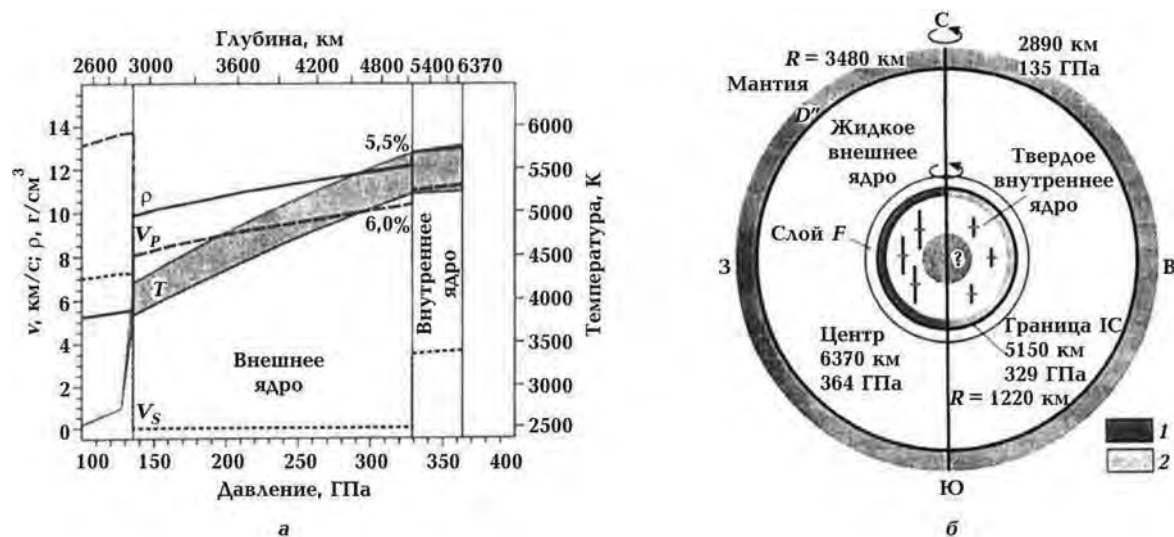


Рис. 1. Профили распределения плотности, скоростей звуковых волн в ядре Земли по модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981], а также температуры [Nimmo, 2015] (цифрами показано изменение плотности и  $V_p$  на границе внутреннего ядра в %) (а) и схема строения ядра Земли, отражающая основные результаты сейсмологических исследований (б) (показаны слой  $F$  с пониженными скоростями  $V_p$ , изотропная структура верхнего слоя внутреннего ядра с различиями в полушариях, наличие дополнительного внутреннего ядра (под вопросом)). Значками отмечена амплитуда анизотропии сейсмических волн в полярном и экваториальном направлениях [Deuss, 2014; Souriau, Calvet, 2015] с изменениями: 1 — низкая скорость, слабое затухание; 2 — высокая скорость, сильное затухание) (рис. 1, а, б взяты из работы [Litasov, Shatskiy, 2016]).

Несмотря на существующие недостатки и несоответствия между результатами теоретических модельных представлений и экспериментальными данными, сложилось общее мнение, что внутреннее ядро в виде твердого деформируемого шара состоит из железа (Fe) и его сплавов. Это заключение основывается на комплексном анализе уравнения состояния для соединений Fe, данных сейсмологии и термодинамического моделирования. Диаграммы Берча, характеризующие соотношения между плотностью и скоростями акустических волн для железа и его соединений, используются как базовая (первичная) информация. Со времени исследований Ф. Берча [Birch, 1952] выполнено огромное число экспериментальных исследований в этой области. В работе [Litasov, Shatskiy, 2016] подробно проанализированы современные результаты в данном направлении. Подчеркнуты существующие несогласованности между различными модельными и экспериментальными результатами. В этих исследованиях основную роль играет определение состава сплавов железа, результаты которого более или менее хорошо обосновывают сейсмологические данные.

Принято, что внешнее жидкое ядро имеет однородную структуру и дефицит плотности относительно Fe (около 10%), а внутреннее твердое ядро имеет явно выраженную неоднородную структуру (рис. 1, б) с повышенной анизотропией сейсмических волн и дефицитом плотности около 5%. Не имеет однозначного решения также проблема высокой неопределенности в оценке величин скорости поперечных волн во внутреннем ядре, которые существенно ниже, чем у железа и его сплавов [Litasov, Shatskiy, 2016]. Не останавливаясь на обсуждении вопросов, связанных с природой и механизмами образования, отмечается, что существуют крупные зоны пониженных скоростей, которые в геологической истории периодически активизируются и могут изменить географические положения (см. рис. 1, б).

В теоретических моделях строения и состава среды ядра Земли приводятся данные о распределении давления, плотности, упругих параметров и уравнений состояния. Они согласованы с интегральными условиями относительно массы и момента инерции, результатами исследований по собственным колебаниям, нутации Земли и сейсмотомографическим исследо-

ваний [Буллен, 1978; Dziewonski, Anderson, 1981; Молоденский, 2001; Molodenskii, 2010; Molodenskii, Molodenskaya, 2015; Molodenskii, Molodenskii, 2015 и др.].

Обсуждаемые вопросы непосредственно связаны также с механикой сплошной среды. В обзоре [Litasov, Shatskiy, 2016] вопросам, связанным с геомеханикой (за исключением некоторых результатов экспериментальных исследований), уделено недостаточное внимание. По-видимому, это связано с ограниченностью объема статьи. Данные вопросы всегда находились в поле зрения исследователей [Буллен, 1978; Кусков, Хитаров, 1982; Anderson, 1995; Сорохтин, Ушаков, 2002; Лобковский и др., 2004; Anderson, 2007; Жарков, 2012].

Физические параметры деформируемых твердых сред такие, как модули упругости, коэффициент Пуассона, скорости распространения объемных упругих волн в механике, определяются при соблюдении конкретных условий [Ляв, 1935; Седов, 1970]. В классически линейной теории упругости изотропных однородных сред, в рамках которой интерпретируются указанные параметры во всех теоретических моделях Земли, требуется соблюдение условия малости равномерно распределенных однородных деформаций  $\epsilon \ll 1$  и малости отношения  $P/\mu$  (где  $P$  — параметр нагружения, в частности давления;  $\mu$  — модуль сдвига среды;  $\epsilon$  — параметр деформаций). Условие равномерного распределения однородных деформаций должно контролироваться также в процессе деформировании конкретных конструкций (в рассматриваемом случае — шара). При решении задач о распределении физико-механических параметров в недрах Земли, в частности в твердом ядре, в первую очередь необходимо добиться одновременного выполнения общепринятых требований механики для сред и конструкций. На мысль о нарушении требований механики наводят конкретные данные (см. рис. 1, б) для давления  $P = 329$  ГПа и для модуля сдвига  $\mu = 157$  ГПа на уровне поверхности шара, приведенные в публикациях [Буллен, 1978; Anderson, 1995; Anderson, 2007; Dziewonski, Anderson, 1981; Litasov, Shatskiy, 2016]. Видно, что величина  $P$  превышает величину  $\mu$  более чем в 2 раза. Согласно работам [Авсюк, 1973, 2001; Левин, 2001], вследствие ротационного движения Земли и приливных воздействий шар твердого ядра принимает участие и в движениях внутри жидкого внешнего ядра. За счет сопротивления этому движению величина давления на поверхности шара может неравномерно увеличиваться еще больше.

В стандартных лабораторных экспериментальных исследованиях физико-механических свойств условия выполнения требований механики относительно равномерной распределенности однородных деформаций соблюдаются. Способы проведения экспериментов, малости геометрических размеров модельных образцов, фактическая невозможность учета механизмов длительных (в течение геологического времени) деформирований и ряд других причин не позволяют в экспериментах предусмотреть возможные нарушения условий механики в естественных условиях, а также исключить из результатов интерпретаций влияния неконтролируемых отклонений, связанных с механизмами длительной деформируемости конструкции шара в условиях огромной величины сжатия.

**Постановка задачи.** В статье изложены результаты геомеханического анализа данных геофизических исследований в рамках неклассически линеаризованного подхода (НЛП) [Абасов и др., 2000; Guliyev, 2010]. При этом использованы численные данные PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] с учетом обстоятельства, что параметры внутреннего ядра, приведенные в этой работе, приняты за основу во всех уже предложенных теоретических моделях Земли [Буллен, 1978; Engdahl, Kennett, 1991; Morelli, Dziewonski, 1993; Kennett et al., 1995; Anderson, 2007; Пушаровский, Пушаровский, 2011]. В разных моделях имеются только незначительные различия, которые для проведенного геомеханического анализа принципиального значения не имеют.

Целью геомеханического анализа является определение условий для давления и деформаций, обеспечивающих корректность расчетов физико-механических параметров модели твердого ядра Земли на основе комплекса геофизических данных. При определении физико-механических параметров среды величины давления и деформаций должны удовлетворять определенным условиям. Достоверными считаются только те результаты измерений и расчетов, которые получены при соблюдении условия равномерного распределения однородных деформаций. Данное условие может нарушаться при различных ситуациях.

**Достижение теоретического предела прочности.** Рассмотрим случай, когда среда рав-

номерно и однородно деформируется до начала разрушения. В этом случае все расчеты по физико-механическим параметрам корректны, если величина давлений не превышает теоретический предел прочности материала. В НЛП показано [Kuliev, 1988], что величина теоретического предела прочности среды в условиях сжатия (нас интересует именно этот вариант деформирования) для идеального упругого изотропного материала определяется в виде  $P = \mu$ . Это — теоретически максимальное (предельное) давление, до достижения которого среда деформируется равномерно и однородно без разрушения. Оно определяется из условия потери эллиптичности уравнения движения (2) (см. ниже). В этом случае сохраняются также условия  $\mu > 0$ ;  $\lambda + \frac{2}{3}\mu > 0$  классически линейной теории упругости (здесь  $\lambda$ ,  $\mu$  — модули упругости Ламе). Значение теоретического предела прочности по классическим теориям прочности еще ниже [Работнов, 1988]. Естественно, что технический предел прочности значительно меньше, чем теоретические пределы прочности.

**Неустойчивость состояния равновесия.** Равномерное распределение деформаций в среде может нарушаться также в результате неустойчивости (по различным формам) состояния равновесия без разрушения.

НЛП позволяет определить те пределы изменения деформаций, в рамках которых равновесие однородно деформированных состояний является устойчивым. В случае нарушения условий устойчивости происходит смена состояния равновесия первоначально однородных равномерных деформаций. В результате деформация в теле распределяется неравномерно задолго до достижения пределов прочности материала.

Вопросы распределения плотности среды в зависимости от изменения деформаций исследованы в работах [Кулиев, Аскеров, 2007; Кулиев, 2013; Guliyev, 2010, 2011]. Показано, что вследствие неустойчивости деформирования при сжатии данная зависимость не является непрерывной. В связи с этим изменение плотности среды в деформируемом теле при определенных ситуациях происходит не монотонно, а скачкообразно.

В целях конкретизации обсуждений рассмотрим задачу устойчивости твердого шара. Необходимо определить наибольшие величины поверхностных сжимаемых нагрузок, при которых состояние равновесия твердого шара остается устойчивым. Опыт теоретических исследований [Гузь, 1979] показывает, что эта нагрузка определяется из решения задачи осесимметричной формы потери устойчивости изотропного однородного шара. В рамках континуального приближения примем, что шар заполнен изотропной однородной средой. На поверхности шара задана внешняя сжимаемая нагрузка.

Вопросы устойчивости состояния равновесия изотропного шара под действием равномерных поверхностных нагружений подробно исследованы в работах [Гузь, 1979, 1986 а]. Исследования выполнены в рамках трехмерной неклассически линеаризированной теории (НЛТ), истоки которой восходят к инкрементальной теории механики деформируемого твердого тела [Biot, 1965]. В настоящее время трехмерная НЛТ получила большое развитие и применяется для исследования различных задач механики [Гузь, 1979, 1986 а, б, 1989; Кулиев, 1988; Akbarov, 2013, 2015].

В НЛТ рассматриваются два состояния деформируемого тела: первое (движение, равновесие, процесс деформирования) — начальное или невозмущенное, второе — возмущенное. Все величины, относящиеся ко второму состоянию, представляются в виде суммы соответствующих величин первого и второго состояний. Возмущения считаются малыми величинами по сравнению с соответствующими величинами первого (невозмущенного) состояния. При лагранжевом способе описания деформирования используется также естественное (недеформированное) состояние, которое соответствует отсутствию напряжений и деформаций в теле.

Под однородным начальным состоянием принимаются деформирования в виде

$$u_m^0 = (\lambda_m - 1) X_m, \quad (1)$$

где  $u_m$  — компоненты смещения вдоль координатных осей,  $\lambda_m$  — коэффициенты удлинения (укорочения) вдоль координатных осей,  $X_m$  — декартовы координаты.

В однородном начальном состоянии системы уравнения движений в рамках сжимаемой

среды в лангранжевых координатах (которые в естественном состоянии совпадают с декартовыми координатами) имеют вид [Гузь, 1986 а, б]

$$\left( \omega_{im\alpha\beta} \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_\beta} + \rho \Omega^2 \delta_{m\alpha} \right) u_\alpha = 0; \quad i, \beta, \alpha, m = 1, 2, 3, 4; \quad \omega_{im\alpha\beta} = \text{const}. \quad (2)$$

Граничные условия на поверхности области  $S_1$  в напряжениях таковы:

$$N_i \omega_{ij\alpha\beta} \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} = P_j, \quad (3)$$

где  $u_\alpha$  — составляющие вектора возмущения перемещений;  $P_j$  — возмущение поверхностных сил;  $\rho$  — плотность среды;  $N_i$  — компоненты орта нормали к поверхности тела в естественном состоянии;  $\delta_{m\alpha}$  — символ Кронеккера;  $\omega_{im\alpha\beta}$  — ковариантные составляющие тензора четвертого ранга, характеризующие линейные, нелинейные физико-механические свойства среды и ее начального напряженного состояния. При рассмотрении задач статики инерционная слагаемая  $\rho \Omega^2 \delta_{m\alpha}$  в уравнении (2) опускается, где  $\Omega$  — циклическая частота гармонической волны.

Возможны различные классификации в постановке задач НЛТ. В зависимости от характера действия поверхностных нагрузок выделяются "следящие" (неконсервативные) и "мертвые" (консервативные) поверхностные силы. Поверхностные "следящие" силы — это те силы, которые успевают за изменениями конфигураций поверхности тела в процессе деформирования, т. е. они, следуя процессу деформирования, могут изменять направление действия и величину. В расчетной практике действия жидкости и газа моделируются в виде "следящих" сил. Поверхностные "мертвые" силы в процессе деформирования сохраняют свои первоначальные направления действия и величину. В НЛТ выделяют также три различных варианта теории в зависимости от величин деформаций в начальном состоянии [Гузь, 1986 а]: а) теория больших (конечных) начальных деформаций (т.б.н.д.); б) первый вариант теории малых начальных деформаций (сдвиги и удлинения являются малыми по сравнению с единицей) (п.в.т.м.н.д.); в) второй вариант теории малых начальных деформаций (дополнительно к п.в.т.м.н.д. считается, что связи между компонентами тензора деформаций и первыми производными от смещений являются линейными) (в.в.т.м.н.д.).

Данная классификация относится к методу исследования, т. е. показывает, что в НЛП имеется возможность исследовать конкретные задачи отдельно в рамках этих вариантов теорий. Такая необходимость связана с тем, что в рамках существующих теоретических моделей Земли рассматриваемые типы конкретных задач решены в пределах линейной теории малых упругих деформаций и линейной теорий упругих волн, которые являются достаточно грубыми приближениями. НЛП является теоретически более обоснованным и функционально расширенным. Коэффициенты основных дифференциальных уравнений движения линейной классической теории содержат лишь информации о линейных физико-механических свойствах среды. Поэтому их решение явно зависят только от этих параметров. Другие геометрические и силовые параметры в решении задач входят с помощью граничных и начальных условий. При таком подходе остается открытым вопрос о пределах применимости полученных решений. Обычно такие вопросы решаются путем сопоставления теоретических и существующих экспериментальных результатов. Экспериментальные результаты не всегда имеются. Даже при их наличии введение экспериментальных данных в теоретические результаты приводит к полумпирическим окончательным выводам. В НЛП основные уравнения движения типа (2) в качестве коэффициентов, кроме параметров линейных физико-механических свойств, содержат также параметры о нелинейных физико-механических свойствах, геометрии и напряженности среды. Следовательно, их решения в явном виде зависят также от этих параметров. Кроме того, качественная теория таких уравнений позволяет строго теоретическим путем определить и пределы применимости полученных результатов. Например, такие пределы уста-

навливаются в виде критических величин параметра нагружений, при достижении которых система уравнений (2) теряет свою эллиптичность и переходит в гиперболический вид. Именно на таких серьезных научных основаниях применяемый подход называется неклассическим (т. е. неклассичность связана не только со способом линеаризации). В случае, когда предварительно имеются информации о величинах деформации, тогда в соответствии им делается выбор между вариантами теории начальных деформаций. Если величины упругих деформаций малые, т. е.  $\varepsilon_0 \leq 0,02$ , и геометрия, исследуемых тел не гибкая (термин механический), тогда удобно применять более простой второй вариант теории малых начальных деформаций. Если деформации малые, но тело гибкое (например, стержневатое, тонкостенные пластины и плиты, оболочки и т. д.), лучше применять первый вариант теории малых начальных деформаций. Но если деформации большие, то необходимо применять теорию больших начальных деформаций. Последний вариант применим и во всех вышеперечисленных случаях. При этом результаты различных вариантов теории в случае малых деформаций между собой будут совпадать. В настоящей статье для исключения недоразумений и в связи с неопределенностью информации о твердом ядре Земли расчеты выполнены как в рамках малых, так и больших начальных деформаций. Естественно, что при неопределенности предпочтение должно быть отдано результатам, полученным в рамках теории больших начальных деформаций, невзирая на осложнения вычислительного характера.

Также различают два случая представления плоской гармонической волны. В первом варианте изменение расстояния между материальными частицами за счет начальной деформации не учитывается, а скорость распространения волны названа "естественной" или "натуральной" [Thurston, Brugger, 1964; Гузь, 1986 б]. Во втором изменение расстояния между материальными частицами за счет начальной деформации учитывается, а скорость распространения волны называется "истинной". Различаются также постановки задачи устойчивости для сжимаемых и несжимаемых моделей деформируемых тел. В настоящей статье рассмотрены задачи только для сжимаемых сред в случае "истинных" скоростей. Обобщение результатов для других случаев носит технический характер.

В случае равномерной однородной всесторонней деформации односвязных изотропных сред  $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$  для всех названных вариантов теории начальных деформаций  $\omega_{ij\alpha\beta}$  в единой форме [Гузь, 1986 а] имеет вид

$$\omega_{ij\alpha\beta} = \lambda_0 \delta_{ij} \delta_{\alpha\beta} + \mu_0 (\delta_{i\alpha} \delta_{j\beta} + \delta_{i\beta} \delta_{j\alpha}) + S_0 (\delta_{ij} \delta_{\alpha\beta} - \delta_{i\alpha} \delta_{j\beta}), \quad (4)$$

где для т.б.н.д., п.в.т.м.н.д. и в.в.т.м.н.д. введены соответственно обозначения

$$\lambda_0 = \lambda_1^2 a_0 - S_0, \quad \mu_0 = \lambda_1^2 b_0 + S_0; \quad (5)$$

$$\lambda_0 = \lambda_1^2 a_0 - S_0, \quad \mu_0 = \lambda_1^2 b_0 + S_0, \quad S_0 = \sigma_0; \quad (6)$$

$$\lambda_0 = a_0 - S_0, \quad \mu_0 = b_0 + S_0, \quad S_0 = \sigma_0. \quad (7)$$

Величины  $a_0$ ,  $b_0$ ,  $S_0$  и  $\sigma_0$  в условиях  $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$  определяются из выражений  $a_0 = A_{\beta i} - 2\mu_{ij}$ ;  $b_0 = \mu_{ij}$ ;  $S_0 = S_{\beta\beta}^0$ ;  $\sigma_0 = \sigma_{\beta\beta}^0$ . Величины  $A_{\beta i}$  и  $\mu_{ij}$  являются элементами матрицы упругих постоянных среды. В случае всестороннего сжатия  $A_{11} = A_{22} = A_{33}$ ;  $A_{ij} = 0$  при  $i \neq j$ . В этих формулах по индексам суммирование не ведется;  $\sigma_{\beta\beta}^0$  и  $S_{\beta\beta}^0$  — нормальные компоненты тензора напряжений, соотношенные единице площади недеформированного и начального деформированного состояний. Явные алгебраические выражения для  $A_{\beta i}$ ,  $\mu_{ij}$  и  $S_{\beta\beta}^0$  получаются при рассмотрении конкретных упругих потенциалов [Гузь, 1986 а]. Ввиду их громоздкости они здесь не приводятся.

С учетом (4) уравнение (2) и условия (3) приобретают вид

$$(\lambda_0 + 2\mu_0) \text{grad div } \mathbf{u} - \mu_0 \text{rot rot } \mathbf{u} + \rho \Omega^2 \mathbf{u} = 0, \quad (8)$$

$$[\mathbf{N}(\lambda_0 + S_0) \text{div } \mathbf{u} + (2\mu_0 - S_0) \mathbf{N} \cdot \nabla \mathbf{u} + (\mu_0 + S_0) \mathbf{N} \times \text{rot } \mathbf{u}] = \mathbf{P}. \quad (9)$$

При задании на поверхности "следающей" нагрузки правая часть условия (9) принимает вид

$$\mathbf{P} = S_0 (\mathbf{N} \operatorname{div} \mathbf{u} - \mathbf{N} \cdot \nabla \mathbf{u} - \mathbf{N} \times \operatorname{rot} \mathbf{u}), \quad (10)$$

где  $\mathbf{P}$  — вектор правых частей граничных условий в напряжениях на поверхности тела,  $\mathbf{u}$  — вектор возмущения перемещения,  $\mathbf{N}$  — орт нормали на площадке поверхности тела.

Уравнение (8) полностью совпадает с уравнением Ламе классической линейной теории упругости, если параметры  $\lambda$  и  $\mu$  заменить параметрами  $\lambda_0$  и  $\mu_0$  согласно (5)—(7). Из структуры (9) и (10) следует, что в общем случае в граничных условиях такая аналогия в линейной теории отсутствует. Она имеет место лишь для случая "следающих" нагрузок.

Таким образом, математическая задача устойчивости изотропного шара при равномерном всестороннем сжатии формулируется в виде уравнения (8) и граничного условия (9). В случае задания внешнего нагружения на поверхности шара в форме "мертвых" нагрузок в правой части граничных условий (9) необходимо принять  $P \equiv 0$ .

В такой постановке задача устойчивости состояния равновесия тела произвольной геометрической формы из сжимаемых сред при всестороннем сжатии подробно исследована в работах [Гузь, 1979, 1986а]. Показано, что в случае задания на всей поверхности тела "следающих" нагрузок состояние равновесия, определенное выражением (1), является устойчивым при выполнении условий

$$\lambda_0 + \frac{2}{3} \mu_0 > 0, \quad \mu_0 > 0. \quad (11)$$

Условия (11) должны выполняться всегда и поэтому они считаются как бы ограничением на структуру уравнения состояния. В качестве конкретных моделей среды рассмотрены: а) упругое изотропное тело с потенциалом гармонического типа в рамках т.б.н.д. и получено условие устойчивости в виде

$$0 < \lambda_1 < 1; \quad \left( \lambda + \frac{2}{3} \mu \right) \left( \lambda + \frac{4}{3} \mu \right)^{-1} < \lambda_1 < 1; \quad (12)$$

б) упругое тело с квадратичным потенциалом в рамках в.в.т.м.н.д. и условия устойчивости получены в виде

$$(2 - \lambda_1) \left( \lambda + \frac{2}{3} \mu \right) > 0; \quad \mu + 3(\lambda_1 - 1) \left( \lambda + \frac{2}{3} \mu \right) > 0; \quad (13)$$

в) упругопластическое тело (деформационная теория) в рамках в.в.т.м.н.д. и условия устойчивости в виде

$$P < \mu; \quad (14)$$

г) упругопластическое тело (теория пластичности Прандтля—Рейса) в рамках в.в.т.м.н.д.

$$P < \lambda_1^2 \mu. \quad (15)$$

Для всех рассмотренных моделей среды показано, что в случае задания на поверхности изотропного шара "следающих" нагрузок при выполнении условий (11)—(15) состояние его равновесия является устойчивым. В этих пределах распределение однородных деформаций будет равномерным.

Рассматривая тело в форме шара (материал среды — квадратичный упругий потенциал, деформационная теория малых упругопластических деформаций и теория пластичности Прандтля—Рейса, наследственно-упругое линейное тело нестареющего типа, вязкоупругопластическое тело), показано, что в случае "мертвых" поверхностных нагрузок существует критическая  $P_{кр}$  (по величине меньше, чем величина  $\mu$ ), при достижении которой состояние равновесия шара, определенное выражением (1), является неустойчивым. В результате распределение в теле однородных деформаций становится неравномерным. Аналогичные результаты получены также в рамках теории больших начальных деформаций с применением различных упругих потенциалов. В этом случае в общем виде невозможно подобрать неравенство для  $\lambda_0$ ,  $\mu_0$

и  $S_0$  так, чтобы оно обеспечивало выполнение условия (11) независимо от формы тела. Поэтому в рассматриваемой задаче, представляя общие однородные решения уравнения (8) аналогично классической теории упругости и требуя выполнение граничных условий (9) (в правой части необходимо принять  $P \equiv 0$ ), для определения минимальных значений критической нагрузки получено следующее характеристическое уравнение [Гузь, 1979, 1986 а]:

$$2\mu_0 (\lambda_0 + \mu_0) + S_0 (\lambda_0 + 3\mu_0) = 0. \quad (16)$$

Используя формулы (5)—(7), из уравнения (16) вычисляются критические силы или деформации, приводящие к потере устойчивости состояния равновесия (1) шара.

В пределах в.в.т.м.н.д. для упругого изотропного тела [Гузь, 1986 а]

$$A_{i\beta} = \lambda + 2\delta_{i\beta}\mu; \quad \mu_{ij} = \mu; \quad \sigma_{\beta\beta}^0 = \frac{1}{2}\lambda (\lambda_1^2 + \lambda_2^2 + \lambda_3^2 - 3) + \mu (\lambda_\beta^2 - 1); \quad \lambda_j^2 - 1 \approx 2 (\lambda_j - 1).$$

Тогда величины из уравнения (7) согласно этим выражениям приобретают вид

$$\lambda_0 = \lambda - S_0; \quad \mu_0 = \mu + S_0; \quad S_0 = -P.$$

Подставляя эти выражения в формулу (16), получаем следующее уравнение:

$$2P^2 - P(3\lambda + 5\mu) + 2\mu(\lambda + \mu) = 0.$$

Минимальный корень этого квадратного уравнения имеет вид

$$P_{кр} = \frac{3\lambda + 5\mu - (3(\lambda + \mu)^2 - 4\lambda\mu)^{1/2}}{4} = \frac{\mu}{4(1 - 2\nu)} \left( 5 - 4\nu - (16\nu^2 - 8\nu + 9)^{1/2} \right). \quad (17)$$

Здесь и далее формулы написаны относительно коэффициента Пуассона  $\nu$ , так как этот параметр в геофизических исследованиях нашел более широкое использование, нежели параметры Ламе.

В случае т.б.н.д., используя известные выражения  $A_{i\beta}$ ,  $\mu_{ij}$  и  $S_{\beta\beta}^0$  из [Гузь, 1986 а] для гармонического упругого потенциала, с помощью (5) из уравнения (16), аналогично предыдущему случаю, критическую величину укорочений определим в виде

$$(\lambda_1)_* = 1 + \frac{-5 + \nu(3 + 2\nu) + \left( [5 - \nu(3 + 2\nu)]^2 - 4(1 - 2\nu)[4 - \nu(1 + 2\nu)] \right)^{1/2}}{8 - 2\nu(1 + 2\nu)},$$

или

$$(\lambda_1)_* = \frac{(3 - 2\nu)(1 + \nu)}{(3 - 2\nu)(1 + \nu) + (1 - 2\nu)}. \quad (18)$$

Можно получить также расчетные формулы для случая квадратичных, Мурнаганских и других типов упругих потенциалов. Формулы (17) и (18) свидетельствуют о том, что потери устойчивости состояния равновесия реализуются как при малых, так и при больших деформациях и носят общий характер.

**Внутренняя неустойчивость.** Критические величины напряжений и деформаций, приводящие к нарушению условия (11), вызывают в теле явление, которое в теории называется "внутренней" неустойчивостью [Biot, 1965; Гузь, 1986 а, б]. В случае изначально изотропных сред начальные напряжения играют роль как бы внутренней структуры, подобной внутренней структуре композитных сред в анизотропном приближении в пределах феноменологического (континуального) подхода.



При континуальном описании материалов "внутренняя" неустойчивость исследуется для бесконечного тела, когда на "бесконечности" задана определенная нагрузка. Неустойчивость при этом не связана с влиянием граничных условий и геометрических размеров тела или элементов конструкций. Критические величины напряжений и деформаций определяются относительно систем дифференциальных уравнений (2), (8) в бесконечной области. В условиях возникновения явления "внутренней" неустойчивости система уравнения (2) теряет свойство эллиптичности. При этом нарушаются условия единственности решения (11) линеаризованных задач. Предельное значение коэффициента удлинения (укорочения)  $\lambda_1^*$  при задании структуры упругих потенциалов определяется из уравнения (11). В случае моделирования процесса деформирования с помощью гармонического упругого потенциала в рамках т.б.н.д. согласно (5) и (11) получаем

$$\lambda_1^* = \frac{1 + \nu}{2 - \nu}, \quad \varepsilon_0^* = \frac{3}{4} \frac{2\nu - 1}{(2 - \nu)^2}. \quad (19)$$

В случае квадратичного упругого потенциала (11) и (12) в рамках т.б.н.д. получаем

$$\lambda_1^* = \left( \frac{1 + \nu}{2 - \nu} \right)^{1/2}, \quad \varepsilon_0^* = \frac{1}{2} \frac{2\nu - 1}{2 - \nu}. \quad (20)$$

В случае линейного упругого изотропного материала в рамках в.в.т.м.н.д. получаем

$$P_{кр} = \mu, \quad \varepsilon_0^* = \frac{1}{2} \frac{2\nu - 1}{1 + \nu}. \quad (21)$$

В формулах (19)—(21)  $\varepsilon_0$  — параметр всесторонней деформации. Из приведенных формул (11)—(15) и (19)—(21) для различных упругих потенциалов, полученных в рамках в.в.т.м.н.д. и т.б.н.д., следует, что в пределах НЛТ при всестороннем равномерном деформировании (сжатии) изотропного шара на уровне напряжений, сравнимых по величине с модулями сдвига, происходит "внутренняя" неустойчивость.

Физическое истолкование "внутренней" неустойчивости в рассматриваемом случае состоит в следующем. В деформируемых твердых средах выполнение условия  $\mu > 0$ ,  $\lambda + \frac{2}{3}\mu > 0$  оказывается недостаточным для обеспечения физической состоятельности дальнейшего процесса деформирования упругой среды. Наряду с этим должны выполняться ограничительные условия и на величины напряжений и деформаций типа (19)—(21). При нарушении данных условий рассмотренные среды теряют способность деформироваться как упругие твердые тела. Здесь речь не идет о том, какие механизмы реализуют данный процесс. Важно, что при достижении таких пределов уже нельзя вести разговор о каких-то законах распределения параметров упругости твердых деформируемых сред. Если величины деформации и давления были бы ниже, то о "внутренней" неустойчивости не может быть и речи. Это явление не является неизбежным. В другом случае распределение давлений во внутренних структурах Земли, нарушения фундаментальных требований механики могли бы и не происходить. Если бы удалось обоснованно скорректировать распределение давления, то это могло бы быть выходом из сложившейся ситуации. Иначе полученные результаты ставят под сомнение возможность существования внутреннего ядра Земли в виде деформируемого твердого тела. Геофизическое явление типа магнитного поля Земли является серьезным подтверждением о твердом деформируемом ядре. В связи с этим в свете изложенных результатов возникают различные вопросы: достоверна ли информация о скоростях распространения упругих волн в глубоких горизонтах Земли? достоверны ли научные представления о существующих структурных единицах Земли? достоверно ли распределение давления по глубине Земли? и т. д.

Современные достижения науки механики о распространении упругих волн в деформируемых средах [Гузь, 1986 б] со своей стороны также предъявляют некоторые требования, которые должны выполняться.

**Распространение упругих волн в деформированных средах.** Выполнение условия (11)

обеспечивает также действительность (неотрицательные значения) скоростей распространения малых возмущений (условия типа Адамара [Трудселл, 1975; Гузь, 1986 б]) в виде волн малой амплитуды в средах с начальными деформациями. Следовательно, равенство нулю или недействительность скорости распространения акустических волн соответствуют "внутренней" неустойчивости напряженных сред.

В случае всестороннего равномерного предварительного сжатия изотропной среды "истинные" скорости распространения в ней упругих волн определяются выражениями [Гузь, 1986 б]

$$\rho C_l^2 = \lambda + 2\mu - 2PK_P^R; \quad \rho C_s^2 = \mu - 2PK_S^R, \quad (22)$$

где  $C_l, C_s$  — "истинные" скорости квазипродольных и квазипоперечных упругих волн;  $K_P^R, K_S^R$  — коэффициенты нелинейного действия изотропной среды [Садовский, Николаев, 1982; Кулиев, 2009]. Структуры выражений для  $K_P^R$  и  $K_S^R$  конкретизируются с заданием формы упругих потенциалов.

В случае применения упругого потенциала типа Мурнагана и "истинных" скоростей в рамках в.в.т.м.н.д. получены [Кулиев, 2009] следующие выражения:

$$K_P^R = \frac{1}{6K_0} [5\lambda + 6\mu + 2(c + 5b + 3a)], \quad K_S^R = \frac{1}{6K_0} [3\lambda + 4\mu + c + 3b], \quad (23)$$

в рамках п.в.т.м. и т.б.н.д. —

$$K_P^R = \frac{1}{6K_0} [7\lambda + 10\mu + 2(c + 5b + 3a)], \quad K_S^R = \frac{1}{6K_0} [3(\lambda + 2\mu) + c + 3b], \quad (24)$$

где  $a, b, c$  — модули упругости третьего порядка,  $K_0 = \lambda + \frac{2}{3}\mu$ . Если в (23) и (24) принять  $a = b = c = 0$ , то получим результаты, соответствующие квадратичному упругому потенциалу. В рамках в.в.т.м.д. —

$$K_P^R = \frac{1}{6K_0} (5\lambda + 6\mu) = \frac{3 - \nu}{2(1 + \nu)}, \quad K_S^R = \frac{1}{6K_0} (3\lambda + 4\mu) = \frac{2 - \nu}{2(1 + \nu)}, \quad (25)$$

в рамках п.в.т.м. и т.б.н.д. —

$$K_P^R = \frac{1}{6K_0} (7\lambda + 10\mu) = \frac{5 - 3\nu}{2(1 + \nu)}, \quad K_S^R = \frac{1}{2K_0} (\lambda + 2\mu) = \frac{3(1 - \nu)}{2(1 + \nu)}. \quad (26)$$

Формулы (23)—(26) позволяют вычислить влияние нелинейной деформации на скорости распространения упругих волн.

Используя формулы (22), выводим условия, при выполнении которых в предварительно равномерно и всесторонне деформированной изотропной среде скорости распространения упругих волн являются действительными. Соответственно в случаях в.в.т.м.н.д. и т.б.н.д. при квадратичном упругом потенциале в условиях выполнения

$$\frac{P}{\mu} \geq \frac{2(1 - \nu^2)}{(1 - 2\nu)(3 - \nu)}, \quad \frac{P}{\mu} \geq \frac{2(1 - \nu^2)}{(1 - 2\nu)(5 - 3\nu)} \quad (27)$$

в напряженной изотропной среде не может распространяться продольная упругая волна с действительной скоростью. Данное условие для поперечных упругих волн имеет вид

$$\frac{P}{\mu} \geq \frac{1 + \nu}{2 - \nu}, \quad \frac{P}{\mu} \geq \frac{1 + \nu}{3(1 - \nu)}. \quad (28)$$

Для получения численной оценки в случае использования потенциала типа Мурнагана из формул (29) и (24) следует, что наряду с данными коэффициентов Ламе  $\lambda$  и  $\mu$  необходимо обладать также численной информацией о модулях упругости третьего порядка  $a, b, c$ .

**Численные результаты и обсуждения.** Согласно результатам, полученным в предыдущих разделах (формулы (11)—(21) для теоретического предела прочности и неустойчивости состояния равновесия и формулы (22)—(28) для распространения упругих волн в деформированных средах), выполнены соответствующие расчеты. В табл. 1 приведены численные значения критических сил и удлинений, соответствующих потере устойчивости состояния равновесия (1) по геометрическим формоизменениям при задании на поверхности шара "мертвых" сил и по "внутренней" неустойчивости при задании на поверхности "следающих" нагрузок. Результаты для  $P_*/\mu$  рассчитаны по формуле (17), для  $(\lambda_1)_*$  — по (18), а для  $\lambda_1^*$  — по (19). Они показывают, что в рамках как теории малых, так и больших начальных деформаций состояние равновесия шара в рассматриваемом виде нагружения является неустойчивым. Здесь же (табл. 1, строки 2 и 4) приведены критические значения сил и коэффициента удлинения (укорочения), при достижении которых в шаре реализуется "внутренняя" неустойчивость соответственно при малых и больших начальных деформациях. При сравнении результатов второй и четвертой строк с результатами третьей и пятой строк табл. 1 следует, что неустойчивость состояния равновесия упругого однородного изотропного шара по геометрическому формоизменению в случае действия на ее поверхности "мертвых" нагрузок предшествует "внутренней" неустойчивости. В случае действия на поверхности "следающих" нагрузок состояние равновесия шара по геометрическим формоизменениям устойчиво. Поэтому "внутренняя" неустойчивость в этом случае происходит без предварительного формоизменения. Необходимо подчеркнуть, что из формул критических сил и удлинения видно, что они от геометрических параметров шара и форм потери устойчивости не зависят. Этому обстоятельству в работе [Гузь, 1986 а] дано исчерпывающее объяснение. В рассматриваемых задачах граничная поверхность является одной из координатных поверхностей сферической системы координат. В силу характера уравнений Ламе (8) (в которые входят производные одного порядка) и указанного обстоятельства собственные числа не должны зависеть от геометрических параметров задачи. В случае рассмотрения задач устойчивости тел, ограниченных несколькими координатными поверхностями, критические нагрузки будут зависеть от геометрических параметров (например, от параметров тонкостенности). Отсутствие влияний пластических и вязких свойств материала (формулы типа (14) и (15)) на величину критических параметров связано с тем, что в силу принятых законов состояния неупругие деформации являются несжимаемыми и в связи с всесторонностью сжатия в начальном состоянии неупругие деформации не возникают.

Результаты расчетов, выполненные по формулам (25)—(28), приведены в табл. 2. В числителе приведены данные, относящиеся к в.в.т.м.н.д., а в знаменателях — т.б.н.д. Числа, приведенные в строках 4 и 5 таблицы, показывают, что в случае превышения этих значений условия (27) и (28) в рамках рассматриваемых вариантов НЛТ не выполняются, т. е. в среде не могут распространяться упругие продольные и поперечные волны с действительной скоростью соответственно. Более явно такой вывод следует из результатов табл. 3, где приведены числен-

Т а б л и ц а 1

$\nu$	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,41	0,45
$P^*/\mu$	1	1	1	1	1	1	1
$P_*/\mu$	0,5	0,53	0,57	0,60	0,64	0,64	0,65
$\lambda_1^*$	0,5	0,58	0,67	0,76	0,88	0,89	0,94
$(\lambda_1)_*$	0,75	0,79	0,84	0,89	0,94	0,94	0,97

Т а б л и ц а 2

$\nu$	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,41	0,45
$K_P^R$	$\frac{1,5}{2,5}$	$\frac{1,3182}{2,1364}$	$\frac{1,1668}{1,8333}$	$\frac{1,0385}{1,5769}$	$\frac{0,9286}{1,3571}$	$\frac{0,9184}{1,3369}$	$\frac{0,8793}{1,2586}$
$K_S^R$	$\frac{1}{1,5}$	$\frac{0,8636}{1,2273}$	$\frac{0,75}{1}$	$\frac{0,6538}{0,8077}$	$\frac{0,5714}{0,6429}$	$\frac{0,5638}{0,6277}$	$\frac{0,5345}{0,569}$
$P_l / \mu$	$\frac{0,6667}{0,4}$	$\frac{0,8534}{0,5266}$	$\frac{1,1429}{0,7273}$	$\frac{1,6852}{1,1098}$	$\frac{3,2308}{2,2105}$	$\frac{3,5689}{2,4518}$	$\frac{6,2549}{4,3699}$
$P_S / \mu$	$\frac{0,5}{0,3333}$	$\frac{0,5789}{0,4074}$	$\frac{0,6667}{0,5}$	$\frac{0,7647}{0,6190}$	$\frac{0,875}{0,7778}$	$\frac{0,8868}{0,7966}$	$\frac{0,9355}{0,8788}$

ные значения величин  $C_l^2$  и  $C_s^2$ , рассчитанные по формулам (22) с использованием расчетных значений  $K_P^R$  и  $K_S^R$  из табл. 2. В числителе результаты соответствуют случаю т.б.н.д., а в знаменателях — в.в.т.м.н.д. В расчетах использованы данные на поверхности внутреннего ядра Земли модели PREM [Anderson, 2007]:

$$\rho = 12,76 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}, \quad \mu = 1567 \cdot 10^2 \text{ МПа}, \quad P = 3288,5 \cdot 10^2 \text{ МПа}, \quad \nu = 0,443,$$

$$K = 13434 \cdot 10^2 \text{ МПа}.$$

Величины  $2 \frac{P}{\rho} K_P^R$  и  $2 \frac{P}{\rho} K_S^R$  в табл. 3 характеризуют влияния деформирования упругой среды на величины продольных и поперечных волн. Их численные значения (см. табл. 3) показывают, что эти влияния огромные и под их воздействием в деформируемой твердой среде не могут распространяться упругие объемные волны с действительной скоростью. Нижние индексы  $P$  указывают, что эти значения относятся к продольным, а  $S$  — к поперечным волнам. Вопреки изложенному из данных рис. 1, а, б и численных результатов, указанных в первом и четвертом столбцах табл. 3, следует, что в PREM в условиях  $P \geq 2\mu$  скорости продольных и поперечных упругих волн в шаре приняты как действительные. Это еще раз показывает, что данные о физико-механических, акустических и плотностных характеристиках в теоретических моделях должны распределяться согласно соответствующим требованиям механики деформируемых сред с начальными напряжениями с учетом нелинейных законов состояния. Полученные конкретные результаты относятся к данным внутреннего ядра. С другой стороны, они предсказывают, что при решении вопроса о распределении физико-механических параметров сред мантии и литосферы также необходимо обработать и интерпретировать соответствующую геолого-геофизическую информацию на базе нелинейных (хотя бы в пределах НЛТ) теорий с учетом предварительной деформированности среды.

Данные о составе материала внутреннего ядра указывают на его анизотропию (см. рис. 1, б) [Litasov, Shatskiy, 2016]. Естественно, что в анизотропной среде вследствие малости сдвиговых жесткостей явление "внутренней" неустойчивости будет проявляться при значительно меньших уровнях нагрузок и деформации, чем в изотропных приближениях.

Т а б л и ц а 3

$C_{l0}^2$ , км/с	$2P/\rho K_P^R$ , км/с	$C_l^2$ , км/с	$C_{s0}^2$ , км/с	$2P/\rho K_S^R$ , км/с	$C_s^2$ , км/с
121,44	$\frac{-4566,81}{-6556,41}$	$\frac{-4445,37}{-6434,97}$	12,25	$\frac{-2780,80}{-2984,41}$	$\frac{-2768,56}{-2972,16}$

Заметим, что приведенные в данной статье результаты получены без учета влияния температуры, распределение которой показано на рис. 1, а. Учет температурных влияний на критические величины неустойчивости еще более усугубляет положение. Под действием температурных полей процесс неустойчивости реализуется при существенно низком уровне давлений. Поэтому учет температуры не будет оказывать качественное влияние на вывод о недостаточности интерпретации геофизических данных в пределах классической теории. Учет температуры необходим при решении конкретных задач локального распределения рассматриваемых параметров.

*Работа выполнена в рамках научно-исследовательской программы НАНА по теме "Комплекс теоретических и экспериментальных исследований междисциплинарных проблем геомеханики", утвержденной Постановлением Президиума Национальной Академии Наук Азербайджана № 5/3 от 11 февраля 2015 г. (2015—2017 гг.).*

### Список литературы

- Абасов М.Т., Кулиев Г.Г., Джеваншир Р.Д. Модель развития литосферы. *Вестник РАН*. 2000. Т. 70. № 2. С. 129—135.
- Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектоногенез. В кн.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. Москва: Научный мир, 2001. С. 425—443.
- Авсюк Ю.Н. О движении внутреннего ядра. *Докл. АН СССР*. 1973. Т. 212. № 5. С. 1103—1105.
- Буллен К.Е. Плотность Земли. Москва: Мир, 1978. 442 с.
- Гузь А.Н. Механика разрушения композитных материалов при сжатии. Киев: Наук. думка, 1989. 632 с.
- Гузь А.Н. Основы трехмерной теории устойчивости деформируемых тел. Киев: Выща школа, 1986а. 511 с.
- Гузь А.Н. Упругие волны в телах с начальными напряжениями. Т. 2. Закономерности распространения. Киев: Наук. думка, 1986б. 536 с.
- Гузь А.Н. Устойчивость упругих тел при всестороннем сжатии. Киев: Наук. думка, 1979. 144 с.
- Жарков В.Н. Физика земных недр. Москва: Наука и образование, 2012. 384 с.
- Кулиев Г.Г. Нелинейные действия упругой среды и их влияния на скорость распространения упругих волн. *Изв. НАНА. Сер. Науки о Земле*. 2009. № 2. С. 31—39.
- Кулиев Г.Г. Деформации, обусловленные процессами уплотнения, разуплотнения и фазовыми переходами во внутренних структурах Земли. *Геофиз. журн*. 2013. Т. 35. № 3. С. 166—176.
- Кулиев Г.Г. Основы математической теории устойчивости скважин. Баку: Элм, 1988. 170 с.
- Кулиев Г.Г., Аскеров А.Д. Решение нелинейной задачи о приращении плотности среды глубин Земли и его неустойчивость. *Изв. НАНА. Сер. Науки о Земле*. 2007. № 1. С. 38—50.
- Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. Москва: Наука, 1982. 279 с.
- Левин Б.В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах. В кн.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. Москва: Научный мир, 2001. С. 444—460.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Современные представления о составе ядра Земли. *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 1. С. 31—62. doi: 10.15372/GiG20160103.

- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 612 с.
- Ляв А.И. Математическая теория упругости. Москва: ОНТИ, 1935. 676 с.
- Мологенский М.С. Гравитационное поле. Фигура и внутреннее строение Земли. Москва: Наука, 2001. 569 с.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Когда, как и почему образовались геосферы Земли. *Природа*. 2011. № 5. С. 25—31.
- Работнов Ю.Н. Механика деформируемого твердого тела. Москва: Наука, 1988. 712 с.
- Саговский М.А., Николаев А.В. Новые методы сейсмической разведки. Перспективы развития. *Вестник АН СССР*. 1982. № 1. С. 57—64.
- Сегов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. Москва: Наука, 1970. 492 с.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 506 с.
- Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. Москва: Наука, 1975. 529 с.
- Akbarov S.D., 2015. Dynamics of pre-strained bi-material elastic systems: linearized three-dimensional approach. Switzerland: Springer, 1004 p. doi: 10.1007/978-3-319-14460-3.
- Akbarov S.D., 2013. Stability loss and buckling delamination: three-dimensional linearized approach for elastic and viscoelastic composites. Berlin: Springer, 448 p. doi: 10.1007/978-3-642-30290-9.
- Anderson D.L., 2007. New theory of the Earth. New York, Cambridge: University Press, 385 p.
- Anderson O.L., 1995. Equations of state of solids for geophysics and ceramic science. New York: Oxford University Press., 240 p.
- Biot M.A., 1965. Mechanics of incremental deformation. New York: Willey, 506 p.
- Birch F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57(2), 227—286. doi: 10.1029/JZ057i002p00227.
- Deuss A., 2014. Heterogeneity and anisotropy of Earth's inner core. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 42, 103—126. doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054658.
- Dobretsov N.L., Shatskiy A.F., 2012. Deep carbon cycle and geodynamics: the role of the core and carbonatite melts in the lower mantle. *Russian Geology and Geophysics* 53(11), 1117—1132. doi: 10.1016/j.rgg.2012.09.001.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.* 25(4), 297—356. doi: 10.17611/DP/9991844.
- Guliyev H.H., 2010. A new theoretical conception concerning the tectonic processes of the Earth. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (56), 50—74.
- Guliyev H.H., 2011. Fundamental role of deformations in internal dynamics of the Earth. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (61), 33—50.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.* 105(2), 429—465. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122(1), 108—124. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Kuliev G.G., 1988. A new approach to calculation of the theoretical ultimate strength of materials. *Strength of materials* 20(5), 623—629. doi: 10.1007/BF01528552.

- Molodenskii S.M., 2010. Correctives to the scheme of the Earth's structure inferred from new data on nutation, tides, and free oscillations. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46(7), 555—579. doi: 10.1134/S1069351310070013.
- Molodenskii S.M., Molodenskaya M.S., 2015. Attenuation of free spheroidal oscillations of the Earth after the  $M = 9$  Earthquake in Sumatra and the super-deep Earthquake in the Sea of Okhotsk: I. the Admissible  $Q$ -factor range for the fundamental mode and overtones of the free spheroidal oscillations. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51(6), 821—839. doi: 10.1134/S1069351315060051.
- Molodenskii S.M., Molodenskii M.S., 2015. Attenuation of free spheroidal oscillations of the Earth after the  $M = 9$  Earthquake in Sumatra and super-deep earthquake in the Sea of Okhotsk: II. interpretation of the observed  $Q$ -factor. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51(6), 840—856. doi: 10.1134/S1069351315060063.
- Morelli A., Dziewonski A.M., 1993. Body-wave traveltimes and a spherically symmetric  $P$ - and  $S$ -wave velocity model. *Geophys. J. Int.* 112(2), 178—194. doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb01448.x.
- Nimmo F., 2015. Energetics of the core. Vol. 8. In: *Treatise on geophysics (second edition)*. Oxford: Elsevier, 27—55. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00139-1>.
- Souriau A., Calvet M., 2015. Deep earth structure: The Earth's cores. V. 1. In: *G. Schubert (Editor-in-Chief). Treatise on geophysics (second edition)*. Oxford: Elsevier, 725—757. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00020-8>.
- Sumita I., Bergman M.I., 2007. Inner-Core Dynamics. Vol. 8. In: *Treatise on Geophysics*. Oxford: Elsevier, 299—318. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-52748-6.00132-2>.
- Thurston R., Brugger K., 1964. Third-order elastic constants and velocity of small amplitude elastic waves in homogeneously stressed media. *Phys. Rev.* 133(6A), 1604—1610. doi:<http://dx.doi.org/10.1103/PhysRev.133.A1604>.

## Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics

© H.H. Guliyev, 2017

It follows from the basic principles of mechanics of deformable solids relating to the strength, stability and propagation of elastic waves that the inner core of the Earth cannot exist in the form of a spherical structure in the assumed thermobaric conditions and calculation values of physico-mechanical parameters. Pressure level reaches a value that is significantly greater than the theoretical limit of medium strength in the model approximations at the surface of the sphere of the inner core. On the other hand, equilibrium state of the sphere is unstable by the geometric forming at much lower loads under the influence of the "dead" surface loads. In case of the action of "follower" loads, the assumed pressure value on the surface of the sphere is comparable with the value of the critical load of "internal" instability. In these cases, due to the instability of the equilibrium state, propagation of homogeneous deformations becomes uneven in the sphere. Moreover, the elastic waves with actual velocity cannot propagate in such conditions in solid medium. Violation of these fundamental conditions of mechanics needed in determining the physical and mechanical properties of the medium must be taken into account in the integrated interpretations of seismic and laboratory (experimental) data. In this situation, application of linear elasticity theory and elastic waves, despite compliance with the required integral conditions on the mass, moment of inertia and natural oscillations of the Earth, does not ensure the reliability of results on the structure and composition of the Earth's core.

**Key words:** Earth's core, high pressure, instability, elastic waves with actual velocity.

## References

- Abasov M. T., Kuliev G. G., Dzhevanshir R. D., 2000. Development model of the Lithosphere. *Vestnik RAN* 70(2), 129—135 (in Russian).
- Avsyuk Yu. N., 2001. Extraterrestrial factors affecting tectogenesis. In: *Fundamental problems of global tectonics*. Moscow: Nauchnyy Mir, 425—443 (in Russian).
- Avsyuk Yu. N., 1973. Motion of the inner core. *Doklady AN SSSR* 212(5), 1103—1105 (in Russian).
- Bullen K. E., 1978. The density of the Earth. Moscow: Mir, 442 p. (in Russian).
- Guz A. N., 1989. Fracture mechanics of composite materials under compression. Kyiv: Naukova Dumka, 632 p. (in Russian).
- Guz A. N., 1986a. Fundamentals of three-dimensional theory of stability of deformable bodies. Kiev: Vishcha shkola, 511 p. (in Russian).
- Guz A. N., 1986b. Elastic waves in bodies with initial stresses. Vol. 2. Propagation patterns. Kiev: Naukova Dumka, 536 p. (in Russian).
- Guz A. N., 1979. Stability of elastic bodies under uniform compression. Kiev: Naukova Dumka, 144 p. (in Russian).
- Zharkov V. N., 2012. Physics of the Earth's interior. Moscow: Nauka i obrazovaniye, 384 p. (in Russian).
- Guliyev H. H., 2009. Nonlinear actions of elastic medium and their effect on the propagation velocity of elastic waves. *Izvestiya NANA. Ser. Nauki o Zemle* (2), 31—39 (in Russian).
- Guliyev H. H., 2013. Deformations, corresponding to processes of consolidation, deconsolidation and phase transitions in internal structures of the Earth. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 166—176 (in Russian).
- Kuliev G. G., 1988. Fundamentals of the mathematical theory of the stability of wells. Baku: Elm, 170 p. (in Russian).
- Guliyev H. H., Askerov A. D., 2007. The solution of nonlinear problem on increase of environment density of the Earth depths and its instability. *Izvestiya NANA. Ser. Nauki o Zemle* (1), 38—50 (in Russian).
- Kuskov O. L., Khitarov N. I., 1982. Thermodynamics and geochemistry of the core and mantle of the Earth. Moscow: Nauka, 279 p. (in Russian).
- Levin B. V., 2001. The role of the Earth's inner core movements in the tectonic processes. In: *Fundamental problems of global tectonics*. Moscow: Nauchnyy Mir, 444—460 (in Russian).
- Litasov K. D., Shatskiy A. F., 2016. Composition of the Earth's core: A review. *Russian Geology and Geophysics* 57(1), 22—46. doi: 10.1016/j.rgg.2016.01.003.
- Lobkovskiy L. I., Nikishin A. M., Khain V. E., 2004. Modern problems of geotectonics and geodynamics. Moscow: Nauchnyy Mir, 612 p. (in Russian).
- Lyav A. I., 1935. The mathematical theory of elasticity. Moscow: The combined scientific and technical publishing, 676 p. (in Russian).
- Molodenskiy M. S., 2001. The gravitational field. The figure and the internal structure of the Earth. Moscow: Nauka, 569 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu., 2011. When, how and why were the Earth's geospheres formed. *Priroda* (5), 25—31 (in Russian).



- Rabotnov Yu.N., 1988. Mechanics of Deformable Solids. Moscow: Nauka, 569 p. (in Russian).
- Sadovskiy M.A., Nikolaev A.V., 1982. New methods of seismic exploration. Prospects of development. *Vestnik AN SSSR* (1), 57—64 (in Russian).
- Sedov L.I., 1970. Mechanics of the continuum medium. Vol. 1. Moscow: Nauka, 492 p. (in Russian).
- Sorokhtin O.G., Ushakov S.A., 2002. Earth Development. Moscow: MGU Publ. House, 506 p. (in Russian).
- Trusdell K., 1975. Initial course of rational mechanics of continuum media. Moscow: Nauka, 529 p. (in Russian).
- Akbarov S.D., 2015. Dynamics of pre-strained bi-material elastic systems: linearized three-dimensional approach. Switzerland: Springer, 1004 p. doi: 10.1007/978-3-319-14460-3.
- Akbarov S.D., 2013. Stability loss and buckling delamination: three-dimensional linearized approach for elastic and viscoelastic composites. Berlin: Springer, 448 p. doi: 10.1007/978-3-642-30290-9.
- Anderson D.L., 2007. New theory of the Earth. New York, Cambridge: University Press, 385 p.
- Anderson O.L., 1995. Equations of state of solids for geophysics and ceramic science. New York: Oxford University Press., 240 p.
- Biot M.A., 1965. Mechanics of incremental deformation. New York: Willey, 506 p.
- Birch F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57(2), 227—286. doi: 10.1029/JZ057i002p00227.
- Deuss A., 2014. Heterogeneity and anisotropy of Earth's inner core. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 42, 103—126. doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054658.
- Dobretsov N.L., Shatskiy A.F., 2012. Deep carbon cycle and geodynamics: the role of the core and carbonatite melts in the lower mantle. *Russian Geology and Geophysics* 53(11), 1117—1132. doi: 10.1016/j.rgg.2012.09.001.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.* 25(4), 297—356. doi: 10.17611/DP/9991844.
- Guliyev H.H., 2010. A new theoretical conception concerning the tectonic processes of the Earth. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (56), 50—74.
- Guliyev H.H., 2011. Fundamental role of deformations in internal dynamics of the Earth. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter* (61), 33—50.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.* 105(2), 429—465. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122(1), 108—124. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Kuliev G.G., 1988. A new approach to calculation of the theoretical ultimate strength of materials. *Strength of materials* 20(5), 623—629. doi: 10.1007/BF01528552.
- Molodenskii S.M., 2010. Correctives to the scheme of the Earth's structure inferred from new data on nutation, tides, and free oscillations. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46(7), 555—579. doi: 10.1134/S1069351310070013.
- Molodenskii S.M., Molodenskaya M.S., 2015. Attenuation of free spheroidal oscillations of the Earth after the  $M = 9$  Earthquake in Sumatra and the super-deep Earthquake in the Sea of Okhotsk: I.

the Admissible  $Q$ -factor range for the fundamental mode and overtones of the free spheroidal oscillations. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51(6), 821—839. doi: 10.1134/S1069351315060051.

Molodenskii S.M., Molodenskii M.S., 2015. Attenuation of free spheroidal oscillations of the Earth after the  $M = 9$  Earthquake in Sumatra and super-deep earthquake in the Sea of Okhotsk: II. interpretation of the observed  $Q$ -factor. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51(6), 840—856. doi: 10.1134/S1069351315060063.

Morelli A., Dziewonski A.M., 1993. Body-wave traveltimes and a spherically symmetric  $P$ - and  $S$ -wave velocity model. *Geophys. J. Int.* 112(2), 178—194. doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb01448.x.

Nimmo F., 2015. Energetics of the core. Vol. 8. In: *Treatise on geophysics (second edition)*. Oxford: Elsevier, 27—55. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00139-1>.

Souriau A., Calvet M., 2015. Deep earth structure: The Earth's cores. V. 1. In: G. Schubert (Editor-in-Chief). *Treatise on geophysics (second edition)*. Oxford: Elsevier, 725—757. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00020-8>.

Sumita I., Bergman M.I., 2007. Inner-Core Dynamics. Vol. 8. In: *Treatise on Geophysics*. Oxford: Elsevier, 299—318. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00132-2>.

Thurston R., Brugger K., 1964. Third-order elastic constants and velocity of small amplitude elastic waves in homogeneously stressed media. *Phys. Rev.* 133(6A), 1604—1610. doi: <http://dx.doi.org/10.1103/PhysRev.133.A1604>.

# Годовые, 11-летние и аперiodические вариации вектора индукции на 8 обсерваториях сети Intermagnet

© В. И. Бабак<sup>1</sup>, И. И. Рокитянский<sup>1</sup>, Е. Ю. Соколова<sup>2, 3</sup>, А. В. Терешин<sup>1</sup>, 2017

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Поступила 18 сентября 2016 г.

Виконано великий обсяг обробки геомагнітних даних за 1991—2014 рр. обсерваторій мережі Intermagne, отримано часові ряди компонент вектора індукції з дискретністю один місяць. Наведено результати обробки даних восьми обсерваторій, розташованих у різних частинах земної кулі. Для них показано графіки варіацій щомісячних значень компонент вектора індукції для чотирьох інтервалів періодів з діапазону 5—60 хв. Виявлено періодичні зміни оцінок компонент вектора (від піврічних до 11-річних), а також тренди. Після 2007 р. помітною є тенденція збільшення річних варіацій. Найінтенсивніші варіації зафіксовано на високих геомагнітних широтах і в приекваторіальній зоні, у середніх широтах вони мінімальні. На характер варіацій впливають як глобальні, так і регіональні/локальні чинники. Вивчення цих періодичних змін може дати унікальні відомості про речовину і структурні особливості земних надр. За даними польських обсерваторій з 2008 р. виділено тривалу аперіодичну варіацію, виявлення природи якої потребує подальших досліджень.

**Ключові слова:** електромагнітні функції відгуку, вектори індукції, періодичні варіації векторів індукції, провісники землетрусів.

**Введение.** Вращательные движения, в которых участвует (или в поле которых находится) Земля, характеризуются набором периодичностей. Главными из них являются сутки, месяц, год, солнечные циклы, конфигурации планет, оказывающие наибольшее воздействие на различные земные явления. Изучение этих периодичностей, особенно тех, которые влияют на эндогенные, недоступные для прямого наблюдения, планетарные процессы, может дать уникальные сведения о веществе и структурных особенностях земных недр.

Периодичности в переменном геомагнитном поле известны и изучаются давно. Для их изучения используются длительные наблюдения сети геомагнитных обсерваторий, а также перманентные наблюдения на немногочисленных геодинамических полигонах, как правило, расположенных в сейсмически опасных регионах. Общедоступные геомагнитные данные содержит сеть Intermagnet, в которую сейчас входит около 150 обсерваторий, число которых постепенно увеличивается. Данные Intermagnet начинаются с 1991 г. для 38 обсерваторий и по их

26-летним рядам уже можно проводить исследования периодичностей солнечного цикла, годовых вариаций и их гармоник.

По временным вариациям геомагнитного/магнитотеллурического полей можно вести мониторинг изменений глубинной электропроводности Земли (геоэлектрический мониторинг). Он осуществляется путем слежения изменений во времени функций отклика *RF*, *response functions* (импеданс, кажущееся сопротивление, вектор индукции *C*, магнитный тензор), описывающих линейную связь отдельных компонент электромагнитного поля в спектральной области и своей частотной зависимостью выражающих изменения электропроводности с глубиной. Более подробно основы метода функций отклика *RF* (в локальном варианте, а также с использованием наблюдений в удаленной базе *rr*, *remote reference*) и результаты его применения изложены, например, в [Varentsov et al., 2005 а, б; Sokolova et al., 2005] и, применительно к анализу временных вариаций *RF*, в наших предыдущих публикациях [Бабак и др., 2013; Рокитянский и др., 2013; 2015 а, б].

Следует отметить, что записи большей части обсерваторий, кроме "полезного" магнитотеллурического (МТ) сигнала, содержат помехи иногда более интенсивные, чем полезный сигнал. Это означает, что часть наблюдаемых вариаций RF не связана с изменением электропроводности земных слоев, а вызывается некоторыми другими явлениями, в первую очередь — индустриальными шумами и неоднородностью первичного поля (внешнего геомагнитного возбуждения). Эти факторы являются помехами при геоэлектрическом мониторинге, их необходимо учитывать и исключать, что является непростой задачей. Для надежного построения истинных (отражающих характер изменения электропроводности с глубиной) функций отклика по зашумленным данным большое значение имеет выбор адекватного алгоритма обработки рядов геомагнитных наблюдений и его программная реализация. Наиболее часто в этих целях используется метода *remote reference* в его различных современных модификациях. Однако ввиду значительного расстояния между обсерваториями Intermagnet применение техники удаленной точки *rr* малоэффективно (за исключением исследований в центральной Европе, где имеется более густая сеть геомагнитных обсерваторий).

Особый интерес представляют мало изученные периодические вариации RF, которые на сегодня еще не могут быть полностью объяснены ни за счет влияния помех и специфики геомагнитной активности, ни за счет изменений глубинной электропроводности. Мы предполагаем, что они могут содержать важную информацию о строении и динамике земных недр как планетарного, так и регионального/локального масштаба. Выделение подобных вариаций и длительных аперiodических явлений на их фоне, а также изучение пространственных и амплитудно-частотных характеристик периодичностей является целью наших настоящих и будущих исследований, результаты которых будут освещены в данной и последующих публикациях.

**О методике исследования.** Метод RF-мониторинга предполагает трансформацию временных рядов компонент электромагнитного (ЭМ) поля (запись последовательности измерений с шагом дискретизации  $\Delta t$ ) в набор зависящих от частоты (периода  $T$ ) оценок компонент функций отклика, полученных на серии последовательных отрезков записи, длиной  $\Delta \tau$  каждый ( $\Delta \tau \gg \Delta t$ ). Нами использовался наиболее распространенный подход при мониторинге дан-

ных геомагнитных обсерваторий — анализ последовательности оценок вектора индукции  $\mathbf{C}(T)$ , строящегося по коэффициентам линейных связей вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля и определяемого через действительный (in phase) вектор  $\mathbf{C}_u$ :

$$\mathbf{C}_u = A_u \mathbf{e}_x + B_u \mathbf{e}_y,$$

с северной компонентой  $A_u$  и восточной  $B_u$ , и мнимый (out of phase) вектор  $\mathbf{C}_v$ :

$$\mathbf{C}_v = A_v \mathbf{e}_x + B_v \mathbf{e}_y,$$

с северной компонентой  $A_v$  и восточной  $B_v$ .

Все четыре компоненты (или два вектора) определялись для набора периодов  $T_1, T_2, \dots, T_n$ , причем ( $\Delta t \ll T_i \ll \Delta \tau$ ). При этом использовалась технология [Климкович, 2009] в локальной (одноточечной) схеме оценивания RF. Таким образом для каждой обсерватории были построены  $4n$  временные ряды, состоящие из оценок компонент вектора индукции, с дискретностью  $\Delta \tau = 1$  сутки и длительностью за все выбранные годы мониторинга.

Для идентификации вносимых помехами искажений в оценки  $\mathbf{C}(T)$  и их нейтрализации выполнялся анализ когерентностей и спектров входных сигналов. Для уменьшения вклада помех результаты ежесуточных определений вектора индукции усреднялись за месяц, что уменьшало разрешающую способность метода и исключало на данном этапе исследование месячных периодичностей. Однако этот прием существенно стабилизировал оценки, используемые для дальнейшего анализа.

**Фрагменты истории исследования годовых (или сезонных) вариаций (ГВ).** Временные вариации RF активно изучались, главным образом, как возможные предвестники землетрясений (ЗТ) с середины XX в., при этом сезонные вариации наблюдались, но внимание на них не заострялось. Из рассмотренных работ первым о них пишет Ширази [Shiraki, 1980]. По данным обсерватории Какиока (КАК) с 1976 по 1978 гг.  $A_u$  и  $B_u$  увеличиваются летом, тогда как  $A_v$  и  $B_v$  зимой. Автор отмечает, что причиной могут быть как хорошо известные сезонные вариации геомагнитной возмущенности, так и годовые вариации электропроводности Земли.

По данным обсерватории Какиока (КАК) построен наиболее длинный ряд определений вектора индукции. С 1976 г. данные КАК оцифрованы (ежеминутные отсчеты) и стали доступны для обработки современными программами. Годовая вариация (ГВ) стабильно и четко видна на компонентах  $A_u$  и  $A_v$  (двойная амплиту-

да  $\approx 0,03—0,04$ ). На  $B_v$  и, особенно,  $B_u$  она появляется спорадически и нечетко, но в 2009—2010 гг. на  $B_v$  наблюдался резкий всплеск амплитуды ГВ до 0,05, который появился на фоне вариаций менее 0,02. Этот всплеск можно рассматривать как среднесрочный предвестник землетрясения Тохоку [Rokityansky et al., 2014].

В работе [Fujiwara, 1996] представлены вариации RF на четырех (в радиусе  $\approx 100$  км) близко расположенных обсерваториях MZS, KAK, ТКВ и KNZ за 1989—1992 гг. Наблюдается высокая синхронность всех вариаций, включая ГВ, на всех четырех обсерваториях на длинных периодах 128, 64 и 32 мин. На более коротких периодах вариабельность вектора индукции уменьшается и достигает уровня погрешности определения RF.

Годовые вариации по результатам примерно трехлетних наблюдений представлены в работе [Мороз и др., 2006] для обсерватории Паратунка на Камчатке и работе [Rokityansky et al., 2012] для трех центрально-европейских обсерваторий Дымер (KIV), Сурлари (SUA), Нижнее Селище. В Паратунке ГВ изменяется при изменении периода: около 0,03 при  $T = 6000$  с, менее 0,01 при  $T = 1000 \div 3000$  с, и около 0,03 при  $T = 250$  с. При этом направление вектора изменилось на 75 град. Во второй работе показана относительная локальность ГВ: в KIV и SUA (первая на 730 км севернее второй) годовая ва-

риация достигает 0,2 и 0,1 соответственно, а в Нижнем Селище, расположенном почти между первыми двумя, ГВ выражена слабо. В KIV ГВ максимальна в северной компоненте на наиболее длинных периодах. В SUA она максимальна на коротких периодах в действительных компонентах с переходом на больших периодах на мнимую компоненту. Эти данные показывают сложность формирования ГВ и подводят к предположению о том, что в их формировании принимают участие разномасштабные факторы от глобальных до региональных и локальных.

**Результаты обработки.** Для понимания закономерностей периодических вариаций необходимы длительные многолетние ряды векторов индукции во многих пунктах по всему земному шару, а также региональная и локальная детализация наблюдений. Представим первые результаты, полученные по данным глобальной сети Intermagnet на восьми обсерваториях (рис. 1), которые выбраны по следующим критериям: главный критерий — наличие четко выраженных ГВ, желательна наличие полугодовых и 11-летних вариаций. На рис. 2 представлены вариации всех компонент вектора индукции на четырех периодах, на которых погрешность определения компонент, как правило, не превышала 0,01—0,02, что позволяет считать периодические вариации такой и большей амплитуды установленными достоверно.

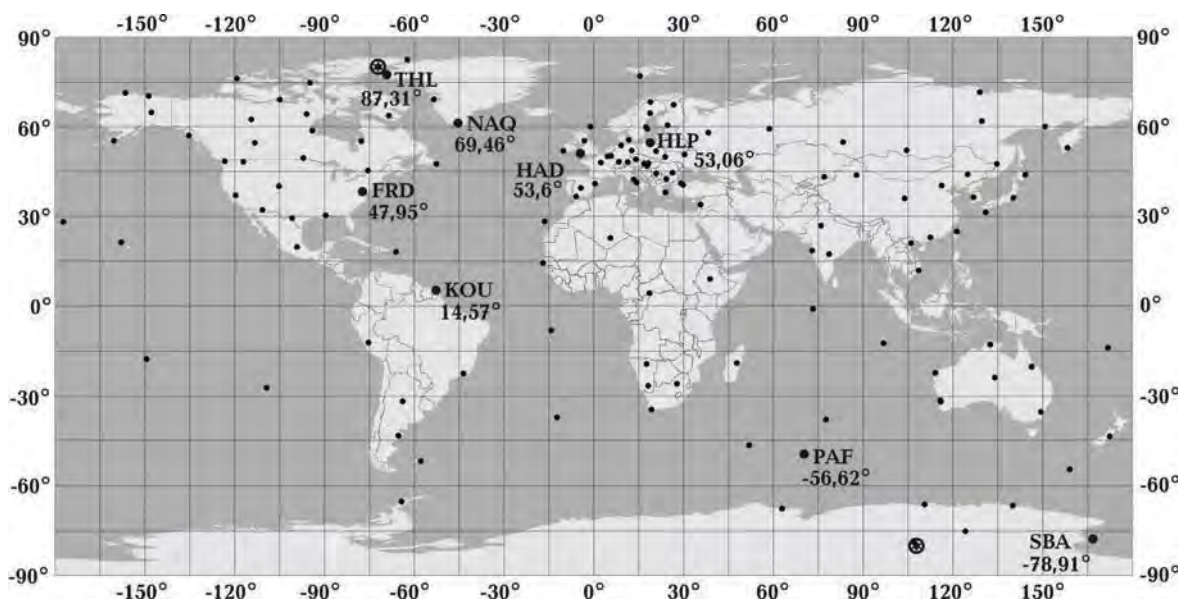


Рис. 1. Обсерватории сети Intermagnet (малые точки) и восемь отобранных обсерваторий (большие точки) с их кодовым названием и геомагнитной широтой. Кружки с точкой в центре — геомагнитные полюса для эпохи 2010 г.

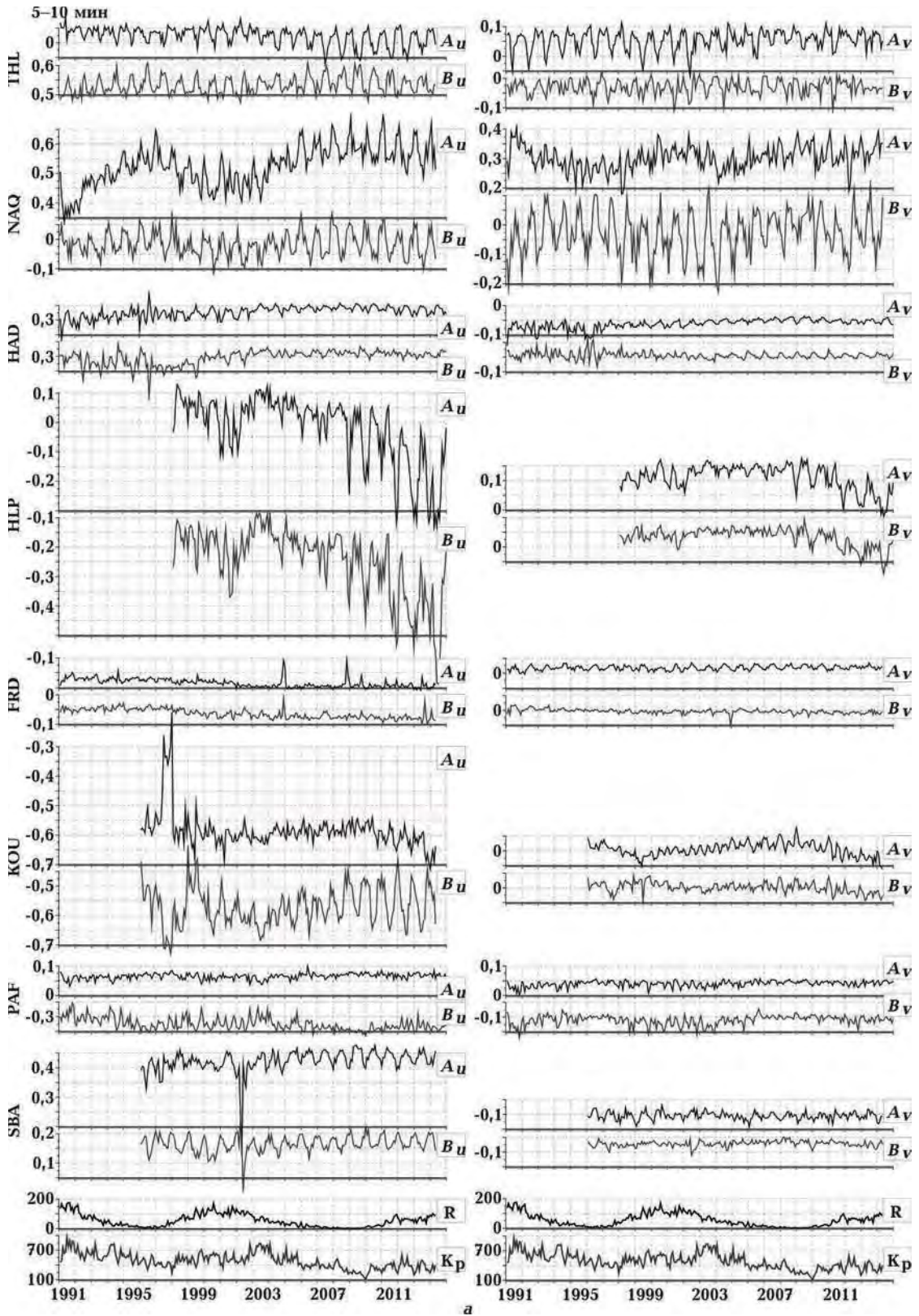
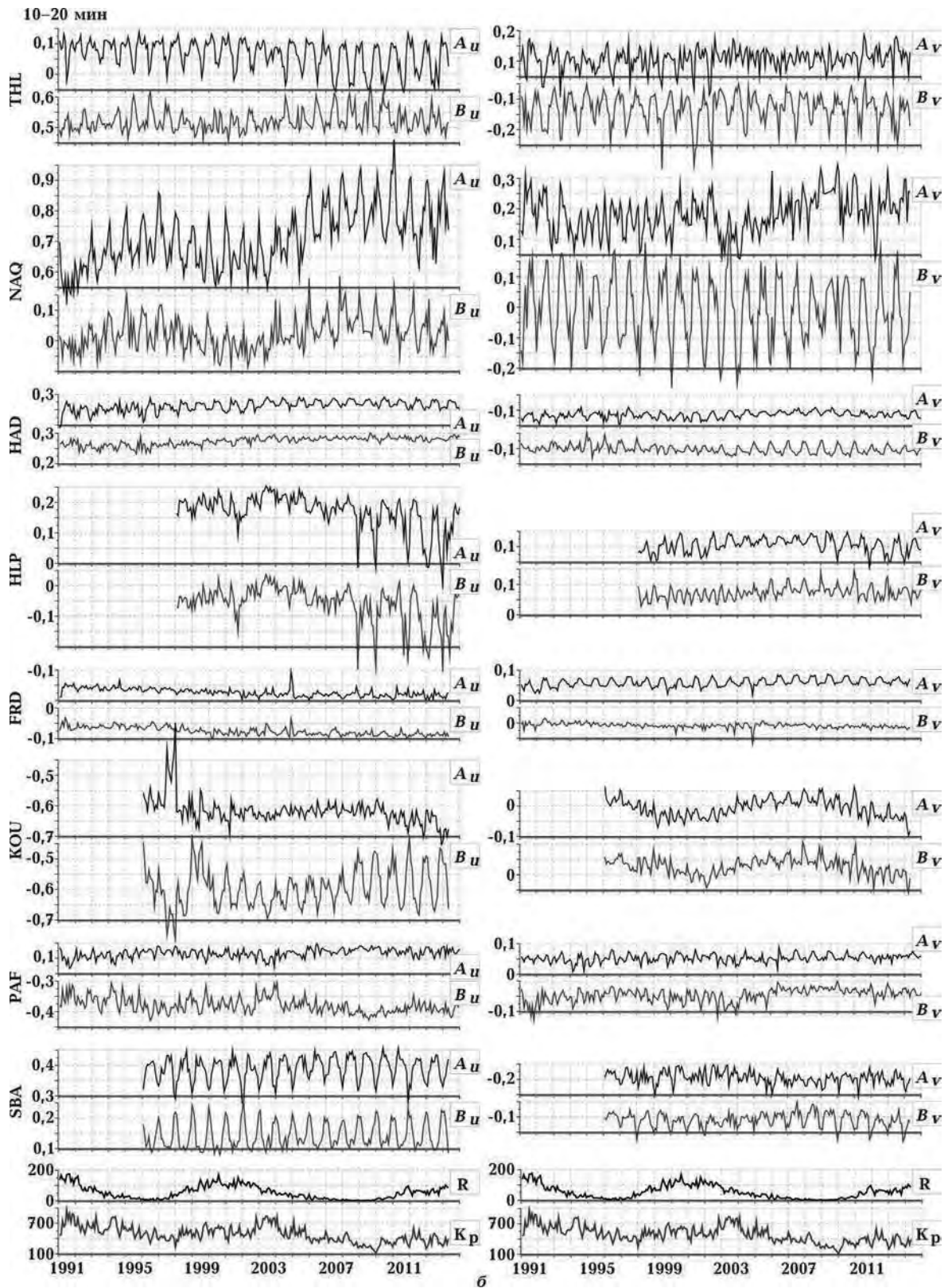


Рис. 2. Среднемесячные значения северных реальной  $A_u$  и мнимой  $A_v$ , а также восточных реальной  $B_u$  и мнимой  $B_v$  компонент векторов индукции на восьми обсерваториях для интервала пе-



риодов 5—10 (а), 10—20 (б), 20—40 (в), 40—60 мин (г) за все годы представленных в Intermagnet наблюдений. Внизу приведены графики индекса солнечной активности  $R$  и геомагнитной активности  $K_p$ .

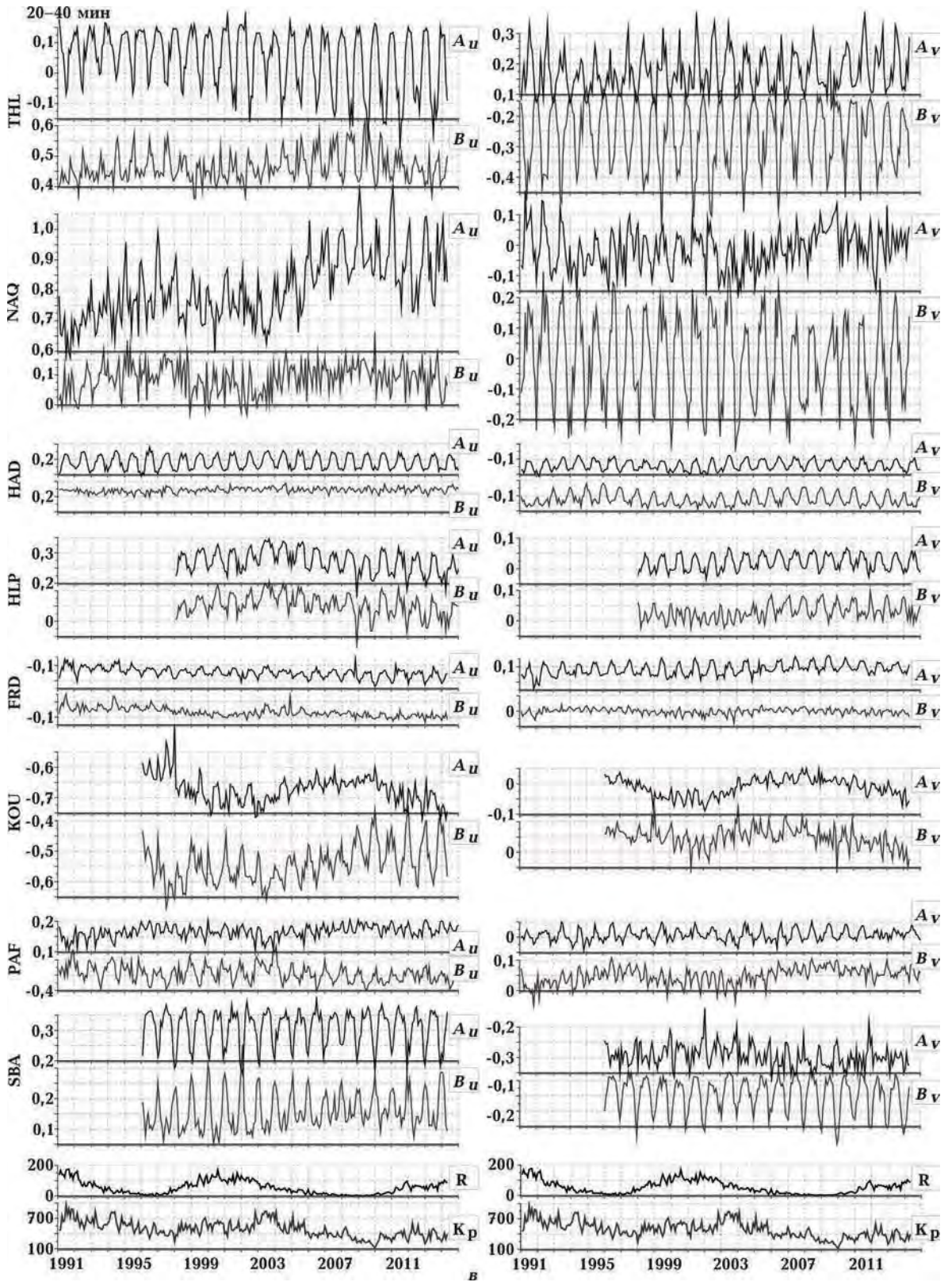


Рис. 2 (продолжение).



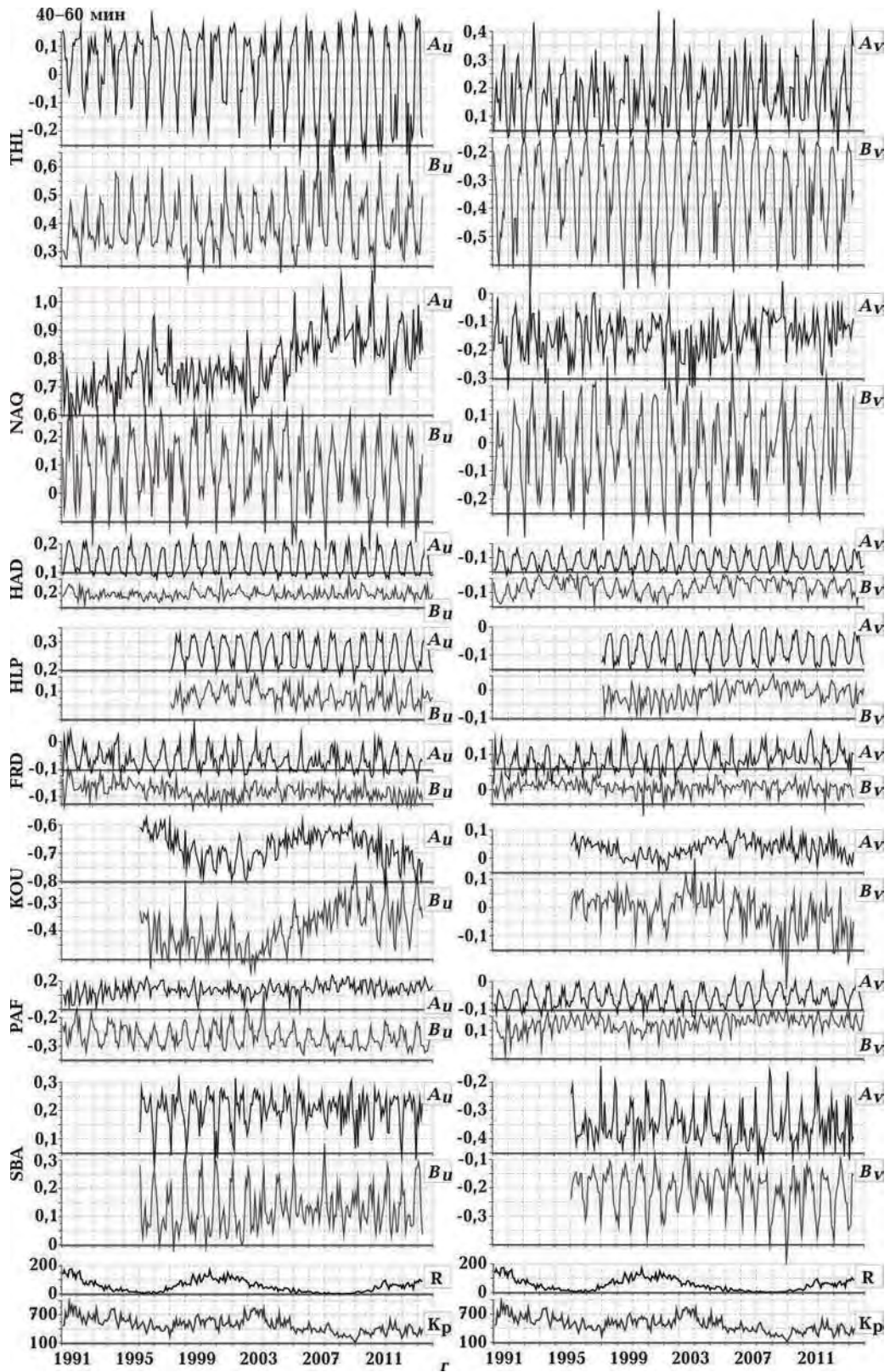


Рис. 2 (окончание).

**Обсуждение результатов, полученных на каждой обсерватории.** **ТНЛ** расположена на северо-западе Гренландии на берегу относительно глубоководного пролива Смита, морские токи в котором определяют восточную направленность реального вектора индукции. ГВ наиболее интенсивна на самом длинном периоде 3000 с, достигая временами амплитуды 0,5 на компонентах  $A_u$  и  $B_v$ . С уменьшением периода амплитуда ГВ убывает до значений порядка 0,1—0,05. ГВ нестабильны, их амплитуда обычно изменяется в 1,5—2 раза, а иногда и более, на протяжении 23 рассматриваемых лет. На компонентах  $B_u$  и  $A_v$  просматривается некоторая корреляция этих изменений с 11-летним циклом геомагнитной  $K_p$  и солнечной ( $R$ ) активности, однако, в целом изменения ГВ носят более сложный характер. Например, наблюдается "перетекание" годовых вариаций из одной компоненты в другую. Так, на периодах 5—10 мин на компоненте  $A_u$  с 1991 по 2005 гг. ГВ были мало интенсивные, а в 2006 г. удвоили свою амплитуду; на компоненте  $A_v$ , наоборот, амплитуда уменьшилась примерно вдвое, причем несколько раньше — примерно в 2003 г. Отметим, что ТНЛ находится внутри полярной шапки всего в 270 км от геомагнитного полюса эпохи 2000—2010 гг.

**NAQ** расположена на южной оконечности Гренландии на южной границе зоны полярных сияний. Морские токи Атлантического океана создают значительный реальный вектор индукции в северном направлении, достигающий значения 1 на периодах 20—60 мин. Максимальная (до 0,45) ГВ наблюдается на компоненте  $B_v$  на самых длинных периодах, убывая на коротких периодах до 0,3. Значительна 11-летняя вариация, которая на компоненте  $A_u$  сопровождается трендом. Причиной тренда могут быть коромантийные геодинамические процессы, гидрологические изменения в прилегающей части океана, гляциологические изменения. Влияние помех в данном случае менее вероятно, поскольку тренд наблюдается на всех периодах, включая длинные, на которых поле помех незначительно.

**НАД** расположена на юго-западе Англии. На коротких периодах до 1997 г. наблюдались беспорядочные колебания, на фоне которых периодические вариации почти не просматривались, после 2000 г. годовые вариации стали хорошо видны. На длинных периодах на трех компонентах ГВ четко видны во все годы наблюдений. Оказалось, что первоначально данные представлялись с точностью 1 нТл, а после 2000 г. — 0,1 нТл, т. е. в 10 раз точнее. Таким обра-

зом, отбрасывание одной значащей цифры может вносить существенную погрешность на коротких периодах, где полезные МТ вариации невелики, на длинных периодах такое загробление не сказалось.

**НЛР** расположена в средних широтах на севере Польши близ границы двух Европейских платформ, маркируемой шовной зоной Тейссейра—Торнквиста (ТТЗ). Годовая вариация достигает 0,12 на самых длинных периодах и уменьшается на более коротких. На коротких периодах, начиная с 2008 г., наблюдается значительный тренд среднегодовых значений, т. е. аперриодическая вариация с амплитудой порядка 0,3, сопровождающаяся также увеличением амплитуды годовых вариаций. Такая аномалия может быть проявлением тектонической активизации в пределах ТТЗ. Предположение о геодинамической природе аномалии будет рассмотрено в дальнейшем с привлечением дополнительных материалов, а также других соображений, способных свидетельствовать за или против этой гипотезы.

**FRD** — средние широты, восток США. Годовая вариация видна только на северных компонентах с амплитудой  $\approx 0,1$  на периоде 40—60 мин, с уменьшением периода ГВ остается только на  $A_v$ , уменьшаясь до 0,03. На мнимых компонентах с трудом прослеживаются небольшие полугодовая и 11-летняя вариации.

**KOU** — экваториальная зона, Гвиана на севере Южной Америки, побережье Атлантического океана. Большой вектор обусловлен береговым эффектом. Эта обсерватория характеризуется большой 11-летней вариацией, достигающей 0,15 на самом длинном периоде, уменьшающейся до 0,05 на самом коротком периоде, а также слабоамплитудными (0,02—0,04) нерегулярными вариациями с периодом несколько месяцев, включая полугодовую. ГВ выражена слабо, лучше всего — в компоненте  $B_u$  на средних и коротких периодах, особенно после 2008 г.

**PAF** — средние широты, остров в Индийском океане. ГВ небольшая только на длинном периоде на  $B_u$  и  $A_v$ , небольшая 11-летняя вариация, эпизодическое появление полугодовых вариаций. По амплитуде вариации имеют величины, близкие к наблюдаемым на обсерваториях в тех же широтах северного полушария.

**SBA** — Антарктида, зона полярных сияний, значительная ГВ (до 0,25) видна почти на всех компонентах, на  $B_u$  просматривается полугодовая и 11-летняя.

О пространственном распределении периодических вариаций по данным 8 рассмотрен-

ных здесь и еще примерно 50 обработанных обсерваторий можно сделать следующие предварительные выводы: наиболее интенсивные ГВ и 11-летние вариации обычно наблюдаются в высоких геомагнитных широтах, в средних широтах северного и южного полушарий они менее интенсивны и, возможно, увеличиваются в приэкваториальной зоне, особенно 11-летняя вариация. На широтные зависимости накладываются локальные и региональные условия, характер воздействия которых еще слабо изучен. После 2007 г. просматривается глобальная тенденция увеличения ГВ.

**Апериодическая вариация в Польше.** Обнаружена на записях обсерватории HLP на коротких периодах 5—10 мин и с меньшей амплитудой на периодах 10—20 мин. Вариация началась в 2008 г. и достигла значительной величины 0,3 к 2015 г. В связи с ее обнаружением была проведена обработка данных обсерватории BEL, удаленной на 340 км в юго-юго-восточном направлении от HLP. Мониторинг индукционных векторов BEL показал наличие и там значительной вариации в эти же годы (рис. 3). Подобные аperiодические вариации RF наблюдались в связи с геодинимическими событиями в Японии [Shiraki, Yanagihara, 1977] и Румынии [Kharin, 1982]. Аномалии выделялись по аналоговым записям обсерваторий Какиока (КАК) и Сулари (SUA) в диапазоне периодов 15—120 мин, на которых индустриальные помехи мало влияют на определение RF. В тоже время, похожие тренды оценок индукционных векторов выделены по цифровым записям обсерватории Какиока в диапазоне периодов 10—100 с, на которых наблюдаются сильные помехи от электрифицированных железных дорог, и RF на этих периодах определялись не по МТ полю, а главным образом по полю помех [Рокитянский и др., 2013]. Тем не менее, вариации наблюдались именно перед землетрясением Тохоку 11.03.2011. На других обсерваториях пока не обнаружено подобных долговременных вариаций векторов ин-

дукции. Поэтому, на настоящем этапе исследования предположение о том, что причиной вариаций в Польше также могут являться изменения глубинной электропроводности или литосферная эмиссия за счет геодинимических процессов, представляется нам заслуживающим обсуждения, но нуждающимся во всесторонней проверке.

Итак, рассмотрим две основные возможные причины возникновения аномалии на обсерваториях HLP и BEL: помехи и изменение электропроводности.

1. Обе обсерватории находятся на небольшом расстоянии от железных дорог, питаемых постоянным током: BEL на расстоянии 15—20 км от трех пересекающихся дорог [Neska et al., 2013], HLP на расстоянии 15—20 км на северо-восток от весьма извилистой дороги примерно северо-западного простирания. Реальный вектор индукции, формально вычисленный по полю помехи, направлен к току, создающему помеху, и перпендикулярен ему. Для HLP — это направление на юго-запад. Для BEL с железными дорогами с трех сторон окружающими обсерваторию такое направление трудно провести, однако в работе [Neska et al., 2013] оно определено экспериментально — на северо-восток для периодов 50—300 с и примерно на восток для 500—1000 с, где вектор уже совпадает с таковым, определенным после подавления влияния помех методом гт. Отметим, что эти определения в [Neska et al., 2013] выполнены по записям 2009 г., относящимся ко времени развития аperiодической вариации. На рис. 4 представлены полученные нами для двух обсерваторий частотные характеристики компонент вектора индукции. Отмечаются резкие изменения отдельных компонент в узком интервале периодов 300—1000 с. На более коротких периодах преобладает поле помех и RF слабо связаны с электропроводностью. На более длинных периодах преобладает МТ поле и результаты не искажены помехами. Следует от-

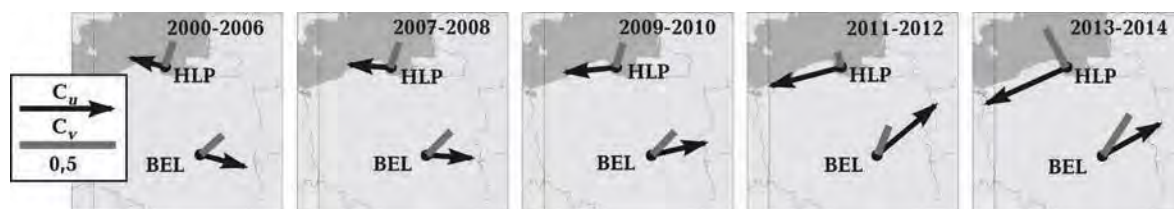


Рис. 3. Векторы индукции (в конвенции Wiese) на периоде 450 с (интервал 5—10 мин) на двух польских обсерваториях для пяти последовательных интервалов XXI в.

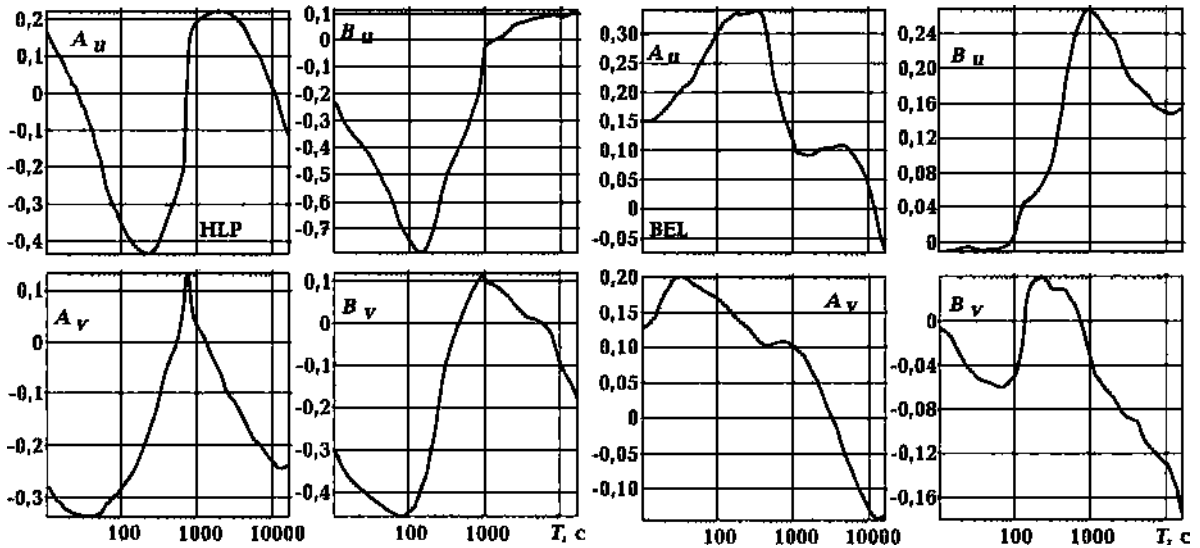


Рис. 4. Частотные характеристики компонент вектора индукции на обсерваториях HLP и BEL по данным трех десятидневных интервалов в декабре 2013 г.

метить, что ширина частотного диапазона этого перехода за значительный период времени (месяцы—годы) имеет не резкий характер и зависит от геомагнитной активности: при ее повышении преобладание МТ поля над помехами сдвигается в область более коротких периодов. Однако сопоставление с 11-летней вариацией геомагнитной активности показывает, что аперiodическая вариация не может объясняться изменением геомагнитной активности ( $R$ ), так как только нарастает и при подъеме  $R$  (см. рис. 2). Одновременно наблюдаемые аперiodические вариации в HLP и BEL могут быть отнесены к эффектам промышленных шумов в районах этих обсерваторий, только если допустить, что эти помехи почти синхронно изменялись на железных дорогах, разнесенных на 340 км друг от друга. Это представляется маловероятным, однако может и должно быть проверено повторной тщательной переобработкой данных.

2. Второе возможное объяснение аперiodической вариации HLP—BEL: изменение электропроводности литосферы, связанное с активными геодинамическими процессами. Следует напомнить, что рассматриваемый район Польши находится в зоне сочленения докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Европейской платформ, разделенных шовной зоной Тейссейра—Торнквиста (ТТЗ) трансевропейского северо-западного—юго-восточного простирания. Современная, неотектоническая, активизация подобных древних мобильных поясов известна, даже в пределах стабиль-

ных докембрийских щитов. О наличии и проявлении в центральной Европе геодинамических процессов, сопровождаемых эффектами в геомагнитном поле, свидетельствуют результаты, полученные в работах [Семенов, Петрищев, 2013, 2016; Petrishchev, Semenov, 2013]. И хотя результаты этих авторов, все еще остающиеся дискуссионными, получены в другом частотном диапазоне (несколько часов) и с более региональной привязкой, мы рассматриваем их как некий аргумент в поддержку второй гипотезы. Еще одним аргументом могут быть наблюдаемые вариации “постоянного” геомагнитного поля [Орлюк и др., 2016], отражающие изменения во времени намагниченности горных пород в районе структуры Тейссейра—Торнквиста.

С учетом вышеприведенных аргументов, аномалия векторов индукции HLP—BEL, будучи достоверно установленной, могла бы считаться проявлением активных процессов в тектоносфере региона, вызывающих изменения электропроводности в относительно мобильной и отмеченной глубинной аномалией электропроводности зоне ТТЗ [Ernst et al., 2008; Jozwiak, 2012].

На рис. 3 были показаны векторы для двух польских обсерваторий. Их направления трудно объяснить в рамках двумерных представлений, опирающихся на региональное простирание ТТЗ. Однако эти векторы, построенные по данным до 2008 г., вполне вписываются в сложную картину пространственного поведения векторов индукции, которая была получена в ре-

зультате экспериментальных работ 2001—2004 гг. по региону польской Померании, проведенных в рамках Проекта EMTESZ-Pomerania [Varentsov et al., 2005 а; Brasse et al., 2006] (рис. 5). В ходе последующих двумерного и трехмерного этапов анализа площадных материалов этого эксперимента [Ernst et al., 2008; Jozwiak, 2012] пространственно-частотное распределение векторов индукции описывалось как результат сложного, далеко не двумерного тектонического и геоэлектрического строения региона. В более поздней работе [Neska et al., 2013] для обсерватории BEL даны исправленные за счет влияния помех векторы индукции: действительные векторы на периодах короче 100 с направлены на юго-запад, в интервале 100—1000 с они постепенно поворачивают от южного направления к восточному и к периоду 5000 с достигают направления на северо-восток. В наших данных (см. рис. 3) северо-восточное направление характерно уже для оценок на периоде  $T = 450$  с, что говорит об их частичной контаминации помехами.

Перечисленные и ряд других работ указывают на сложное, "многоэтажное", строение исследуемого региона и непростую обстановку с ЭМ шумами в нем. Поэтому важно убедиться, что аперiodическая вариация, выявленная по данным мониторинга индукционных векторов в 2008—2014 гг., не определяется целиком помехами, а несет существенную, поддающуюся оценке, информацию о вариациях глубинной

электропроводности связанных с геодинамическими процессами. Для этого в первую очередь необходима переобработка данных мониторинга по длительным записям в обсерваториях HLP и BEL с использованием наблюдений в удаленных базовых пунктах и применением помехоподавляющих технологий (например схемы RRMC, хорошо зарекомендовавшей себя в борьбе с индустриальными помехами именно в Померании [Sokolova et al., 2005; Varentsov et al., 2005 а, б], а также, весьма желательно, — длительные дополнительные или повторные (например, в пунктах, выполненных в 2001—2004 гг. по проекту EMTESZ) наблюдения в регионе HLP—BEL в пунктах, удаленных от железных дорог, питаемых постоянным током.

**Заклучение.** В результате обработки данных за 1991—2014 гг. по 8 геомагнитным обсерваториям, расположенным в различных частях света и на различных геомагнитных широтах, получены ежемесячные значения вектора индукции в диапазоне периодов 5—60 мин. Выявлены периодические вариации компонент вектора индукции (от полугодовых и годовых до 11-летних), а также тренды. Проведенный анализ позволил установить ряд особенностей пространственного распределения этих вариаций. Наиболее интенсивны они на высоких геомагнитных широтах и в приэкваториальной зоне; в средних широтах они минимальны. На характер вариаций, по-видимому, влияют как глобальные, так и региональные и даже локальные фак-

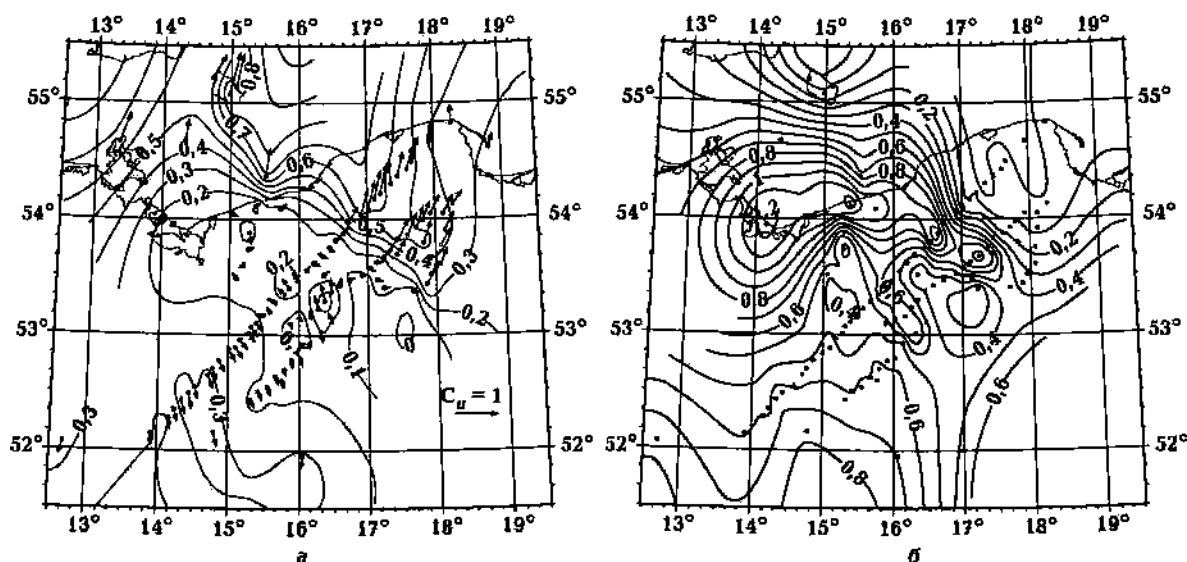


Рис. 5. Реальные векторы индукции и изолинии их длины (а), а также изолинии максимальной амплитуды аномального горизонтального магнитного тензора  $M$  (б) на периоде 1024 с, оцененные по материалам наблюдений проекта EMTESZ-Pomerania за 2001—2004 гг. [Varentsov et al., 2005 б].

торы. Так, после 2007 г. просматривается "глобальная" тенденция увеличения годовых вариаций. В то же время по данным обсерваторий в регионе польской Померании выделяется длительная аперiodическая вариация (тренд среднегодовых значений и увеличение амплитуды ГВ) компонент индукционного вектора, вклад в которую могут вносить как коррелированные

на значительной территории электромагнитные шумы, так и долговременные изменения глубинной электропроводности, вызванные геодинамическими факторами. Выявление истинной природы этой аномалии требует дополнительной работы с привлечением более совершенных методов обработки данных, а возможно, и новых измерений.

### Список литературы

- Бабак В.И., Климкович Т.А., Рокитянский И.И., Терешин А.В. Вариации вектора индукции в Японии. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 153—158.
- Климкович Т.А. Особливості часових змін аномального магнітного поля та векторів індукції у Закарпатському сейсмоактивному прогині: Дис. канд. фіз.-мат. наук. Київ, 2009. 195 с.
- Мороз Ю.Ф., Смирнов С.Э., Мороз Т.А. Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на Камчатке. *Физика Земли.* 2006. № 3. С. 49—56.
- Орлюк М., Марченко А., Роменець А. Сейсмічність Землі та вікові зміни її головного магнітного поля. В кн.: *Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища*, Львів, 20—23 вересня, 2016. С. 202—204.
- Рокитянский И.И., Бабак В.И., Терешин А.В. Вариации геомагнитных функций отклика в Японии. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 4. С. 126—138.
- Рокитянский И.И., Бабак В.И., Терешин А.В. Влияние геомагнитной активности на результаты вычисления вектора индукции. *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 6. С. 86—98.
- Рокитянский И.И., Трегубенко В.И., Бабак В.И., Терешин А.В. Вариации компонент вектора индукции и горизонтального тензора перед землетрясением Тохоку 11 марта 2011 г. по данным японских геомагнитных обсерваторий. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 115—130.
- Семенов В.Ю., Петрищев М.С. Влияние изменчивости внешних и внутренних источников индукционных зондирований. *Геодинаміка.* 2013. Т. 2. № 15. С. 326—328.
- Семенов В.Ю., Петрищев М.С. Годовые вариации кажущегося сопротивления Земли и их связь с тектоническими зонами в Евразии. В кн.: *Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища*, Львів, 20—23 вересня, 2016. С. 259—260.
- Brasse H., Cerv V., Ernst T., Hoffmann N., Jankowski J., Jozwiak W., Korja T., Kreutzmann A., Neska A., Palshin N., Pedersen L. B., Schwarz G., Smirnov M., Sokolova E., Varentsov I.M., 2006. Probing the electrical conductivity structure of the Trans-European Suture Zone. *Eos Trans. AGU*, 87(29), 281—287.
- Ernst T., Brasse H., Cerv V., Hoffmann N., Jankowski J., Jozwiak W., Kreutzmann A., Neska A., Palshin N., Pedersen L. B., Smirnov M., Sokolova E., Varentsov I.M., 2008. EM images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophys. Res. Lett.* 35, L15307. doi: 10.1029/2008GL034610.
- Fujiwara S., 1996. Temporal changes of geomagnetic transfer functions using data obtained mainly by the Geographical Survey Institute. *Bull. Geograph. Surv. Inst.* 42, 1—25.
- Jozwiak W., 2012. Large—scale crustal conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure Appl. Geophys.* 169, 1737—1747.
- Kharin E.P., 1982. Changes in transfer functions with time. *Geophys. Surv.* (4), 455—466.
- Neska A., Reda J., Neska M., Sumaruk Yu., 2013. On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv geomagnetic observatories. *Acta Geophysica*, 61(2), 385—403.
- Petrishchev M.S., Semenov V.Yu., 2013. Secular variations of the Earth's apparent resistivity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 361, 1—6.
- Rokityansky I.I., Klimkovich T.A., Babak V.I., Isac A., 2012. Annual and diurnal variations of induction vectors in relation to geodynamic processes. *Geomatics, Natural Hazard and Risk*, 3(3), 239—249.
- Rokityansky I.I., Babak V.I., Tereshin A.V., 2014. Induction vector at Kakioka observatory during

- hundred years. *EMSEV*, Konstancin Jeziorna, September 22—26, 136—141.
- Shiraki M.*, 1980. Monitoring of the time change in transfer functions in the Central Japan conductivity anomaly. *J. Geomag. Geoelectr.* 32, 637—648.
- Shiraki M., Yanagihara K.*, 1977. Transfer function at Kakioka (Part II). Reevaluation of Their Secular Changes. *Memoirs of the Kakioka magnetic observatory* 17, 19—25.
- Sokolova E. Yu., Varentsov Iv. M.*, *EMTESZ-Pomerania WG*, 2005. RRMC technique fights highly coherent EM noise in Pomerania. In: *Protokoll uber das 21 Kolloquium "EM Tiefenforschung"*. Eds
- O. Ritter, H. Brasse.* Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany, 124—136.
- Varentsov Iv. M., Sokolova E. Yu., Martanus E. R. and EMTESZ-Pomerania WG*, 2005a. Array view of electromagnetic transfer functions in the EMTESZ-Pomerania Project. In: *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., C-95(386), 107—121.
- Varentsov Iv. M., Sokolova E. Yu., EMTESZ-Pomerania WG*, 2005b. The magnetic control approach for the reliable estimation of transfer functions in the EMTESZ-Pomerania Project. In: *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. C-95(386), 67—80.

## Annual, 11-year period and aperiodic variations of the induction vector by eight observatories of Intermagnet network

© *V. I. Babak, I. I. Rokityansky, E. Yu. Sokolova, A. V. Tereshin, 2017*

A large amount of geomagnetic data of Intermagnet network observatories for 1991—2014 years have been processed and time series of induction vector components for every month were obtained. This paper presents the results of processing of eight observatories, located in different parts of the globe. For these observatories graphs of monthly values of induction vector components for four intervals of periods from the range 5—60 minutes are shown. Periodic changes in vector components (from semiannual to 11-years) are detected, as well as trends. After 2007 some increase of annual variations is seen. The most intense variations are at high geomagnetic latitudes and in the equatorial zone; they are minimal in the middle latitudes. The nature of variations is affected both by global and regional/local factors. Investigation of these periodic changes can give a unique information on the substance and the structural features of the Earth's interior. At Polish observatories long aperiodic variation is obtained after 2008, clarifying the nature of which requires further research.

**Key words:** electromagnetic functions of response, induction vectors, periodical variations of induction vectors, foreshocks of earthquakes.

### References

- Babak V. I., Klimkovich T. A., Rokityansky I. I., Tereshin A. V.*, 2013. Variations of induction vector in Japan. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(1), 153—158 (in Russian).
- Klymkovych T. A.*, 2009. Peculiarities of temporal variations of anomalous magnetic field and induction vectors in the Transcarpathian seismic-active trough: *Diss. of the candidate of phys. and math. sci.* Kiev, 195 p. (in Ukrainian).
- Moroz Yu. F., Smirnov S. E., Moroz T. A.*, 2006. The results of monitoring of geomagnetic field variations in Kamchatka. *Fizika Zemli* (3), 49—56 (in Russian).
- Orlyuk M., Marchenko A., Romenets A.*, 2016. Seismicity of the Earth and age-related changes

- of the main magnetic field. In: *Geophysical technologies for prediction and monitoring of geological media*, Lviv, September 20—23, 202—204 (in Ukrainian).
- Rokityansky I.I., Babak V.I., Tereshin A.V., 2015a. Variations of geomagnetic response functions in Japan. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 126—138 (in Russian).
- Rokityansky I.I., Babak V.I., Tereshyn A.V., 2015b. Influence of geomagnetic activity on induction vector calculation results. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(6), 86—98 (in Russian).
- Rokityansky I.I., Tregubenko V.I., Babak V.I., Tereshyn A.V., 2013. Variations of induction vector components and horizontal tensor before the Tohoku earthquake of March 11, 2011 according to Japanese geomagnetic observatories data. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 115—130 (in Russian).
- Semenov V.Yu., Petrishchev M.S., 2013. Effect of variation of external and internal sources of magnetic field on the results of induction sounding. *Geodynamika* 2(15), 326—328 (in Russian).
- Semenov V.Yu., Petrishchev M.S., 2016. Annual variations of the apparent resistivity of the Earth and their relationship with tectonic zones in Eurasia. In: *Geophysical technologies for prediction and monitoring of geological media*, Lviv, September 20—23, 259—260 (in Russian).
- Brasse H., Cerv V., Ernst T., Hoffmann N., Jankowski J., Jozwiak W., Korja T., Kreutzmann A., Neska A., Palshin N., Pedersen L. B., Schwarz G., Smirnov M., Sokolova E., Varentsov I.M., 2006. Probing the electrical conductivity structure of the Trans-European Suture Zone. *Eos Trans. AGU*, 87(29), 281—287.
- Ernst T., Brasse H., Cerv V., Hoffmann N., Jankowski J., Jozwiak W., Kreutzmann A., Neska A., Palshin N., Pedersen L. B., Smirnov M., Sokolova E., Varentsov I.M., 2008. EM images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophys. Res. Lett.* 35, L15307. doi: 10.1029/2008GL034610.
- Fujiwara S., 1996. Temporal changes of geomagnetic transfer functions using data obtained mainly by the Geographical Survey Institute. *Bull. Geograph. Surv. Inst.* 42, 1—25.
- Jozwiak W., 2012. Large—scale crustal conductivity pattern in Central Europe and its correlation to deep tectonic structures. *Pure Appl. Geophys.* 169, 1737—1747.
- Kharin E.P., 1982. Changes in transfer functions with time. *Geophys. Surv.* (4), 455—466.
- Neska A., Reda J., Neska M., Sumaruk Yu., 2013. On the influence of DC railway noise on variation data from Belsk and Lviv geomagnetic observatories. *Acta Geophysica*, 61(2), 385—403.
- Petrishchev M.S., Semenov V.Yu., 2013. Secular variations of the Earth's apparent resistivity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 361, 1—6.
- Rokityansky I.I., Klimkovich T.A., Babak V.I., Isac A., 2012. Annual and diurnal variations of induction vectors in relation to geodynamic processes. *Geomatics, Natural Hazard and Risk*, 3(3), 239—249.
- Rokityansky I.I., Babak V.I., Tereshin A.V., 2014. Induction vector at Kakioka observatory during hundred years. *EMSEV*, Konstancin Jeziorna, September 22—26, 136—141.
- Shiraki M., 1980. Monitoring of the time change in transfer functions in the Central Japan conductivity anomaly. *J. Geomag. Geoelectr.* 32, 637—648.
- Shiraki M., Yanagihara K., 1977. Transfer function at Kakioka (Part II). Reevaluation of Their Secular Changes. *Memoirs of the Kakioka magnetic observatory* 17, 19—25.
- Sokolova E.Yu., Varentsov I.M., EMTESZ-Pomerania WG, 2005. RRMC technique fights highly coherent EM noise in Pomerania. In: *Protokoll uber das 21 Kolloquium "EM Tiefenforschung"*. Eds O. Ritter, H. Brasse. Dtsch. Geophys. Ges. Potsdam. Germany, 124—136.
- Varentsov I.M., Sokolova E.Yu., Martanus E.R. and EMTESZ-Pomerania WG, 2005a. Array view of electromagnetic transfer functions in the EMTESZ-Pomerania Project. In: *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., C-95(386), 107—121.
- Varentsov I.M., Sokolova E.Yu., EMTESZ-Pomerania WG, 2005b. The magnetic control approach for the reliable estimation of transfer functions in the EMTESZ-Pomerania Project. In: *Study of geological structures containing well-conductive complexes in Poland*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. C-95(386), 67—80.



## Магнитные аномалии и модель распределения намагниченности в земной коре приполярного и полярного секторов Уральского региона

© *Н. В. Федорова, А. Л. Рублев, Л. А. Муравьев,  
В. В. Колмогорова, 2017*

Институт геофизики РАН, Уральское отделение, Екатеринбург, Россия

Поступила 7 декабря 2016 г.

Розглянуто результати вивчення структурних особливостей аномального магнітного поля в межах приполярного і полярного секторів Уральського регіону. Виділено аномалії від різних шарів земної кори і побудовано карти аномальних полів. У межах осадових басейнів карту локальних аномалій використано для картування базит-ультрабазитових масивів у верхніх частинах фундаменту. Проведено інтерпретацію регіональних магнітних аномалій. Модель будови земної кори та її параметри ґрунтуються на результатах досліджень уздовж профілів ГСЗ. Зіставлення розрізів глибинної будови, отриманих незалежними геофізичними методами за сейсмічними і магнітними даними, дало змогу розділити консолідовану земну кору на два шари з різними магнітними властивостями. Верхній шар кристалічної земної кори не робить помітного внеску в регіональне магнітне поле і характеризується низькою середньою намагніченістю (менш як 0,3 А/м). У межах цього шару виділено локальні намагнічені джерела. Нижній шар кори намагнічений значно сильніше. За результатами двовимірної моделювання намагніченість цього базитового шару кори сягає 3—4 А/м. Середня глибина до верхньої поверхні шару становить 18—20 км. Отримані параметри використано для тривимірної моделювання. Досліджено модель з однорідною намагніченістю, що спрямована за сучасним геомагнітним полем. Для всього регіону побудовано верхню поверхню намагніченого шару, що дало змогу уточнити рельєф базитового шару в просторі між профілями ГСЗ. Визначено, що на Північному і Полярному Уралі в земній корі відбувається значне занурення базитового шару до глибини 26—30 км.

**Ключові слова:** магнітна аномалія, намагніченість, земна кора, Уральський регіон.

**Введение.** В научном мире более полувека широко обсуждаются вопросы о том, какие слои литосферы могут создавать региональные магнитные аномалии, как изменяются магнитные свойства пород с глубиной, какие типы магнитных минералов наиболее распространены в нижней коре и верхней мантии. Одни исследователи придерживаются мнения, что источники магнитных аномалий расположены только в верхнем "гранитном" слое, другие допускают, что в нижнем "базальтовом" слое и даже в мантии до глубин более 100 км. Большой вклад в исследование природы магнитных аномалий был внесен украинскими магнитологами под руководством Зинаиды Александровны Крутиховской.

Комплексный подход к проблеме позволил З.А. Крутиховской получить убедительные до-

казательства того, что региональные магнитные аномалии созданы глубинными источниками, а не только суммарным полем от приповерхностных источников. Для довольно большой территории Восточно-Европейской платформы, Украинского и Балтийского кристаллических щитов проведено изучение магнитных свойств пород и для представительной коллекции образцов получена сравнительно небольшая величина средней намагниченности верхнего слоя — 0,3 А/м [Крутиховская, Пашкевич, 1976]. Следует отметить, что столь масштабные работы по определению магнитных характеристик фундамента больше не проводились. Для нижнего "базальтового" слоя получена оценка намагниченности от 2 до 4 А/м. Авторы исходили из предположения, что нижний слой земной коры плат-

форм содержит в основном базиты и ультрабазиты. Была выявлена статистическая связь между интенсивностью региональных аномалий и мощностью земной коры щитов и сделан вывод, что базальтовый слой обуславливает создание региональных аномалий [Крутиховская, 1976].

В 1976 и 1982 гг. в Киеве при непосредственном участии З. А. Крутиховской были организованы международные совещания, материалы которых опубликованы в монографиях [Магнитные ..., 1976; Аномалии ..., 1981]. З. А. Крутиховской и коллегами была издана монография [Крутиховская и др., 1982], посвященная вопросам построения магнитной модели Украинского щита. Большой вклад в дальнейшее исследование вопросов земного магнетизма и построения магнитной модели литосферы Европы внесли ученики и коллеги Зинаиды Александровны [Пашкевич и др., 1990; 1994; 2006; Орлюк, 2000]. Эти работы, а также другие многочисленные публикации З. А. Крутиховской до сих пор актуальны и содержат много полезной информации для геофизиков, занимающихся вопросами изучения глубинного строения литосферы.

Привлечение большого коллектива специалистов и широкое обсуждение проблем выделения региональных аномалий, построения магнитных моделей земной коры, петромагнитные исследования, организованные З. А. Крутиховской, инициировали проведение исследований литосферных магнитных аномалий в различных регионах, в том числе на Урале. Под руководством В. А. Шапиро и А. В. Чурсина была проведена высокоточная магнитная съемка по протяженным профилям, пересекающим Уральскую складчатую систему [Шапиро и др., 1982; Чурсин и др., 2008]. Под руководством А. В. Цирульского разработан новый метод интерпретации [Цирульский и др., 1980], который нашел широкое применение для построения магнитных моделей вдоль профилей, в том числе по профилю Гранит, проходящему через Украину и Россию, пересекающему Восточно-Европейскую платформу, Урал и Западно-Сибирскую плиту [Федорова, 2001; Геотраверс ..., 2002].

В настоящее время в геофизике при изучении глубинного строения происходит переход от построения двумерных разрезов вдоль профилей к созданию трехмерных моделей крупных регионов. Начальная модель основана на информации о разрезах по региональным сейсмическим профилям и геотраверсам. В работах по исследованию глубинного строения Уральской складчатой системы, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит проведено изучение

связи аномального магнитного поля с сейсмическими границами, построенными методом двумерной сейсмической томографии [Федорова и др., 2010, 2013; Колмогорова, Федорова, 2015]. В результате сделаны выводы, что рельеф границ кристаллического фундамента и подошвы коры не проявляется в магнитном поле. По магнитным свойствам земную кору можно разделить на два слоя. В верхнем слое значительной намагниченностью обладают отдельные источники, которые могут быть выделены по локальным аномалиям. Однако в региональное магнитное поле верхний слой кристаллической земной коры не вносит заметный вклад, что свидетельствует о низкой средней намагниченности пород. Нижний слой коры намагничен значительно сильнее. По результатам двумерного моделирования получено значение намагниченности нижнего ("базитового") слоя коры, достигающее 3 А/м, а средняя глубина составляет 20 км. Рельеф границы, разделяющей слои, достаточно хорошо совпадает с положением скоростного уровня 6,5 км/с на соответствующих сейсмических разрезах [Федорова, Колмогорова, 2013].

Полученные результаты распределения намагниченности в слоях земной коры и их оценка соответствуют выводам, сделанным для Украинского и Балтийского щитов З. А. Крутиховской. Петрофизические исследования, проведенные за последние десятилетия в глубоких и сверхглубоких скважинах (вплоть до глубины 11 км), также подтверждают выводы о том, что верхний слой кристаллической коры состоит, в основном, из слабомагнитных пород. Сильномагнитные породы (намагниченность 2—10 А/м) встречались в скважинах в виде тонких пластов 20—300 м [Иголкина, 2002].

В настоящей статье приведены результаты исследования аномального магнитного поля литосферы приполярного и полярного секторов Уральского региона. С помощью современных компьютерных технологий, разработанных в Институте геофизики УрО РАН, выделены аномалии от источников, расположенных в верхних слоях земной коры, и региональная составляющая геомагнитного поля, построена объемная магнитная модель "базитового" слоя.

**Методика выделения локальных аномалий и региональной составляющей.** Территория исследования расположена в пределах трапеции 48—72° в. д. и 60—68° с. ш. В тектоническом отношении этот регион охватывает северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, Поляр-

ный и Приполярный Урал и прилегающий с востока северный сегмент Западно-Сибирской плиты (рис. 1).

Большая часть исследуемой территории покрыта осадочным чехлом, мощность которого в пределах впадин достигает 8—12 км. Наблюдаемое магнитное поле имеет интегральный характер и содержит составляющие от всех источников, расположенных в верхней литосфере. Для выделения аномалии от слоев земной коры была использована методика, основанная на повысотных пересчетах [Мартышко, Пруткин, 2003]. Задача выделения эффекта от локальных источников, расположенных в горизонтальном слое от земной поверхности до некоторой глубины  $H$ , решалась в несколько этапов. На первом этапе наблюдаемое магнитное поле с помощью численного метода пересчитывалось вверх на высоту  $H$ .

При удалении от локальных источников интенсивность аномалий значительно снижается. С увеличением расстояния  $R$  от источника маг-

нитное поле затухает по закону  $-1/R^3$ . Если источник вблизи поверхности создает магнитную аномалию 500 нТл, то на высоте 5 км интенсивность магнитной аномалии будет меньше 4 нТл, т. е. интенсивность аномалий по величине становится сравнима с погрешностью наблюдений. Пересчет на высоту 5 км не избавляет полностью от эффекта локальных источников, горизонтальные размеры которых значительно больше 5 км. Это наглядно продемонстрировано в работах [Крутиховская и др., 1982; Орлюк та ін., 2013] по результатам разновысотных магнитных съемок в районах с интенсивными локальными аномалиями (Курск, Кривой Рог и др.).

Для того чтобы окончательно избавиться от влияния источников в верхнем слое, пересчитанное вверх поле аналитически продолжалось вниз на глубину  $H$ . Поскольку задача пересчета поля вниз относится к классу некорректно поставленных задач, то при вычислениях использовался метод с применением регуляризации. На следующем этапе поле пересчитыва-

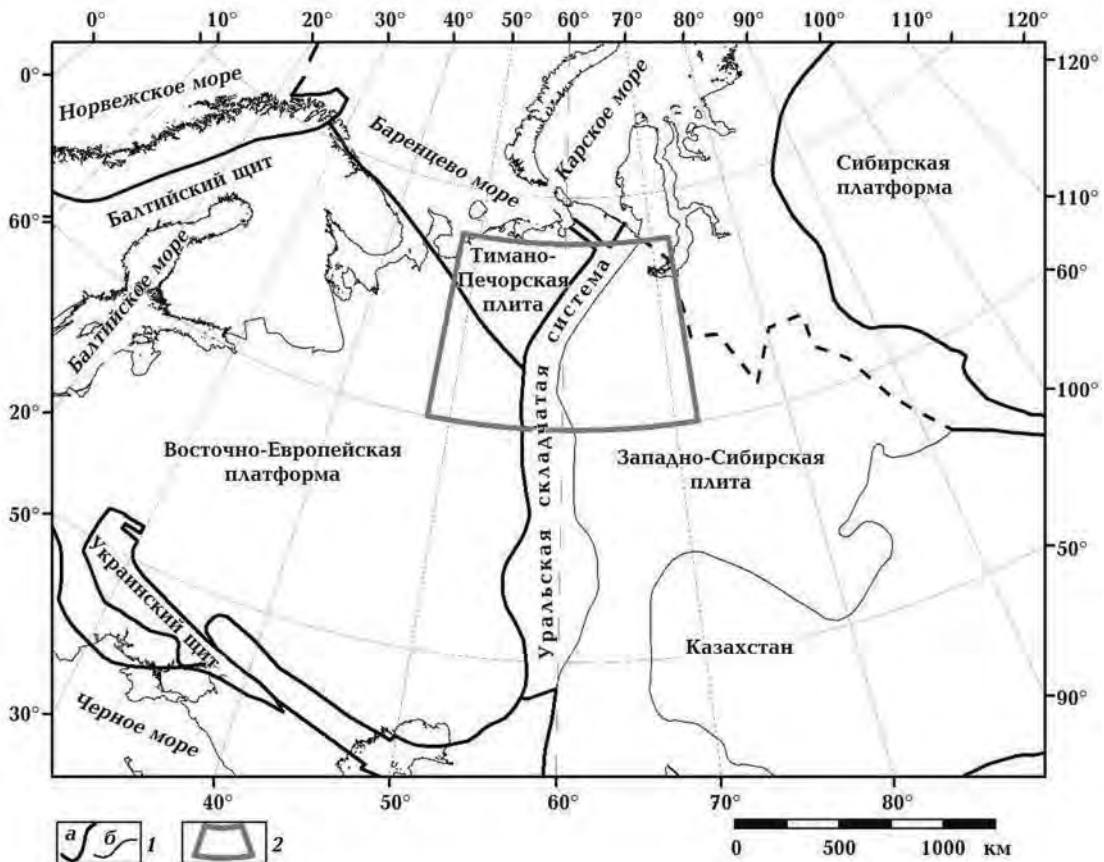


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты Северной Евразии [Милановский, 2006]: 1 — границы древних платформ, метаплатформ, подвижных поясов (а) и тектонических структур в их пределах (б); 2 — контур территории исследований.

лось вновь вверх на уровень дневной поверхности  $h = 0$ . Полученное трансформированное поле можно рассматривать как поле от источников, расположенных ниже границы  $H$ . После вычисления разности наблюдаемого и трансформированного полей получаем аномалии от локальных источников, расположенных в верхнем слое. С помощью вычислений для разных значений высоты  $H$  можно получить аномалии от источников, расположенных в различных горизонтальных слоях.

При изучении крупных территорий приходится задавать большие массивы данных, что приводит к значительным затратам времени при вычислениях на однопроцессорных компьютерах. Использование параллельных алгоритмов для многопроцессорных вычислительных систем значительно сокращает время расчетов. Создана новая компьютерная технология, основанная на параллельных вычислениях. Описание математического аппарата и алгоритмов параллельных вычислений приведено в работах [Мартышко и др., 2012, 2014]. Результаты применения разработанной технологии и карты аномалий от различных слоев земной коры для исследуемой территории опубликованы в статьях [Федорова и др., 2015; Fedorova et al., 2015]. Эти данные использованы при построении прогнозной карты базит-ультрабазитовых массивов, распо-

ложенных под осадочными породами в верхней части фундамента до глубины 5 км [Федорова, 2016]. С применением разработанной методики были также выделены аномалии от намагниченных массивов в более глубоких слоях фундамента до глубины  $H = 20$  км. На рис. 2 приведена карта аномального магнитного поля и аномалии, созданные локальными источниками в верхнем слое до глубины 5 км, в слое от 5 до 20 км, а также региональная составляющая.

**Региональные магнитные аномалии.** Карта региональной составляющей приведена на рис. 2, г и 4, а. Интенсивность аномалий изменяется от  $-250$  до  $+250$  нТл. В западной части карты наиболее заметной особенностью является крупная отрицательная аномалия, занимающая почти половину территории Тимано-Печорской плиты. Ее поперечный размер достигает 350 км и интенсивность  $-250$  нТл. В южной части площади эта аномалия сливается с цепочкой отрицательных аномалий, простирающихся в пределах Уральской складчатой системы. Несмотря на то, что в пределах Уральских гор близко к поверхности Земли находятся кристаллические породы (габбро, серпентиниты, диориты), которые создают интенсивные локальные положительные аномалии, длинноволновая часть магнитного поля состоит из отрицательных аномалий. Уральские горы про-

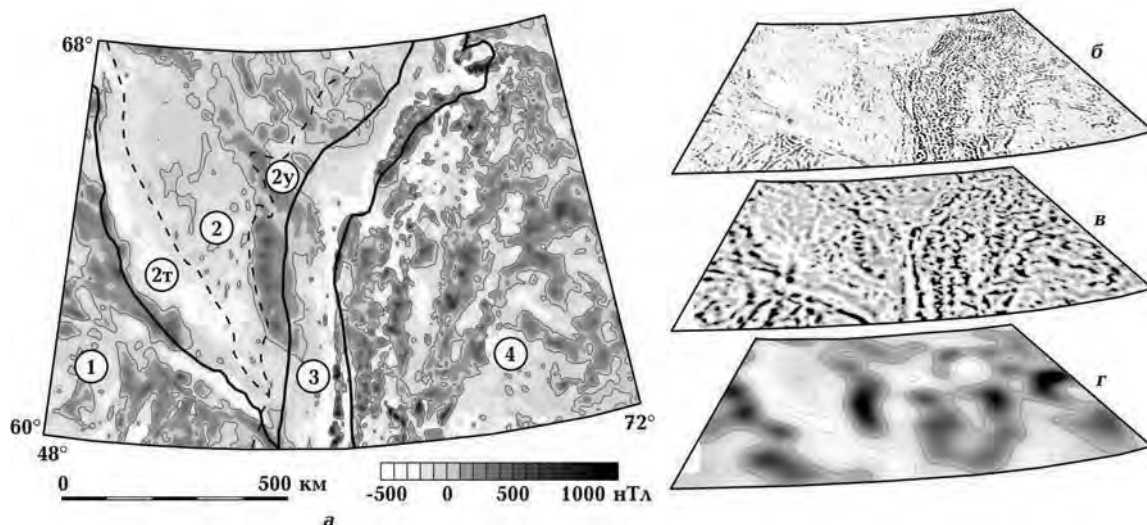


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля (а). Результаты разделения аномалий от источников в различных слоях земной коры: локальные аномалии от верхнего слоя до глубина 5 км (б); аномалии от источников, расположенных в слое на глубине от 5 до 20 км (в); региональные аномалии (г). Карты приведены в перспективной проекции. Границы тектонических структур показаны черными линиями: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Тимано-Печорская плита, 2т — Тиманский край, 2у — Предуральский краевой прогиб, 3 — Уральская складчатая система, 4 — Западно-Сибирская плита.

тягиваются более чем на 2300 км и разделены на Южный, Средний, Северный, Полярный и Приполярный сектора. Ранее отрицательные региональные аномалии были выделены над Южным, Средним и Северным хребтами Уральских гор [Федорова и др., 1989; Мартышко и др., 2012]. Как видно на карте (см. рис. 2, г), наличие отрицательных региональных аномалий магнитного поля характерно и для Приполярного и Полярного секторов Урала, что, безусловно, свидетельствует о сходстве особенностей глубинного строения всех секторов Уральского орогена.

Положительные аномалии наблюдаются над восточной частью Тимано-Печорской плиты, причем наиболее интенсивная Ильчевская аномалия простирается с севера на юг и частично охватывает Предуральский прогиб и западный край Приполярного Урала. Цепочки положительных аномалий наблюдаются вдоль края Восточно-Европейской платформы и над Западно-Сибирской плитой.

**Моделирование источников длинноволновых магнитных аномалий.** При интерпретации магнитных аномалий, как правило, используют модели, состоящие из ограниченных в пространстве намагниченных блоков или модели с дискретным слоисто-блоковым распределением магнитных образований в земной коре [Нагайцева, Запорожцева, 1984; Пашкевич и др., 1990, 2006, 2014; Орлюк, 2000; Орлюк, Пашкевич, 2012 и др.]. При интерпретации в моделях часто не учитывают влияние фоновой намагниченности слоев земной коры, поэтому возникают сложности с объяснением источников отрицательных магнитных аномалий.

Как показали исследования, верхний слой кристаллической земной коры характеризуется низкой средней намагниченностью и не вносит заметного вклада в региональное магнитное поле. Поэтому в пределах этого слоя можно пренебречь фоновой намагниченностью. Нижний "базальтовый" слой коры намагничен значительно сильнее. По результатам двумерного моделирования мы оценили, что в среднем намагниченность этого слоя достигает 3—4 А/м, а средняя глубина составляет 20 км. Верхняя граница слоя достаточно хорошо совпадает с положениями скоростного уровня 6,5 км/с на соответствующих сейсмических разрезах профилей ГСЗ: Красноленинский, Агат-2, Глобус, Кварц, Рубин [Федорова, Колмогорова, 2013]. Эти результаты авторы настоящей статьи использовали для трехмерной интерпретации региональной составляющей магнитного поля и восстановления рельефа верхней границы "базитово-

го" слоя методом локальных поправок [Мартышко и др., 2010]. Рассмотрена модель с однородной намагниченностью, направленной по современному геомагнитному полю.

Введем декартовую прямоугольную систему координат с осью  $OZ$ , направленной вниз, где плоскость  $XOY$  совпадает с земной поверхностью. Для двухслойной модели вертикальная составляющая напряженности магнитного поля в точке  $(x, y, 0)$  на поверхности Земли вычисляется по формуле

$$Z(x, y, 0) = \frac{\Delta I}{4\pi} \times \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \frac{z(x, y)}{\left( (x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x, y) \right)^{3/2}} - \frac{H}{\left( (x-x')^2 + (y-y')^2 + H^2(x, y) \right)^{3/2}} \right] \times dx dy, \quad (1)$$

где  $z(x, y)$  — уравнение поверхности  $S$ , разделяющей верхний и нижний слои;  $H$  — горизонтальная асимптота;  $\Delta I = I_2 - I_1$  — скачок намагниченности на границе слоев. Предполагается, что оба слоя имеют вертикальную намагниченность.

Для решения этого уравнения и нахождения поверхности  $z(x, y)$  была разработана программа, основанная на модифицированном методе локальных поправок [Мартышко и др., 2010]. Метод основан на предположении о том, что на изменение значения поля в некоторой точке наибольшее влияние оказывает изменение ближайшей к данной точке части поверхности  $S$ , которая представляет собой границу между двумя слоями с различными физическими свойствами. Первоначально такой метод был предложен для приближенного решения нелинейной обратной структурной задачи гравиметрии [Пруткин, 1986].

Разработан итерационный способ нахождения границы  $S$ . На каждом шаге делается попытка уменьшить разность между заданными и приближенными значениями поля в данном узле  $(x, y)$  лишь за счет изменения значения искомой функции  $z(x, y)$  в этом же узле. Дискретизация уравнения (1) приводит к следующей

системе нелинейных уравнений:

$$c \sum_i \sum_j K_{i_0 j_0} (z_{ij}) = U_{i_0 j_0}, \quad (2)$$

где  $c$  — весовой коэффициент кубатурной формулы,  $U_{i_0 j_0} = \Delta Z(x_{i_0}, y_{j_0}, 0)$  — левая часть уравнения (1),  $z_{ij} = z(x_i, y_j)$ ,  $K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij})$  — подынтегральное выражение в (1).

В результате получена итерационная формула для нахождения  $z_{ij}^{n+1}$ :

$$\left(z_{ij}^{n+1}\right)^2 = \frac{\left(z_{ij}^n\right)^2}{1 + \alpha \left(z_{ij}^n\right)^2 \left(U_{ij} - U_{ij}^n\right)}, \quad (3)$$

где  $\alpha$  — параметр регуляризации,  $(z_{ij}^n)$  — значения неизвестной функции  $z(x, y)$ ,  $n$  — номер итерации.

Предложенный итерационный метод не использует нелинейную минимизацию, что позволяет быстро решать объемные задачи. Так, исходное поле, заданное на сетке  $100 \times 100$  точек, восстанавливается с относительной низкой погрешностью (равной сотым долям процента) за 300 итераций и процесс вычислений занимает несколько минут.

Результаты предварительной интерпретации региональных аномалий Тимано-Печорского региона приведены в работе [Федорова и др., 2013]. Глубина до намагниченного нижнего слоя коры варьирует от 14 до 30 км. Полученный результат хорошо совпадает с результатами двумерного моделирования для профилей ГСЗ. В районе Тимано-Печорской региональной отрицательной магнитной аномалии граница намагниченного слоя в нижней коре погружается до 24—30 км, а на северо-восточной окраине ВЕП поднимается до 15—16 км. Максимальный подъем до 14 км происходит в пределах Предуральского прогиба в зоне Илычевской положительной аномалии.

При выполнении магнитных съемок в основном используется аппаратура, измеряющая абсолютные значения модуля геомагнитной индукции  $T$ , поэтому аномальное магнитное поле литосферы представлено модульными значениями  $\Delta T_a$ . Поскольку  $\Delta T_a$  не гармоническая функция, для корректного применения метода решения трехмерной обратной задачи магнитометрии (1) требуется провести преобразование и определить составляющую магнитного поля

$Z_v$ , вертикально намагниченных источников.

Разработан алгоритм вычисления вертикальной составляющей аномального магнитного поля по распределению его абсолютного значения. Преобразование основано на аппроксимации аномалий модуля магнитной индукции  $\Delta T_a$  набором сингулярных источников и последующем вычислении вертикальной компоненты магнитного поля  $Z$  от подобранного распределения источников. В качестве модельных источников использован набор стержней, однородно намагниченных вдоль своей оси. Направление нормального поля для такого преобразования задавалось в зависимости от географических координат по модели главного геомагнитного поля IGRF 1965 г. Проведено исследование применимости различных методов нелинейной оптимизации для решения данной задачи. Алгоритм реализован с помощью технологии параллельных вычислений на графическом процессоре NVidia [Бызов, Муравьев, 2015].

Для исследуемой территории, включающей Приполярный и Полярный Урал, выполнена аппроксимация магнитного поля и определена вертикальная составляющая  $Z_v$ . Затем выполнены вычисления компоненты  $Z_v$  при вертикальной намагниченности всех источников (рис. 3). В геофизической литературе такое преобразование часто называют приведением к полюсу [Магниторазведка, 1990]. Несмотря на то, что исследование проводится для приполярного региона, направление геомагнитного поля близко к вертикальному (наклонение  $74$ — $80^\circ$ ), однако расхождения между аномалиями  $\Delta T_a$  и  $Z_v$  значительные. Эпицентры аномалий  $Z_v$  смещены к северо-северо-востоку относительно эпицентров аномалий  $\Delta T_a$ , причем расстояние достигает порой  $20$ — $40$  км.

Для территории приполярного и полярного секторов Уральского региона результат моделирования региональных аномалий проведен для прямоугольного участка с размерами  $800 \times 800$  км, его контуры показаны рис. 4, а. Модель поверхности "базитового" слоя, вычисленная для намагниченности  $3$  А/м, приведена на рис. 4, б.

Рельеф поверхности изменяется от  $14$  до  $30$  км. На восточной окраине Тимано-Печорской плиты в пределах Предуральского краевого прогиба происходит подъем до  $14$  км. Под Уральскими горами наблюдается резкое погружение границы, имеющее форму протяженного оврага, и достигает глубины  $26$  км на Приполярном Урале и  $30$  км на Полярном Урале. В литосфере Западной Сибири наблюдаются бо-

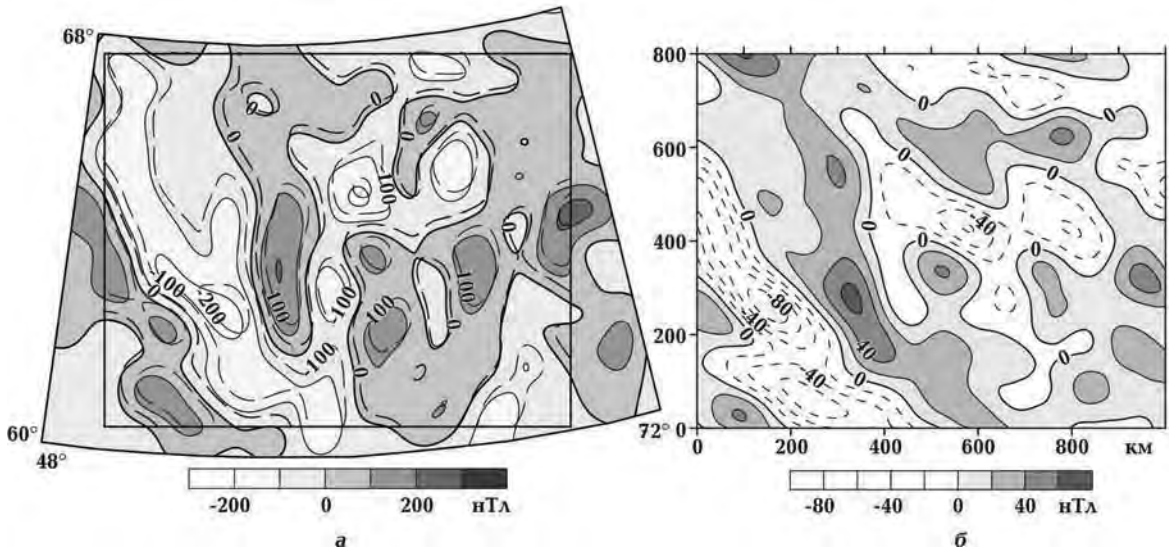


Рис. 3. Результат определения вертикальной компоненты  $Z_v$  региональных магнитных аномалий, изолинии приведены через 100 нТл,  $\Delta T_a$  — сплошными линиями,  $Z_v$  — пунктирными линиями (а); разность  $\Delta T_a - Z_v$ , изолинии приведены через 20 нТл (б).

лее плавные изменения рельефа, чем на Урале, и глубина варьирует от 14 до 27 км.

Главные носители намагниченности глубинных пород — минералы титаномagnetитового ряда и, прежде всего, магнетит. Поэтому нижняя граница магнитоактивного слоя литосферы может быть ограничена по изотерме Кюри 580 °С или по границе Мохо в тех районах, где температура у подошвы земной коры ниже тем-

пературы Кюри магнетита [Пашкевич и др., 1994; Печерский и др., 2006]. Однако оценить мощность магнитоактивного слоя по геотермическим данным трудно из-за достаточно редкой и неравномерной сети измерений теплового потока и отсутствия данных в северной части территории. Вследствие неоднозначности решения обратной задачи геотермии получены существенно различающиеся оценки температурных

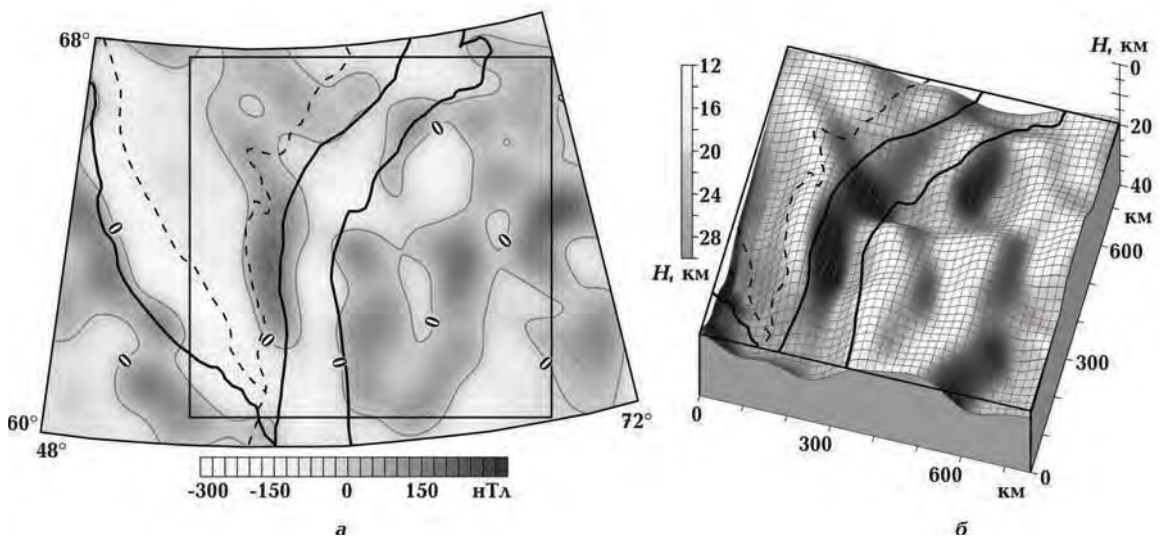


Рис. 4. Карта региональных магнитных аномалий (а) и результат моделирования поверхности кровли нижнего намагниченного слоя земной коры; границы тектонических структур показаны на горизонтальной поверхности на глубине 20 км (б).

условий в земной коре Уральского региона, причем разница в оценках достигает 20—30 км [Федорова, Колмогорова, 2013]. Мощность земной коры изменяется в больших пределах от 35 до 57 км, в среднее значение около 40 км. По результатам аппроксимации магнитного поля не выделены аномалии, которые могли бы соответствовать рельефу границы Мохо. Причем над значительным увеличением мощности земной коры в пределах Уральской складчатой системы выделены отрицательные региональные аномалии. Скорее всего, породы вблизи подошвы земной коры имеют слабые магнитные свойства. Поэтому в этой модели намагниченный слой ограничен снизу горизонтальной плоскостью, расположенной на глубине 40 км.

**Выводы.** Региональные магнитные аномалии содержат важную информацию о глубинном строении земной коры. Наиболее контрастными границами слоев в литосфере по упругим физическим свойствам, скорости сейсмических волн и плотности являются граница между осадочным слоем и кристаллическим фундаментом, а также граница Мохо, отделяющая земную кору и верхнюю мантию. Внутри коры изменения этих параметров при переходе от

слоев, содержащих преимущественно кислые породы, к слоям, состоящим из основных и ультраосновных пород, могут быть незначительными. При этом контраст магнитных свойств может достигать больших значений. Поэтому интерпретация аномалий регионального магнитного поля позволяет получить рельеф границы намагниченного слоя внутри коры. Поскольку для профилей ГСЗ на разрезах земной коры граница намагниченного слоя достаточно хорошо совпадает с положением скоростного уровня 6,5 км/с, то можно сделать вывод, что полученные результаты дают пространственное представление о рельефе границы нижнего высокоскоростного и более плотного "базитового" слоя земной коры.

Вдоль всего Центрального Уральского антиклинория выделены отрицательные региональные магнитные аномалии. Согласно результатам их интерпретации на Приполярном и Полярном Урале в земной коре происходит значительное погружение "базитового" слоя до глубины 26—30 км.

При построении моделей использовались компьютерные технологии, разработанные в Институте геофизики УрО РАН.

## Список литературы

- Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры.* Под ред. З.А. Крутиховской. Киев: Наук. думка, 1982. 172 с.
- Бызов Д.Д., Муравьев Л.А. Вычисление вертикальной компоненты геомагнитного поля с помощью аппроксимации его модуля системой намагниченных отрезков. *Урал. геофиз. вестник.* 2015. № 2(26). С. 24—28.
- Геотраверс "Гранит": Восточно-Европейская платформа—Урал—Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований.* Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: Изд. ИРА УТК, 2002. 312 с.
- Иголкина Г.В. Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2002. 215 с.
- Колмогорова В.В., Федорова Н.В. Результаты моделирования глубинного строения земной коры уральской части геотраверса Кварц. *Геофизика.* 2015. № 6. С. 67—82.
- Крутиховская З.А. Проблема создания земной коры древних щитов. *Геофиз. сб.* 1976. № 73. С. 3—29.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии. В кн.: *Магнитные аномалии земных глубин.* Киев: Наук. думка, 1976. С. 108—125.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 216 с.
- Магнитные аномалии земных глубин.* Отв. ред. С.И. Субботин. Киев: Наук. думка, 1976. 232 с.
- Магниторазведка.* Справочник геофизика. Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. Москва: Недра, 1990. 470 с.
- Мартышко П.С., Пруткин И.А. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 3. С. 30—34.
- Мартышко П.С., Рублев А.Л., Пьянков В.А. Применение метода локальных поправок для струк-



- турных задач магнитометрии. *Геофизика*. 2010. № 4. С. 3—8.
- Мартышко П. С., Федорова Н. В., Акимова Е. Н., Гемайдинов Д. В. Изучение структурных особенностей гравитационного и магнитного полей литосферы с использованием параллельных алгоритмов. *Физика Земли*. 2014. № 4. С. 50—55. doi: 10.7868/S0002333714040097.
- Мартышко П. С., Федорова Н. В., Гемайдинов Д. В. Применение параллельных алгоритмов вычислений при изучении структуры аномально-магнитного поля Урала. *Докл. АН*. 2012. Т. 446. № 2. С. 201—203.
- Милановский Е. Е. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. М-б 1 : 4000000. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2006.
- Нагайцева Л. С., Запорожцева И. В. Геомагнитная модель земной коры европейского северо-востока СССР. *Труды Института геологии Коми филиала Академии наук СССР*. 1984. Вып. 47. С. 46—49.
- Орлюк М. И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разно-ранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн*. 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Орлюк М. И., Марченко А. В., Бакаржієва М. І. Курська магнітна аномалія: аналіз аномального магнітного поля за даними наземних, стратосферних та супутникових зйомок. *Зб. наук праць: Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики*. Київ, 2013. С. 107—116.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами. *Геофиз. журн*. 2012. Т. 34. № 4. С. 224—234.
- Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И., Елисеєва С. В., Мозговая О. П., Таращан С. А. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.
- Пашкевич И. К., Орлюк М. И., Елисеєва С. В., Бакаржієва М. И., Лебедь Т. В., Роменец А. А. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и его петролого-тектоническая интерпретация. *Геофиз. журн*. 2006. Т. 28. № 5. С. 7—18.
- Пашкевич И. К., Печерский Д. М., Городницкий А. М., Валяшко Г. М., Вербя В. В., Витте Л. В., Волк В. Э., Геншафт Ю. С., Гордун В. М., Елисеєва С. В., Лукьянов С. В., Лыков А. В., Марковский В. С., Орлюк М. И., Попов К. В., Щербаков В. П. Петромагнитная модель литосферы. Киев: Эссе, 1994. 175 с.
- Пашкевич И. К., Шаров Н. В., Савченко А. С., Старостенко В. И. Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона. *Геофиз. журн*. 2014. Т. 36. № 6. С. 58—78.
- Печерский Д. М., Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Магнетизм низов земной коры континентов: развитие результатов исследования и идей З. А. Крутиховской. *Геофиз. журн*. 2006. Т. 28. № 5. С. 40—52.
- Пруткин И. Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1986. № 1. С. 67—77.
- Федорова Н. В. Картирование базит-ультрабазитовых массивов в верхних горизонтах фундамента приполярного сектора Евразии. *Урал. геофиз. вестник*. 2016. № 1(27). С. 48—52.
- Федорова Н. В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит. *Урал. геофиз. вестник*. 2001. № 2. С. 88—93.
- Федорова Н. В., Колмогорова В. В. Модели распределения намагниченности и скорости продольных волн в земной коре Тимано-Печорского и Северо-Уральского регионов. *Литосфера*. 2013. № 5. С. 160—169.
- Федорова Н. В., Колмогорова В. В., Лаговский И. В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю. *Урал. геофиз. вестник*. 2010. № 1. С. 59—68.
- Федорова Н. В., Коломогорова В. В., Рублев А. Л., Цигаев А. Г. Магнитная модель северо-восточной части Европы. *Геофиз. исследования*. 2013. Т. 14. № 2. С. 25—37.
- Федорова Н. В., Шапиро В. А., Тюрина Л. О. Поля относимости при региональных аэромагнитных съемках и выделение длинноволновых геомагнитных аномалий на Урале. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1989. № 4. С. 104—112.
- Цирульский А. В., Никонова Ф. И., Федорова Н. В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.
- Чурсин А. В., Прутьян А. М., Федорова Н. В. Цифровая карта аномального магнитного поля Северного, Среднего и Южного Урала и прилегающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ. *Литосфера*. 2008. № 6. С. 63—72.
- Шапиро В. А., Цирульский А. В., Никонова Ф. И.,

Федорова Н. В., Беяева О. Я., Тюрмина Л. О., Чурсин А. В. Проблема построения магнитной модели земной коры на примере широтного пересечения Урала. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982. № 9. С. 39—50.

Fedorova N. V., Martyshko P. S., Gemaydinov D. V., Rublev A. L., 2015. The computer technology for highlighting the magnetic anomalies of the Earth's crust layers, and results of its usage for the sec-

tor of northern Eurasia. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (2), 58—66 (in Russian).

Fedorova N. V., Martyshko P. S., Gemaydinov D. V., Rublev A. L., 2015. Computer technology for highlighting the magnetic anomalies from the deep layers of the Earth's crust. *EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, Geoinformatics, 1—14 May 2015, Kiev, Ukraine*. 4 p. doi: 10.3997/2214-4609.201412426.

## Magnetic anomalies and model of the magnetization in the Earth's crust of circumpolar and polar the sectors of Ural region

© N. V. Fedorova, A. L. Rublev, L. A. Muraviev, V. V. Kolmogorova, 2017

The study of the structural features of the anomalous magnetic field for the territory of the circumpolar and polar sector of the Urals region was carried out. The anomalies of the Earth's crust layers were identified and the maps of such anomalies were created. Map of local anomalies was used for mapping basic-ultrabasic massifs in the upper parts of the foundation within the sedimentary basins. An interpretation of regional magnetic anomalies was carried out, a model structure of the Earth's crust and their parameters are based on the results of the studies along the DSS profiles. Comparison of the deep structure of the cuts produced by independent geophysical methods based on seismic and magnetic data has enabled us to share the consolidated crust into two layers with different magnetic properties. Top layer of the Earth's crust does not make a significant contribution into regional magnetic field and is characterized by a low magnetization (less than 0,3 A/m). Within this layer magnetized local sources were identified. The lower layer has greater crustal magnetization. As a result of the two-dimensional modeling of the value of the magnetization of the basalt layer of the crust is 3—4 A/m. The average depth to the top surface of the layer is 18—20 km. The resulting parameters were used for three-dimensional modeling. Model with uniform magnetization directed along the modern geomagnetic field has been considered. For the entire region it was built the upper surface of the magnetized layer, which allowed to clarify mafic layer in the space between the DSS profiles. It was found that at the Northern, Circumpolar and Polar Urals basalt layer plunged to a considerable depth of 26—30 km.

**Key words:** magnetic anomaly, magnetization, modeling, Earth's crust, Urals region.

### References

- Anomalies of the geomagnetic field and deep crustal structure, 1982. Ed. Z. A. Krutikhovskaya. Kiev: Naukova Dumka, 172 p. (in Russian).
- Byzov D. D., Muraviev L. A., 2015. Geomagnetic field vertical component calculation by magnetized rods system approximation of its absolute value. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (2), 24—28 (in Russian).
- Geotraverse "Granite": East-European platform—Urals—Western Siberia (the structure of the Earth's crust as a result of complex geological and geophysical studies), 2002. (Ed. S. N. Kashubin). Ekaterinburg: IRA UTK, 312 p (in Russian).
- Igolkina G. V., 2012. Borehole magnetometry survey at ultra-deep and deep wells. Ekaterinburg: UB RAS, 215 p. (in Russian).
- Kolmogorova V. V., Fedorova N. V., 2015. Results of the deep structure crust modeling for Ural part of the Quartz Geotravers. *Geofizika* (6), 67—82 (in Russian).
- Krutikhovskaya Z. A., 1976. The problem of creati-

- on of the ancient shield crust. *Geofizicheskiy sbornik* (73), 3—29 (in Russian).
- Krutikhovskaya Z.A., Pashkevich I.K., 1976. The magnetization of the crust of ancient shields and regional magnetic anomalies. In: *Magnetic anomalies in the earth's depths*. Kiev: Naukova Dumka, 108—125 (in Russian).
- Krutikhovskaya Z.A., Pashkevich I.K., Silina I.M., 1982. The magnetic model and the structure of the crust of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Russian).
- Magnetic anomalies in the earth's depths, 1976. Ed. S.I. Subbotin. Kiev: Naukova Dumka, 232 p. (in Russian).
- Magnetic Prospecting: Handbook for Geophysicist, 1990. Eds V.E. Nikitskiy, Yu.S. Glebovskiy. Moscow: Nedra, 470 p. (in Russian).
- Martyshko P.S., Prutkin I.L., 2003. Technology for separating the gravity sources by the depth. *Geofizicheskiy zhurnal* 25(3), 159—168 (in Russian).
- Martyshko P.S., Rublev A.L., Pyankov V.A., 2010. Using local corrections technique to solve structural magnetometry problems. *Geofizika* (4), 3—8 (in Russian).
- Martyshko P.S., Fedorova N.V., Akimova E.N., Gemaydinov D.V., 2014. Studying the structural features of the lithospheric magnetic and gravity fields with the use of parallel algorithms. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 50(4), 508—513 (in English). doi: 10.1134/S1069351314040090.
- Martyshko P.S., Fedorova N.V., Gemaydinov D.V., 2012. Study of the anomalous magnetic field structure in the Urals region using parallel algorithms. *Doklady Earth Sciences*, 446(1), 1102—1104 (in English). doi: 10.1134/S1028334X12090127.
- Milanovskiy E.E., 2006. Tectonic map of Russia, adjacent territories and water areas. 1 : 4000000. Moscow: Publ. MSU (in Russian).
- Nagaytseva L.S., Zaporozhtseva I.V., 1984. Geomagnetic model of the crust of the European North-East of the USSR. *Proceedings of the Institute of Geology, Komi Branch of the USSR Academy of Sciences*, Is. 47, 46—49 (in Russian).
- Orlyuk M.I., 2000. Spatial and spatio-temporal magnetic models of the varying in ranks structures lithosphere of the continental type. *Geofizicheskiy zhurnal* 22(6), 148—165 (in Russian).
- Orlyuk M.I., Marchenko A.V., Bakarzhieva M.I., 2013. Kursk magnetic anomaly: an analysis of the anomalous magnetic field according to the ground, stratospheric and satellite surveys. Collection of scientific works: *Theoretical and applied aspects of geoinformatics*. Kiev, 107—116 (in Ukrainian).
- Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., 2012. Deep sources of regional magnetic anomalies: tectonotypes and relation transcrustal faults. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 224—234 (in Russian).
- Pashkevich I.K., Markovskiy V.S., Orlyuk M.I., Eliseeva S.V., Mozgovaya O.P., Tarashchan S.A., 1990. The magnetic model of the lithosphere of Europe. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Pashkevich I.K., Orlyuk M.I., Eliseeva S.V., Bakarzhieva M.I., Lebed T.V., Romanets A.A., 2006. 3D magnetic model of the Earth's crust of the Ukrainian Shield and its petrologic-tectonic interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 7—18 (in Russian).
- Pashkevich I.K., Pecherskiy D.M., Gorodnitskiy A.M., Valyashko G.M., Verba V.V., Witte L.V., Wolk V.E., Genshaft Yu.S., Gordin V.M., Eliseeva S.V., Lukyanov S.V., Lykov A.V., Markovskiy V.S., Orlyuk M.I., Popov K.V., Shcherbakov V.P., 1994. Petromagnetic model of the lithosphere. Kiev: Esse, 175 p. (in Russian).
- Pashkevich I.K., Sharov N.V., Savchenko A.S., Starostenko V.I., 2014. Three-dimensional geological-geophysical model of the lithosphere of the central part of the Karelian Craton. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 58—78 (in Russian).
- Pecherskiy D.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., 2006. Magnetism bottom of the crust over the world: the development of research results and ideas Z.A. Krutikhovskaya. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 40—52 (in Russian).
- Prutkin I.L., 1986. The solution of the three-dimensional inverse problem of gravimetry in a class of contact surfaces by local corrections. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* (1), 67—77 (in Russian).
- Fedorova N.V., 2016. Mapping mafic-ultramafic massifs in the upper horizons of the basement polar sector of Eurasia. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (1), 48—52 (in Russian).
- Fedorova N.V., 2001. Earth's crust magnetization model of Geotraverse Granite. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (1), 88—93 (in Russian).
- Fedorova N.V., Kolmogorova V.V., 2013. Models of distribution of the magnetization and the longitudinal wave velocity of the Earth's crust in Timan-Pechora and Northern Ural regions. *Litosfera* (5), 160—169 (in Russian).
- Fedorova N.V., Kolmogorov V.V., Ladovskiy I.V., 2010. Geophysical model of crustal structure on Krasnoleninsk profile. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (1), 59—68 (in Russian).

- Fedorova N. V., Kolmogorova V. V., Rublev A. L., Tsidaev A. G.*, 2013. The magnetic model of the North-Eastern region of Europe. *Geofizicheskie issledovaniya* 14(2), 25—37 (in Russian).
- Fedorova N. V., Martyshko P. S., Gemaydinov D. V., Rublev A. L.*, 2015. The computer technology for highlighting the magnetic anomalies of the Earth's crust layers, and results of its usage for the sector of northern Eurasia. *Uralskiy geofizicheskiy vestnik* (2), 58—66 (in Russian).
- Fedorova N. V., Shapiro V. A., Tyurmina L. O.*, 1989. Reference fields in regional aeromagnetic survey and detection of long-wave geomagnetic anomalies in the Ural area. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* (4), 104—112.
- Tsirulskiy A. V., Nikonova F. I., Fedorova N. V.*, 1980. The method of interpretation of gravity and magnetic anomalies with the construction of families of equivalent solutions. Sverdlovsk: USC AS of USSR, 135 p. (in Russian).
- Chursin A. V., Prutyay A. M., Fedorova N. V.*, 2008. Digital map of the anomalous magnetic field of the Northern, Middle and Southern Urals and adjacent areas of the East European and West Siberian platforms. *Litosfera* (6), 63—72 (in Russian).
- Shapiro V. A., Tsirulskiy A. V., Nikonova F. I., Fedorova N. V., Belyaeva O. Ya., Tyurmina L. O., Chursin A. V.*, 1982. The problem of constructing a magnetic model of the Earth's crust on the example of East-West crossing of the Urals. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* (9), 39—50 (in Russian).
- Fedorova N. V., Martyshko P. S., Gemaydinov D. V., Rublev A. L.*, 2015. Computer technology for highlighting the magnetic anomalies from the deep layers of the Earth's crust. *EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, Geoinformatics, 1—14 May 2015, Kiev, Ukraine*. 4 p. doi: 10.3997/2214-4609.201412426.

## Опыт использования комплексных мобильных технологий при поисках и геофизическом картировании глубинных скоплений углеводородов в структурах Западной Антарктики

© В.Д. Соловьев<sup>1</sup>, С.П. Левашов<sup>2, 3</sup>, Н.А. Якимчук<sup>2, 3</sup>, И.Н. Корчагин<sup>1</sup>,  
Д.Н. Божежа<sup>3</sup>, 2017

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина

<sup>3</sup>Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле Института геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 4 октября 2016 г.

Отримані дані підтверджують висловлене раніше припущення про можливе існування в Західній Антарктиці великих скупчень нафти і газогідратів. У структурах пасивної континентальної окраїни Антарктичного півострова ці скупчення вуглеводнів формувалися в результаті неодноразового піднімання глибинних геофлюїдів у різнорівневі горизонти земної кори за регіональної реактивації палеоразломів і ослаблених зон. За матеріалами геофізичних досліджень у регіоні існують складні системи локальних структур, які вважають типовими для пасивних континентальних окраїн. Спільними для цих структур континентальної окраїни Антарктики, як і для інших подібних структур Світового океану, є досить тісний просторовий, а можливо, і генетичний зв'язок грязьових вулканів з виявленими ділянками BSR-відображень і місцями формування скупчень газогідратів. Отримані дані свідчать про значну роль глибинних флюїдів в утворенні скупчень вуглеводнів у різних горизонтах земної кори пасивних окраїн Західної Антарктики.

**Ключові слова:** Західна Антарктика, континентальні окраїни, грязьові вулкани, нафта, газогідрати, мобільні технології, геоелектричні методи пошуків.

**Введение.** Изучение минеральных ресурсов Антарктики и оценка перспектив их возможной (в отдаленном будущем) разработки является важным стимулом геолого-геофизических исследований континентальных окраин Антарктического полуострова. В соответствии с имеющимися международными договоренностями на территории Антарктиды в настоящее время действует долгосрочный (до 2049 г.) мораторий на любые практические геологоразведочные работы, связанные с минеральными ресурсами (рис. 1). В то же время здесь разрешено проведение научных исследований, которые не противоречат основным положениям Протокола об охране окружающей среды Договора об Антарктике 1991 г. и направлены на изучение геологического строения, истории форми-

рования структур земной коры, а также прогноз минерально-сырьевых ресурсов региона [Иванов, 1985; Mineral ..., 1990; Rebesko et al., 1998; Грикуров и др., 2000; Milkov, 2000; Tinivella et al., 2002; Jin et al., 2003; Haacke et al., 2007; Корзун, 2009; Madrussani et al., 2010; Solovyov et al., 2009, 2011; Соловьев и др., 2011; Geletti, Busetti, 2011; Loreto et al., 2011; Janik et al., 2014].

К предпосылкам формирования значительных скоплений углеводородов в структурах дна Западной Антарктики принято относить: крупные осадочные бассейны с мощностью разновозрастных (в том числе юрско-меловых) осадков свыше 2—3 (до 10) км; выделение широкого спектра структур и нарушений в осадочных толщах, благоприятных для формирования потенциальных ловушек углеводородов в песча-

нистых коллекторах с подтвержденным наличием органического углерода [Иванов, 1985; Грикуров и др., 2000; Корзун, 2009].

К наиболее перспективным нефтегазоносным бассейнам данного региона относят структуры моря Уэдделла и Росса (рис. 1), где общий объем осадочных пород оценивается на уровне 12—15 млн км<sup>3</sup>, а прогнозные запасы нефти в структурах этих морей оцениваются в 50 млрд баррелей, что равно потенциалу месторождений Аляски [Корзун, 2009]. Потенциал 10 осадочных бассейнов шельфа и материковой окраины Антарктиды превышает 200 млрд баррелей нефти [Иванов, 1985; Корзун, 2009]. Очевидно, приведенные прогнозные оценки основаны, в первую очередь, на традиционных представлениях о районах и структурах возможного нефтегазонакопления. Поэтому получение новых данных, свидетельствующих о формировании скоплений глубинных углеводородов, представляет дополнительный интерес с точки зрения оценки перспективности данного региона.

На шельфе Антарктического полуострова также проведены масштабные геофизические исследования с целью поисков и картирования скоплений газогидратов — относительно нового источника углеводородов [Milkov, 2000; Tinivella et al., 2002; Jin et al., 2003; Madrussani et al., 2009; Solovyov et al., 2009, 2011; Geletti, Busetti, 2011; Loreto et al., 2011]. Прогнозные оценки возможных запасов этого сырья на материковой окра-

ине вблизи Южных Шетландских островов показали, что Антарктика может считаться районом формирования крупных скоплений газогидратов, а прогнозные запасы углеводородов в Антарктике сопоставимы с потенциальными запасами шельфовых зон континентальных окраин Африки, Австралии и арктических морей [Mineral ..., 1990; Макогон, 2010; Loreto et al., 2011].

**Краткие сведения об использованных технологиях получения геофизической информации.** Геолого-геофизические исследования континентальной окраины Антарктического полуострова на протяжении последних 20 лет периодически выполнялись во время проведения сезонных работ украинских антарктических экспедиций. В 2004, 2006 и 2012 гг. был выполнен значительный объем исследований в Западной Антарктике, в том числе геоэлектрическими методами становления короткоимпульсного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) [Левашов и др., 2010, 2011, 2012 а, б, 2016; Шуман, 2012; Solovyov et al., 2011]. Эти технологии базируются на частотно-резонансных принципах электромагнитных зондирований [Левашов и др., 2012 а]. Их основной задачей является исследование распределения квазистационарного электрического поля Земли и его спектральных характеристик (метод ВЭРЗ) над залежами различных видов полезных ископаемых, в том числе над скоплениями углеводородов (УВ). Для проведения исследований этими методами была создана измерительная аппаратура и разработана методика оперативного проведения полевых измерений и интерпретации полученных результатов для решения широкого круга геолого-геофизических и прикладных задач [Левашов и др., 2012 а, б, 2016].

**Методом СКИП** регистрируется процесс становления поля короткого электрического импульса в малогабаритных дипольных ферритовых антеннах. Над зонами пониженной и повышенной электропроводности пород временные интервалы становления сигналов разной полярности различаются. Поэтому выделение областей, различающихся по времени становления поля для сигналов разной полярности, дает возможность определять зоны повышенной и пониженной проводимости пород, которые несут соответствующую информацию о геоэлектрических свойствах среды. Съёмка этим методом позволяет картировать положительные геоэлектрические аномалии типа "залежь" (АТЗ), характерные для месторождений УВ. Имеющийся на сегодняшний день опыт проведения съёмок показал, что во всех случаях над извест-



Рис. 1. Схематическая карта Антарктики с указанием положения участков исследований (АП — Антарктический полуостров).

ными месторождениями УВ фиксировалась аномалия типа "залежь".

**В основе метода ВЭРЗ** — эффект поляризации геоэлектрической неоднородности разреза в естественном квазиустановившемся электрическом поле Земли  $E_z$ . На границах стратиграфических неоднородностей разреза, которые характеризуются аномальными значениями геоэлектрических параметров среды, в электрическом поле Земли формируются зоны поляризации, образующие систему электрических диполей с аналогичной зоной поляризации на границе земля—воздух. На земной поверхности наблюдается суммарное электромагнитное поле, вызванное изменениями естественного электрического потенциала. Это поле можно представить в виде волнового пакета электромагнитных колебаний, в котором половина длины каждой волны пакета отвечает глубине залегания отдельной поляризуемой поверхности. Идентификация (выделение из пакета) и изучение отдельных электромагнитных колебаний дает возможность оценить интервалы глубин залегания аномальных геоэлектрических объектов. На земной поверхности идентификация и регистрация отдельных волн пакета и определение их характеристик осуществляется с помощью подбора резонансной частоты генератора электромагнитных колебаний. Методом ВЭРЗ в точках зондирования выделяются аномально поляризованные пласты (АПП) типа "нефтяной пласт", "газовый пласт", "залежь газогидратов" и др. [Левашов и др., 2012 а, б]. Совместное использование методов СКИП и ВЭРЗ позволяет выявлять аномалии типа "залежь", а также оценивать мощность и глубины залегания АПП непосредственно в процессе выполнения измерений.

Для повышения оперативности, расширения возможностей и достоверности решения конкретных поисковых задач была разработана методика комплексирования методов СКИП и ВЭРЗ с нетрадиционным для классической геофизики методом частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [Левашов и др., 2010, 2011, 2012 а, б, 2016 и др.]. Методы позволяют обнаруживать и картировать аномальные зоны типа "залежь нефти", "залежь газа", "залежь газогидратов" с предварительной оценкой пластовых давлений в нефтегазовых коллекторах [Левашов и др., 2011]. Проведенные опытные работы показали, что выявленные и закартированные методом частотно-резонансной обработки спутниковых данных ано-

мальные зоны типа "залежь УВ" достаточно уверенно коррелируются с геоэлектрическими аномальными зонами, закартированными съемкой методом СКИП.

В настоящее время существенно усовершенствована методика оценки пластовых давлений флюидов в коллекторах частотно-резонансным методом обработки и декодирования данных ДЗЗ, что позволяет оценивать пластовые давления флюидов в коллекторах в различных (в том числе и в глубинных) горизонтах разреза [Левашов и др., 2011, 2016].

Мобильные методы были апробированы на многих известных месторождениях УВ, в том числе и на одном из крупнейших в Украине — Шебелинском газоконденсатном месторождении, и применяются для поисков нефти и газа в различных регионах мира, включая морские акватории полярных регионов Земли [Левашов и др., 2010, 2012 б, 2016].

**Применение мобильных технологий для поисков АТЗ ("скопление нефти") вблизи УАС "Академик Вернадский"**. Предложенные технологии были использованы для обнаружения и картирования скоплений УВ и газогидратов вблизи Антарктического полуострова, где первые исследования методом СКИП—ВЭРЗ были выполнены во время проведения сезонных работ 2004 и 2006 гг. По результатам проведенных исследований (2004) была построена серия глубинных разрезов, характеризующих строение верхней части земной коры впадины Палмер вблизи УАС "Академик Вернадский" [Иванов, 1985; Левашов и др., 2010, 2011, 2012 а, б].

Впадина Палмер расположена на континентальном (Тихоокеанском) шельфе Антарктического полуострова юго-западнее о-ва Анверс, представляя собой типичное внутришельфовое образование, сформированное в центре схождения ледовых палеопотоков, пересекающих весь континентальный шельф (рис. 2, а) на расстоянии более 200 км от побережья Антарктического полуострова [Rebesco et al., 1998]. Эта часть континентального шельфа служила своеобразной платформой для развития и продвижения ледников во время последнего ледникового периода. В результате крупных перемещений масс ледников через внутренний шельф формировались многочисленные глубинные эрозионные трог и впадины, ставшие областями накопления постледниковых морских осадков. Котловина Палмер является одним из таких эрозионных трогов, образованным в результате суммарного воздействия трех отдельных аккумуляру-

ющих центров формирования ледников: о-в Анверс, плато Брус и побережье Земли Грейама. Осадки котловины расслоены на пять горизонтов, сложенных диатомовыми илами, турбидитами, подводными брекчиями, ледниковыми отложениями общей мощностью больше 200 м. По данным сейсмического профилирования наиболее глубокорасположенная отражающая граница датируется поздним плейстоценом. В региональном плане породы фундамента представлены мезозойскими и ранне-кайнозойскими вулканогенными породами [Rebesco et al., 1998]. Система северо-восточных разломов, ограничивающая с юга котловину впадины Палмер и влияющая на формирование заполняющей осадочной толщи, лежит на широтном продолжении Южной разломной зоны Анверс. Поэтому значительная часть подвижек, зафиксированных в пределах внутреннего шельфа, может быть генетически связана с геодинамическими процессами в этой крупной разломной зоне. Часть профилей съемки 2004 г. (8—8а, 9—9а) пере-

секли шельф Антарктического полуострова (см. рис. 2, а), что позволило охарактеризовать структуру земной коры впадины Палмер по данным ВЭРЗ. Подробное описание полученных результатов приведено в работе [Solovyov et al., 2009], поэтому здесь приведем лишь разрезы вдоль указанных профилей, на которых глубинный разрез обогащен зонами даек и зонами дробления, в районе впадины Палмер и ее структурного продолжения (рис. 3). Выявленные закономерности глубинного строения участков континентального шельфа были подтверждены более поздними (2006) материалами ВЭРЗ. Этими работами были выявлены глубинные неоднородности разреза не только в верхней части земной коры (на глубинах до 6,0 км), но и на глубинах 10,0—12,0 и 16,0—18,0 км, обусловленные многочисленными комплексами эффузивных и кристаллических пород, а также пород переходного слоя "кора—мантия" переменной мощности.

Усложнение разреза сопровождается увеличением мощности земной коры до 30—31 км вбли-

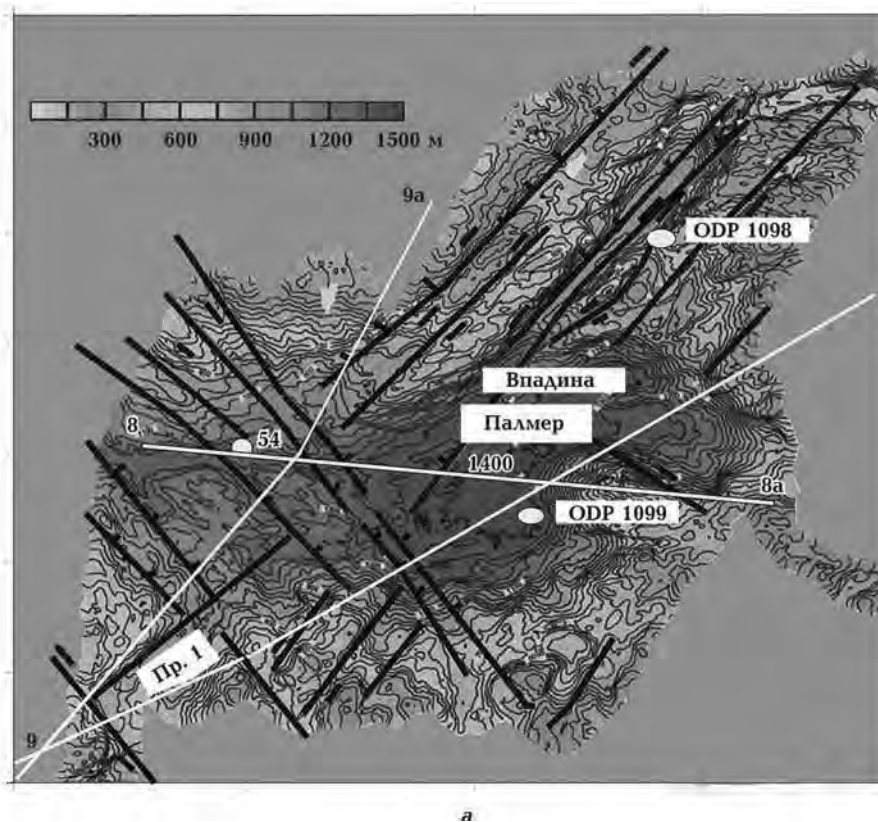


Рис. 2. Схема разломной тектоники (а) впадины Палмер, по [Rebesco et al., 1998], положение района исследований вблизи Антарктического полуострова (б) и результаты глубоководного бурения (в) скважины ODP1098 [Mineral ..., 1990]. Показано положение скважин глубоководного бурения (ODP1098 и ODP1099), пункта зондирования ВЭРЗ (54), профилей (8—8а, 9—9а) съемки 2004 г., а также Пр. 1 (2012 г.).



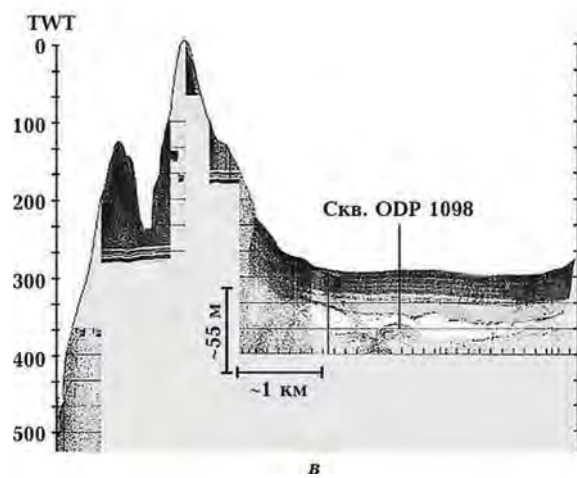
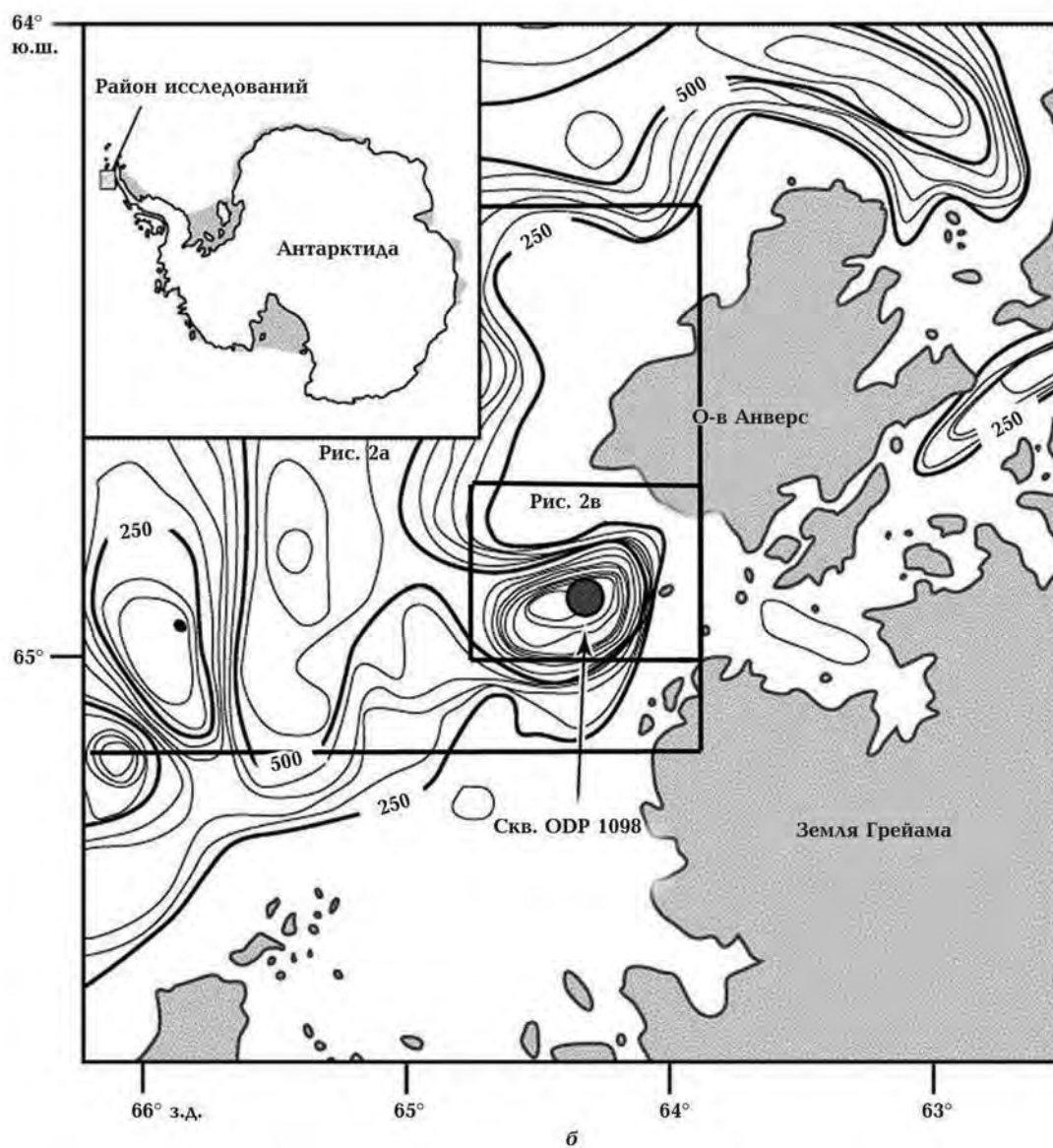


Рис. 2 (окончание).

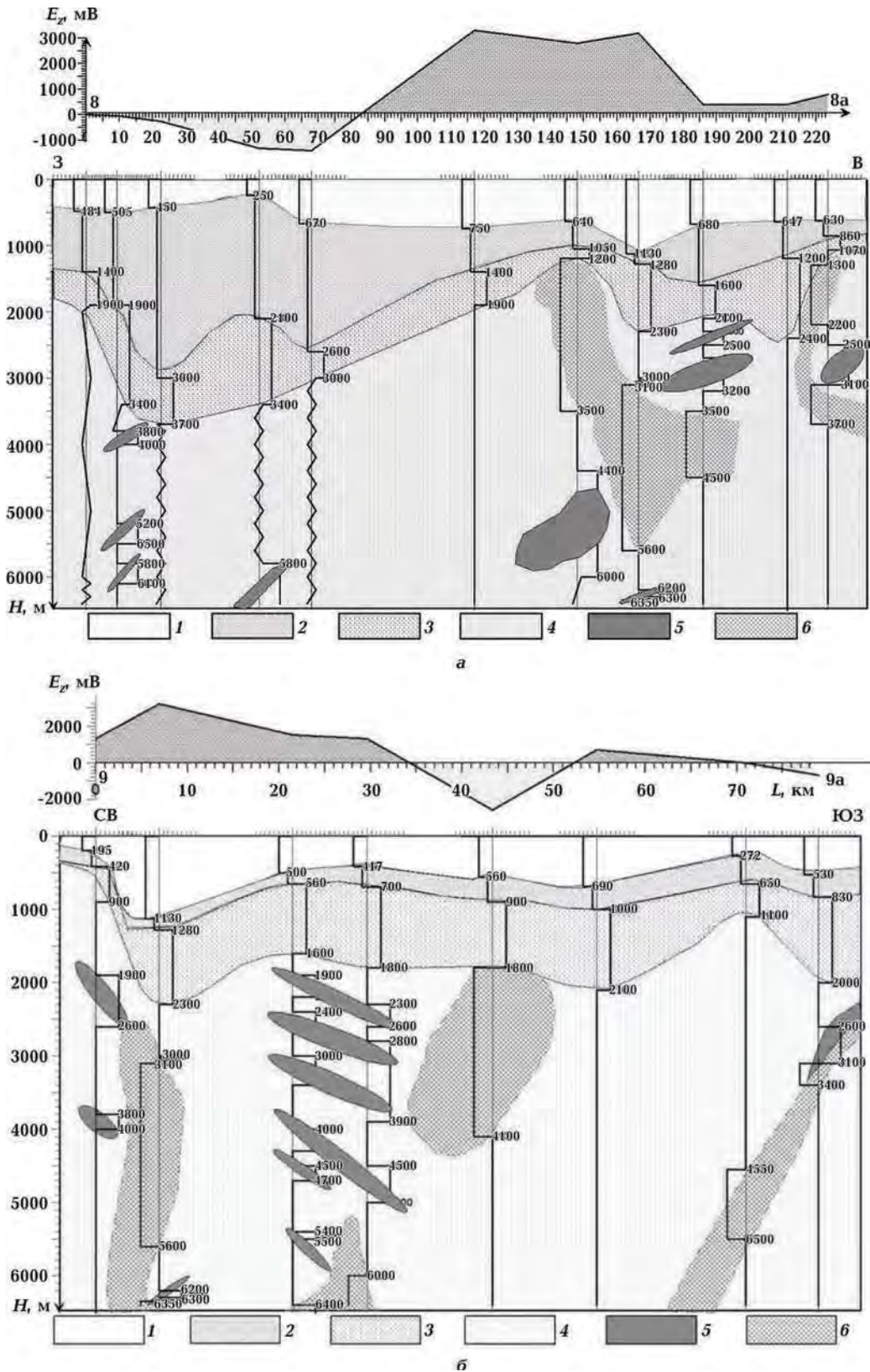


Рис. 3. Глубинный разрез вдоль профилей 8—8а (а) и 9—9а (б) по данным ВЭРЗ (2004): 1 — вода, 2 — первый осадочный слой, 3 — второй осадочный слой и нарушенные породы верхней части фундамента, 4 — породы фундамента, 5 — дайки, 6 — зоны дробления в фундаменте. Положение профилей показано на рис. 2, а.

зи о-ва Анверс. Имеющиеся для этого района данные глубинных сейсмических зондирований [Janik et al., 2014] не совпадают с приведенными значениями глубин раздела Мохо по данным ВЭРЗ. На сейсмическом разрезе отсутствует значительная дифференциация мощности глубинных горизонтов, нет и областей обогащения разрезов отдельными протяженными горизонтами даек. Возможно, положение раздела Мохо, полученное для этого региона по данным ВЭРЗ, совпадает с усредненным положением кровли "нижнего горизонта земной коры", выделяемого по данным ГСЗ [Solovyov et al., 2009; Janik et al., 2014]. На глубинном (до 32 км) разрезе по результатам работ ВЭРЗ была выявлена крупная зона тектонических нарушений, объединенных в глубинный разлом, вытянутая вдоль побережья полуострова. Вполне вероятно, что разлом имеет древнее заложение и длительную историю формирования, на что указывают особенности глубинных разрезов по профилям ВЭРЗ, выявившие значительную неоднородность глубинного строения и степени насыщения земной коры шельфа Антарктического полуострова эффузивными и интрузивными образованиями. Такая обширная зона протяженных разломов северо-западного простирания была закартирована и по результатам детальных исследований рельефа дна впадины Палмер (см. рис. 2, а). Выделенные в разрезе земной коры зоны дробления (см. рис. 3) могли служить подводящими каналами для миграции глубинных геофлюидов и скоплений формирования углеводородов в смежных локальных структурах впадины Палмер (рис. 4).

В 2006 г. вблизи о-ва Анверс была обнаружена аномалия типа "залежь" длиной около 25 км (см. рис. 4), а по данным ВЭРЗ в интервале глубин до 3500 м выделены аномально поляризованные пласты (АПП) типа "залежь углеводородов".

Участки антарктического шельфа вблизи антарктической станции "Академик Вернадский", включая и район обнаружения АТЗ, были изучены с помощью метода частотно-резонансной обработки и интерпретации данных ДЗЗ. В пределах обследованного участка шельфа были выявлены и оконтурены четыре относительно крупные аномальные зоны типа "залежь нефти" (см. рис. 4, б). При этом ранее закартированная по данным ВЭРЗ геоэлектрическая аномалия типа "залежь углеводородов" (см. рис. 4, а) полностью попала в одну из аномальных зон, выделенных по результатам обработки и интерпретации спутниковых данных. Значительные раз-

меры и высокие интенсивности полученных аномальных откликов указывали на возможное наличие в этом районе крупных скоплений углеводородов (см. рис. 4, б). Проведенные исследования подтвердили наличие общих благоприятных предпосылок формирования залежей углеводородов в данном секторе материковой окраины Антарктического полуострова, хотя ранее никаких данных о возможных залежах углеводородов в этом регионе в открытой литературе опубликовано не было.

Из рассмотрения результатов зондирования методом ВЭРЗ видно, что продуктивные пласты, залегающие ниже поверхности дна на 100—400 м (см. рис. 4, а), расположены в пределах первого осадочного слоя, а нижележащие продуктивные горизонты залегают в пределах второго осадочного слоя, а также в верхней части фундамента, где значительную роль играет сеть тектонических нарушений (см. рис. 2, а). Вдоль зон тектонических нарушений, тяготеющих в котловине Палмер к материковой окраине Антарктического полуострова, на разных этапах тектонической активизации в зонах нефтегазонакопления могло происходить усиление процессов, приводящих к миграции глубинных флюидов, содержащих эндогенные углеводороды, в различные горизонты земной коры (см. рис. 4, а).

В 2012 г. были выполнены зондирования методом ВЭРЗ (57 пунктов) вдоль двух профилей (Пр. 1, Пр. 2), пересекающих ранее выявленные аномалии (рис. 4, 5). Результаты проведенных исследований подтвердили наличие и перспективность всех четырех крупных аномальных зон типа "нефтяная залежь", закартированных методом частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных ДЗЗ для этой части антарктического шельфа (см. рис. 4, б). Глубина разноуровневого залегания продуктивных пластов типа "нефтяная залежь" (мощностью от 40 до 100 м) колеблется от 400 до 3300 м, при этом наиболее крупные и мощные пласты в пределах аномалии Oil-1 залегают на глубине 1600—1800 м, как это было показано ранее (см. рис. 4, а). Детальные работы методом ВЭРЗ показали, что Oil-2 и Oil-4 состоят из отдельных аномалий, каждая из которых характеризуется своим набором продуктивных пластов и их распределением в разрезе на глубине 600—3200 м (рис. 6). Как было указано, важную роль при оценке перспективности выявленных залежей нефти играет величина пластовых давлений в коллекторах, определенная по спутниковым данным [Левашов и др., 2011]. Рассмотрение графиков зна-

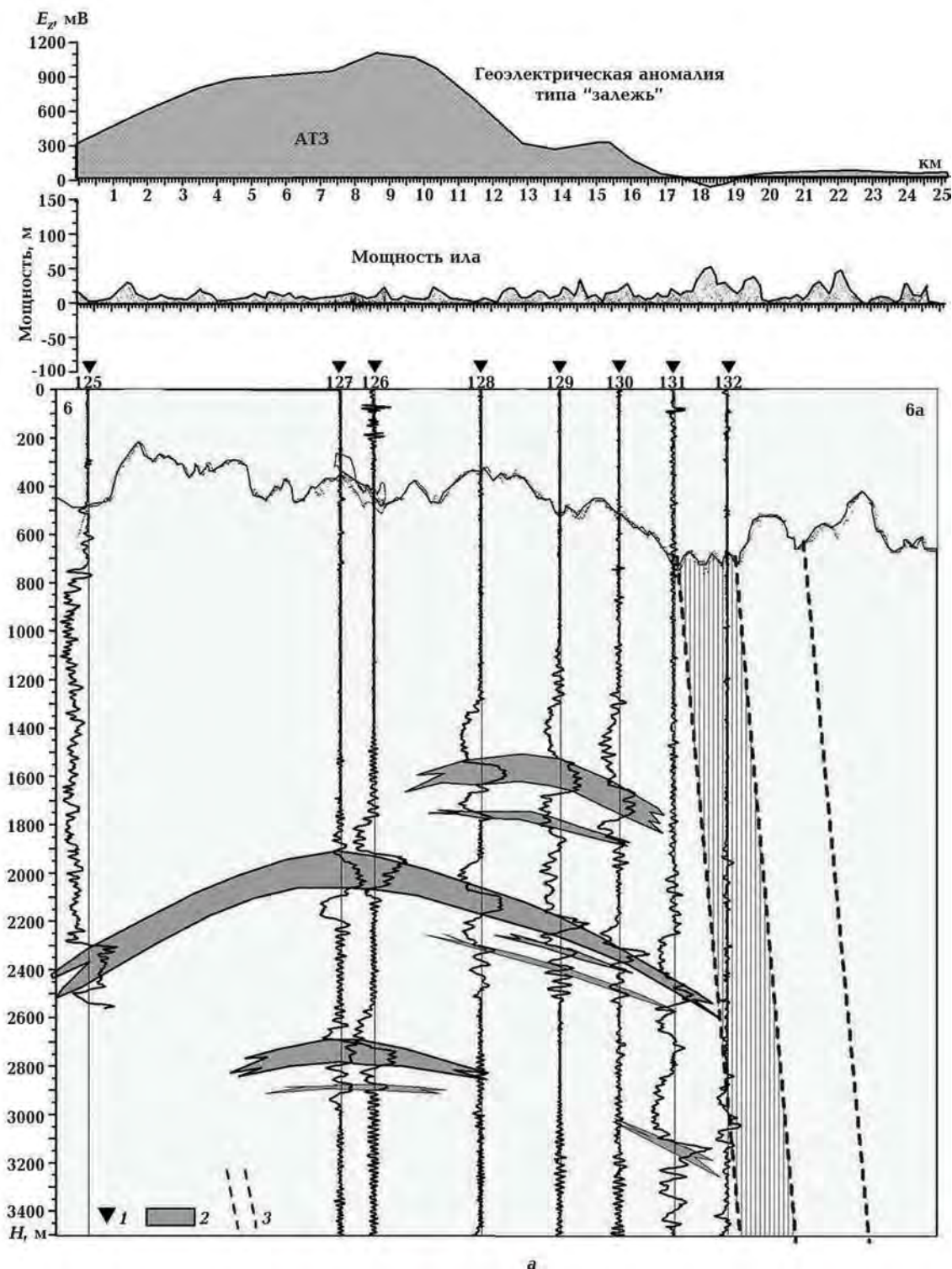


Рис. 4. Результаты интерпретации данных ВЭРЗ (2006) над аномальной зоной типа "залежь углеводородов" (а): 1 — пункты ВЭРЗ; 2 — участки АПП типа "залежь углеводородов"; 3 — зона нарушения) и результаты обработки данных ДЗЗ вблизи Антарктического полуострова (б): 1 — шкала интенсивности аномальных откликов АТЗ; 2 — реперные точки; 3 — зоны нарушений) (А—В — положение профиля, приведенного на рис. 4, а).

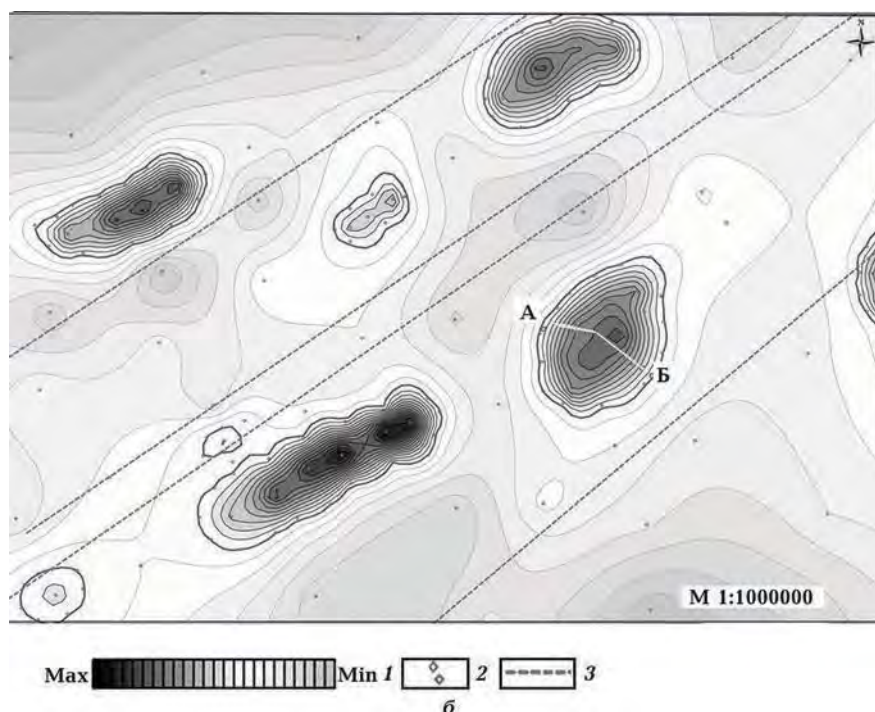


Рис. 4 (окончание).

чений максимального пластового давления в выявленных коллекторах (см. рис. 5, 6) показало, что их средние величины в пределах крупных аномальных зон достаточно стабильны. Для зон (Oil-1, Oil-2 и Oil-2a) величина максимального пластового давления изменяется от 20 до 33 МПа, а для аномальных зон Oil-3, Oil-4 и Oil-4a она не превышает 16 МПа (см. рис. 5, 6). Проведенные исследования относятся к типу региональных, поэтому нуждаются в выполнении детальных работ для получения более достоверных результатов.

Предварительные оценки протяженности отдельных пластов, их количества, положения в разрезе, эффективных площадей аномальных зон типа "залежь нефти", а также величин пластового давления в пределах выявленных аномалий подтверждают высказанное ранее предположение о возможном существовании крупных скоплениях углеводородов в этой части Западной Антарктики.

**Новые данные о скоплениях газогидратов в районе о-ва Анверс и результаты работ методом ВЭРЗ на континентальной окраине Южных Шетландских островов.** В ряде стран мира (Канада, США, Германия, Норвегия, Япония, Индия, Китай и др.) на протяжении последних 25 лет реализуются целенаправлен-

ные и широкомасштабные программы по обнаружению, изучению и разработке газовых гидратов [Tinivella et al., 2002; Анфилатова, 2008; Макогон, 2010; Solovyov et al., 2011]. Общая сумма средств, выделенных промышленно развитыми странами на эти программы, превышает 1,5 млрд долларов, из них около 500 млн долларов выделила Япония, особенно заинтересованная в развитии своей энергетической базы. Проводимые в этой стране исследования, направленные на изучение нетрадиционных углеводородов (к которым относятся и газогидраты), получили в 2013 г. дополнительный импульс после успешной добычи (с глубины около 1,3 км) природного газа на газогидратном месторождении вблизи п-ова Ацуми, где общие разведанные запасы метана составляют около 10 трлн м<sup>3</sup>. Экспериментальную полномасштабную добычу гидрата метана здесь планируют начать в 2018 г.

В настоящее время по прямым и косвенным данным обнаружено более 250 мест возможных проявлений газогидратов в придонной части осадочной толщи морского дна в различных районах Мирового океана с прогнозными оценками запасов газогидратов до  $1,5 \cdot 10^{16}$  м<sup>3</sup> метана [Анфилатова, 2008; Макогон, 2010]. Около 98 % общих запасов приходится на Мировой океан, а остальные 2 % (около 300 трлн м<sup>3</sup>) — на при-

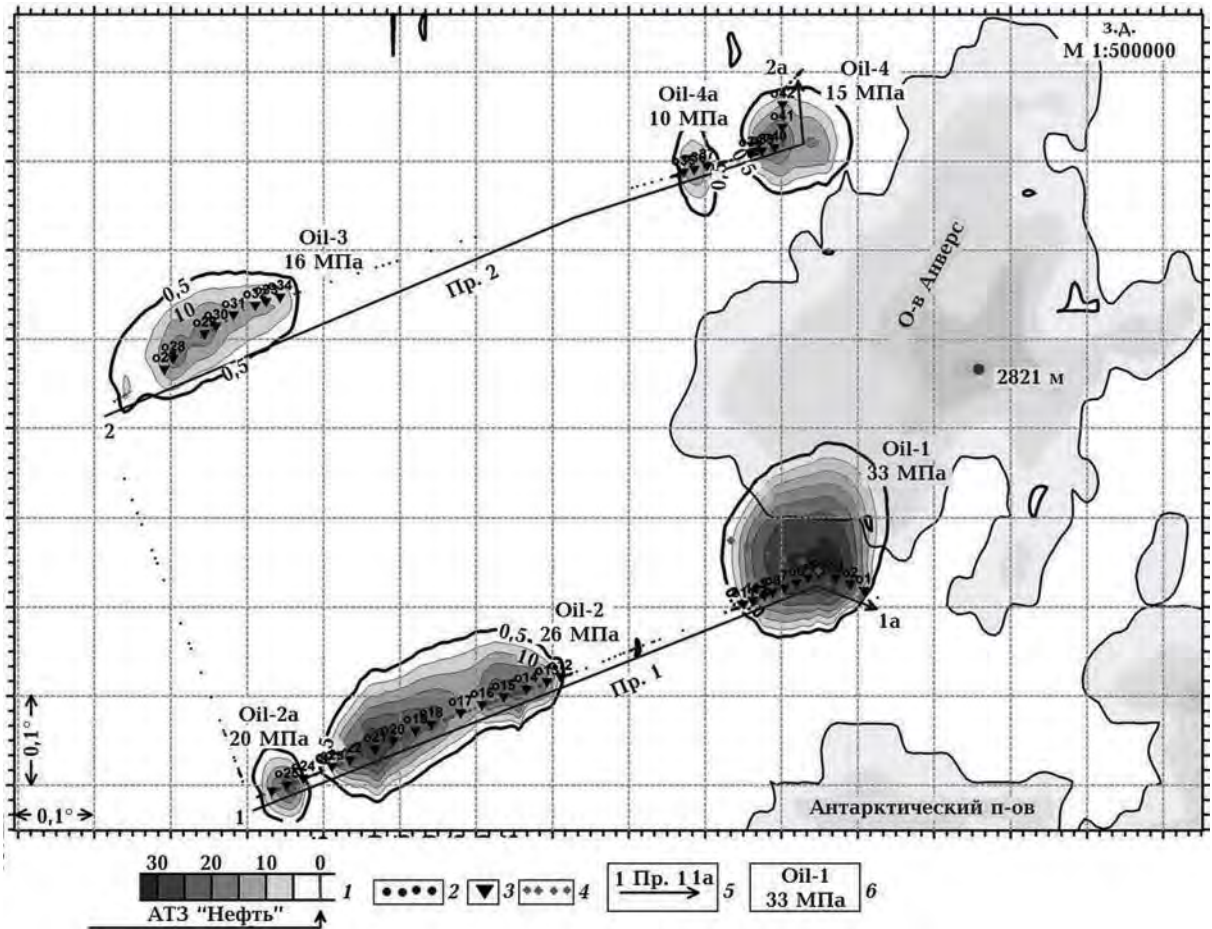


Рис. 5. Карта геоэлектрических аномальных зон типа "нефтяная залежь" на шельфе Антарктического полуострова (2012): 1 — шкала значений максимального пластового давления в коллекторах; 2 — точки съемки методом СКИП; 3 — пункты ВЭРЗ; 4 — точки съемки методом СКИП (2006 г.); 5 — положение профилей съемки Пр. 1, Пр. 2 (2012); 6 — значения пластового давления флюидов в АТЗ типа "нефть".

полярные районы материков. Природные газогидраты сохраняют стабильность в режиме сочетания низкой температуры и высокого давления, которые реализуются в осадочных толщах континентальных окраин Мирового океана [Анфилатова, 2008; Макогон, 2010].

Считается, что в структурах континентальных окраин биогенный метан лишь частично участвует в формировании скоплений газогидратов, а основным источником метана являются, преимущественно, глубинные углеводороды разного генезиса [Haascke et al., 2007; Анфилатова, 2008; Макогон, 2010; Loreto et al., 2011]. Масштабное образование скоплений газогидратов может быть частью глобального процесса мезо-кайнозойского нефтегазонакопления, происходящего в пределах континентальных окраин Мирового океана в результате дегазации Земли [Краюшкин, 2013].

Подобный механизм с вторжением глубинных недифференцированных и нетрансформированных углеводородных флюидов в вышележащие горизонты вероятно имел место при формировании группы крупных месторождений Аляски: Прадхо Бей—Эйлин—Купарук Ривер, где по разрезу прослеживается изменение общего и фазового состояния гигантских залежей от обычных до тяжелых нефтей, от скопления свободного газа в шапке до газогидратов [Haascke et al., 2007; Макогон, 2010].

Скопления газогидратов в структурах окраин формируются в самых верхних горизонтах осадочной толщи, образуя зоны гидратообразования (ЗГО) мощностью 100—1100 м [Haascke et al., 2007; Madrussani et al., 2010]. Наличие такой зоны в разрезе часто выявляется по данным МОВ—ОГТ, которые четко определяют положение подошвы ЗГО — сейсмической отражаю-

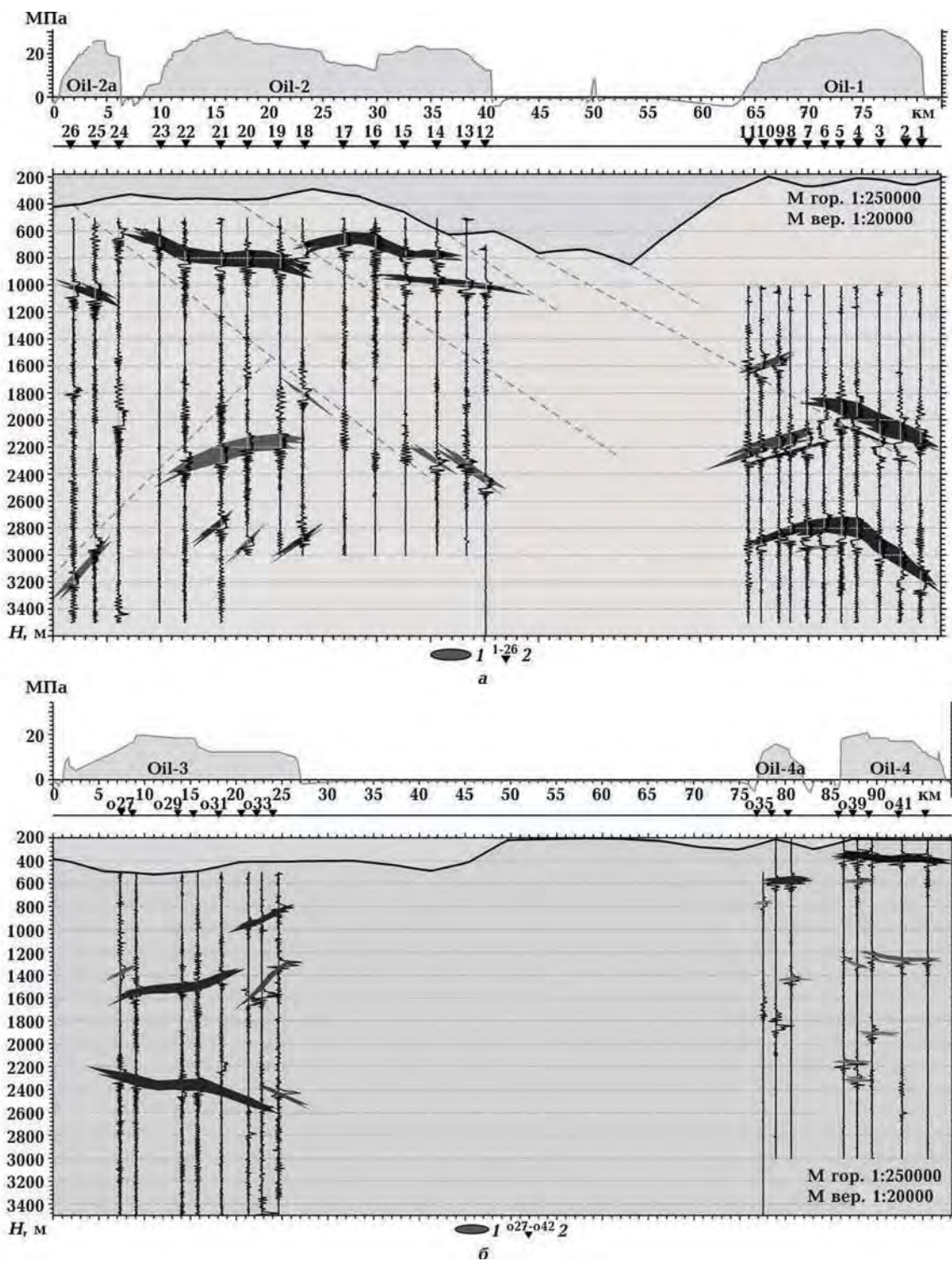


Рис. 6. Вертикальный разрез геоэлектрических аномальных зон типа "нефтяная залежь" (Oil-1—Oil-4) вдоль Пр. 1 (а) и Пр. 2 (б) на шельфе Антарктического полуострова в районе УАС "Академик Вернадский": а — график значений максимального пластового давления в коллекторах; б — вертикальный геоэлектрический разрез (1 — зоны аномально поляризованных пластов типа "нефтяная залежь"; 2 — пункты ВЭРЗ). Положение профилей приведено на рис. 5.

щей границы (BSR — Bottom Simulating Reflector), субпараллельной рельефу дна. Ее существование определяется инверсией скоростей на разделе газогидраты—подгидратный газ, где в верхнем слое осадков с газогидратами скорость повышается, а в слое с подгидратным газом она резко падает. Перепад скоростей может составить более 300—400 м/с, достигая 1500 м/с в подошве ЗГО [Haacke et al., 2007; Loreto et al., 2011]. Ниже (на 120—200 м) обычно наблюдается еще одна граница, которая может быть связана с подошвой зоны свободного (подгидратного) газа [Tinivella et al., 2002; Haacke et al., 2007; Madrussani et al., 2010; Geletti, Buseti, 2011; Loreto et al., 2011].

Вопрос о реальной мощности ЗГО остается дискуссионным, хотя возможность формирования толщ газогидратов мощностью в первые сотни метров доказана результатами бурения скважины на западе Канады, в дельте реки Маккензи [Анфилатова, 2008]. Типичная же мощность разведанных перспективных скоплений не превышает первые десятки метров при гидратонасыщении 30—80 % [Макогон, 2010].

Следует также отметить, что сам факт обнаружения BSR-границы не дает однозначного ответа на вопрос о степени гидратонасыщения вышележащих осадочных пород и наличии значительных скоплений газогидратов в этой зоне, а свидетельствует, в первую очередь, о возможной перспективности района на газогидраты.

Уникальный опыт промышленной разработки (с 1969 г.) газогидратов в условиях вечной мерзлоты был получен на Мессояхском газогидратногазовом месторождении в Западной Сибири, где суммарный объем добытого газа составил около  $13 \cdot 10^9 \text{ м}^3$  [Макогон, 2010]. Предполагается, что эта газогидратная залежь на протяжении геологического времени претерпела существенные изменения под влиянием значительных воздействий климатических условий прошлого. Опыт разработки этого месторождения показал, что экономически выгодно добывать не газогидраты, а свободный, "подледный", природный газ. В процессе его добычи падает пластовое давление, повышается пластовая температура и начинает "таять" газонасыщенный лед ЗГО, превращаясь в объект долговременной газодобычи

[Макогон, 2010]. Именно для этого месторождения была впервые выделена АТЗ типа "залежь газогидратов", которая впоследствии была использована в качестве эталона для выделения и картирования газогидратов на континентальной окраине Антарктического полуострова [Solovyov et al., 2011].

При проведении геоэлектрических исследований методом ВЭРЗ в пределах ранее закартированных спутниковых аномалий типа "залежь газогидратов" удается определить параметры аномального пласта и его положение в разрезе, поскольку объектом поиска является определенное вещество (в данном случае газогидраты), а не сопутствующие аномалии и признаки (в данном случае BSR-границы). Понятно, что полученные результаты в этом случае имеют предварительный характер и нуждаются в последующей детализации.

Наиболее перспективными для промышленной разработки в отдаленном будущем можно считать только крупные скопления с высокой концентрацией газогидратов в зонах вечной мерзлоты, а также на отдельных локальных участках континентальных окраин.

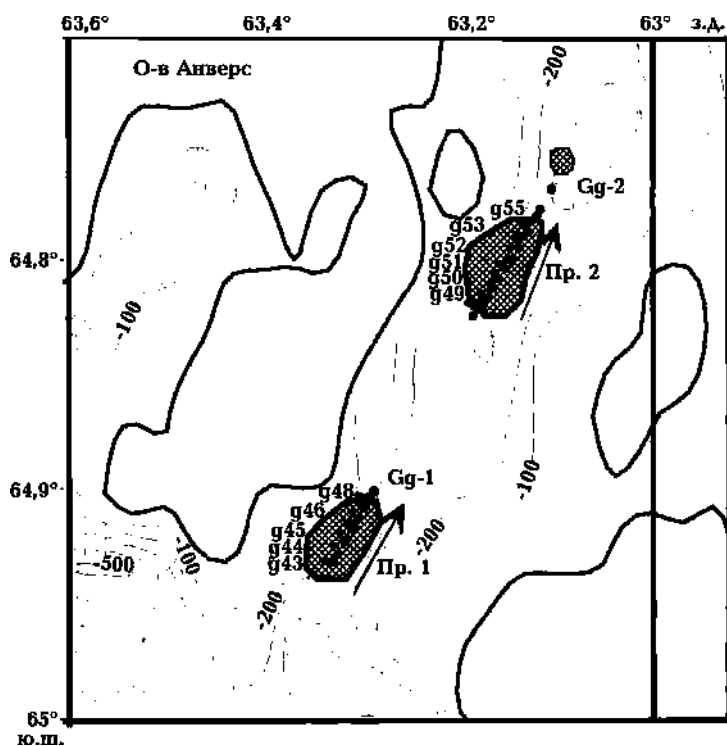


Рис. 7. Положение АТЗ Gg-1, Gg-2 (типа "залежь газогидратов") на шельфе Антарктического полуострова в районе УАС "Академик Вернадский" (2012). Показано положение профилей съемки Пр. 1, Пр. 2 и точек зондирования ВЭРЗ (g43—g55).



**Результаты исследований в районе УАС "Академик Вернадский".** Во время проведения сезонных работ 2012 г. была проведена геоэлектрическая съемка в режиме поиска газогидратных аномалий вдоль двух профилей Пр. 1, Пр. 2 (рис. 7) вблизи о-ва Анверс (район УАС "Академик Вер-

надский"). Выявленные восточнее о-ва Анверс аномальные зоны типа "залежь газогидратов" (Gg-1, Gg-2) были изучены методом ВЭРЗ, что позволило определить параметры этих скоплений (рис. 8).

Залежь газогидратов Gg-1 сформирована на глубине 1000—1040 м в виде пласта перемен-

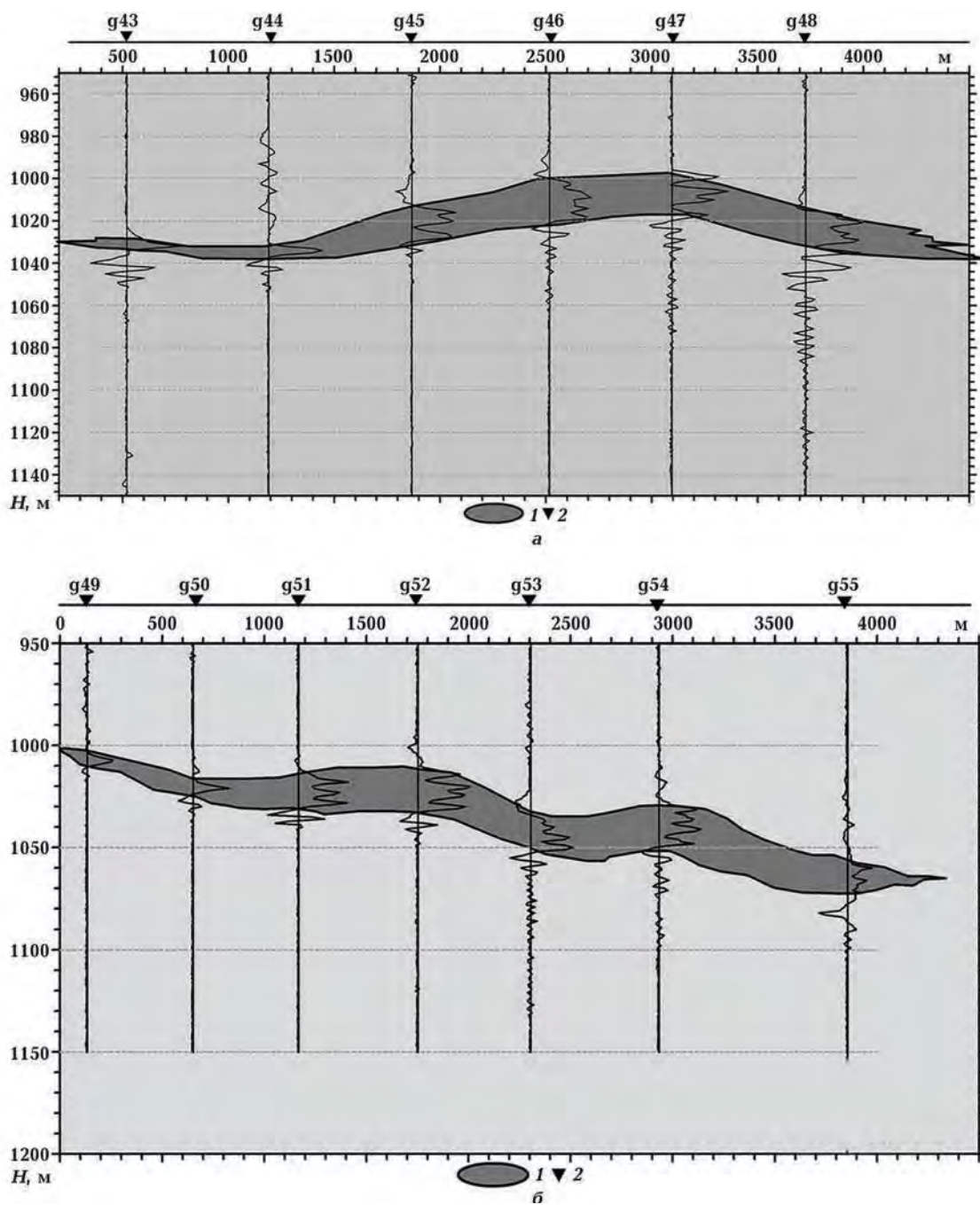


Рис. 8. Вертикальный разрез вдоль геоэлектрических аномальных зон типа "залежь газогидратов" (Gg-1, Gg-2) на шельфе Антарктического полуострова в районе УАС "Академик Вернадский" (2012): а — Пр. 1, б — Пр. 2; 1 — зона аномально поляризованных пластов типа "залежь газогидратов"; 2 — пункты ВЭРЗ. Положение профилей 1, 2 показано на рис. 7.

ной (от 4 до 20 м) мощности. Его длина достигает 4,5 км. Залежь газогидратов Gg-2 сформирована на глубине 1000—1040 м в виде пласта переменной (от 4 до 20 м) мощности и длиной более 4 км. Обе аномальные зоны обнаружены в проливе, где глубина дна не превышает 200 м. Авторам не известны какие-либо данные о находках газогидратов или их поисках в этом районе.

Еще одна аномальная зона типа "залежь газогидратов" выделена по спутниковым данным северо-восточнее аномалии Gg-2. По своим размерам эта аномалия подобна аномалии Gg-1. Зондирования ВЭРЗ на ней не проводились, поэтому положение залежи в разрезе не определено.

Подсчитанные запасы газогидратов (с учетом средней величины гидратонасыщения, равной 6,3 %) для этих трех аномалий невелики и не превышают  $3,0 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> метана (при стандартных температуре и давлении) [Loreto et al., 2011].

**Геоэлектрические исследования в районе Южных Шетландских островов.** На обширных участках континентальной окраины Антарктического полуострова для существования газогидратов и формирования их скоплений имеются все необходимые термобарические условия, что доказано их обнаружением в разных

районах антарктического побережья, в том числе в районе Южных Шетландских островов [Tinivella et al., 2002; Loreto et al., 2011]. Здесь на Южно-Шетландской континентальной окраине (см. рис. 1) севернее о-ва Кинг Джордж масштабными сейсмическими работами была выявлена крупная область существования газогидратов [Tinivella et al., 2002; Jin et al., 2003; Loreto et al., 2011].

Особенности геодинамического режима данного региона определяются сложным взаимодействием разновозрастных структур континентального и океанического типов, а также активным разломообразованием, связанным с региональными и локальными процессами рифтогенеза. Предполагается, что появление BSR-зон на этом участке материковой окраины в значительной мере контролируется геологическими структурами побережья, а наиболее благоприятные условия их формирования существуют в северо-восточном секторе побережья Южных Шетландских островов, где развита сеть многочисленных активных разломов, способствовавшая миграции флюидов и газа с больших глубин.

При предположении, что газовые гидраты существуют только там, где наблюдаются BSR-гра-

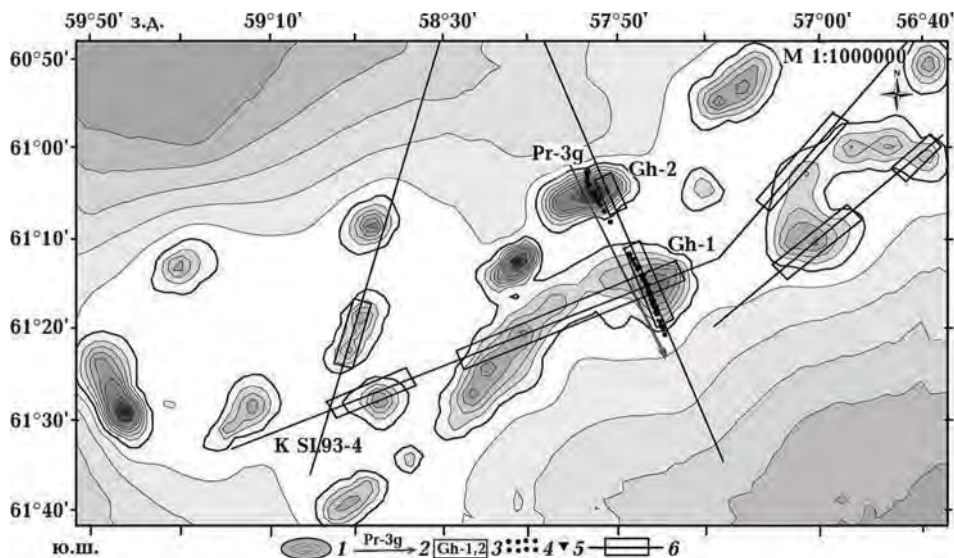


Рис. 9. Карта геоэлектрических аномальных зон типа "залежь газогидратов" на материковом склоне вблизи Южных Шетландских островов (2012): 1 — аномальные зоны типа "залежь газогидратов" по результатам обработки и дешифрирования данных ДЗЗ; 2 — профиль зондирования ВЭРЗ; 3 — аномальные зоны типа "залежь газогидратов", зарегистрированные морской геоэлектрической съемкой; 4 — точки съемки методом СКИП; 5 — пункты ВЭРЗ; 6 — положение сейсмических профилей МОВ—ОГТ [Tinivella et al., 2002]. KSL93-4 — сейсмический профиль через аномальную зону Gh-1, по [Jin et al., 2003].

ницы, общий объем газовых гидратов в районе оценивается примерно в  $4,8 \cdot 10^{10} \text{ м}^3$  ( $7,7 \times 10^{12} \text{ м}^3$  метана при стандартных температуре и давлении) [Tinivella et al., 2002; Loreto et al., 2011].

Для участков распространения зон BSR на континентальной окраине вблизи Южных Шетландских островов были проинтерпретированы спутниковые данные с различными вариантами параметров обработки, что позволило выделить несколько новых аномальных зон типа "залежь газогидратов" (рис. 9).

Эти результаты показывают, что аномальные зоны располагаются как вблизи зоны разломов Шеклтона (восточная часть участка), так и на значительном расстоянии от него ( $57\text{—}59^\circ$  з. д.). Вероятно, существующие локальные разломы, секущие склон Южного Шетландского желоба, играют важную роль в формировании этих обширных полей газогидратов, характеризующихся прерывистостью выделения BSR-границ и их различной интенсивностью.

Одной из причин выделения по спутниковым данным в этом районе дополнительных АПП типа "залежь газогидратов" могло быть небольшое количество (или полное отсутствие) скоплений свободного газа на границе с газогидратом из-за сети локальных нарушений в осадочной толще пород. В таком случае BSR-границы теряют свою выразительность или совсем отсутствуют. Зондирования ВЭРЗ удалось выполнить лишь для двух аномальных зон, выявленных по спутниковым данным, где ранее были обнаружены BSR-зоны.

Сравнение данных, полученных разными методами, позволяет утверждать, что глубина аномально поляризованного пласта типа "залежь газогидратов" в зоне Gh-1, ранее выявленного по спутниковым данным (рис. 10, а), близка по глубине положению BSR-зоны, определенному в этом же месте по данным сейсмических исследований [Tinivella et al., 2002; Jin et al., 2003; Loreto et al., 2011]. Разрыв аномальных зон вдоль профиля наблюдений (ПК 6—20, рис. 10, а) можно объяснить ранее выявленной по сейсмическим данным [Jin et al., 2003; Loreto et al., 2011] зоной разломов, секущей склон желоба, а также спорадическим характером образования BSR-зон под воздействием локальных факторов.

Под отчетливо выраженной BSR-зоной выделяется достаточно мощная зона свободного (подгидратного) газа, что может быть причиной значительной мощности аномально поляризованных пластов, выделенных по данным ВЭРЗ (рис. 10, а).

Наличие целого ряда "спутниковых" аномальных зон (см. рис. 9), выходящих за пределы выявленных ранее BSR-зон [Tinivella et al., 2002; Jin et al., 2003; Loreto et al., 2011], показывает, что реальные запасы газогидратов и свободного (подгидратного) газа могут значительно (на 25—30 %) превысить ранее подсчитанные. Это позволяет относить изученный участок к одному из перспективных скоплений газогидратов Западной Антарктики.

Полученные результаты согласуются с предложенной схемой формирования скоплений газогидратов и подгидратного газа в структурах пассивных континентальных окраин Арктики [Madrussani et al., 2010], где благодаря различной величине тепловых потоков и наличию сети локальных тектонических нарушений реализуются условия для миграции глубинных флюидов в осадочную толщу (рис. 10, б). Вероятно, формирование скоплений газогидратов в структурах континентальных окраин Антарктики происходит в результате сходных процессов, в которых определяющим является подъем глубинных флюидов (по локальной сети разломов) в осадочные горизонты различной мощности.

**Особенности условий формирования газогидратов в различных структурах континентальной окраины Антарктического полуострова.** Сравнение особенностей формирования скоплений газогидратов в структурах континентальной окраины Антарктического полуострова в районе Южных Шетландских островов и моря Росса представляет определенный интерес с точки зрения выявления общих закономерностей формирования газогидратов в регионе.

Значительный объем сейсмических исследований ранее был выполнен в западной части моря Росса, где на трех протяженных профилях были закартированы BSR-границы, связанные с наличием скоплений газогидратов. В результате детальной переинтерпретации этих материалов были выделены не только зоны BSR-отражений, но и дополнительные границы (BSR0), расположенные ниже зоны стабильности газогидратов (рис. 12). Интервальные скорости в осадочных породах, расположенных над BSR-границей, составляют 1900—2050 м/с, уменьшаясь до 1360—1400 м/с под этим разделом. Сейсмические характеристики (низкая скорость и низкие значения частот) горизонта, расположенного между разделами BSR и BSR0, дают основания предполагать наличие здесь свободного газа [Geletti, Busetti, 2011].

Предполагается, что наиболее приемлемой причиной формирования BSR0-границы явля-

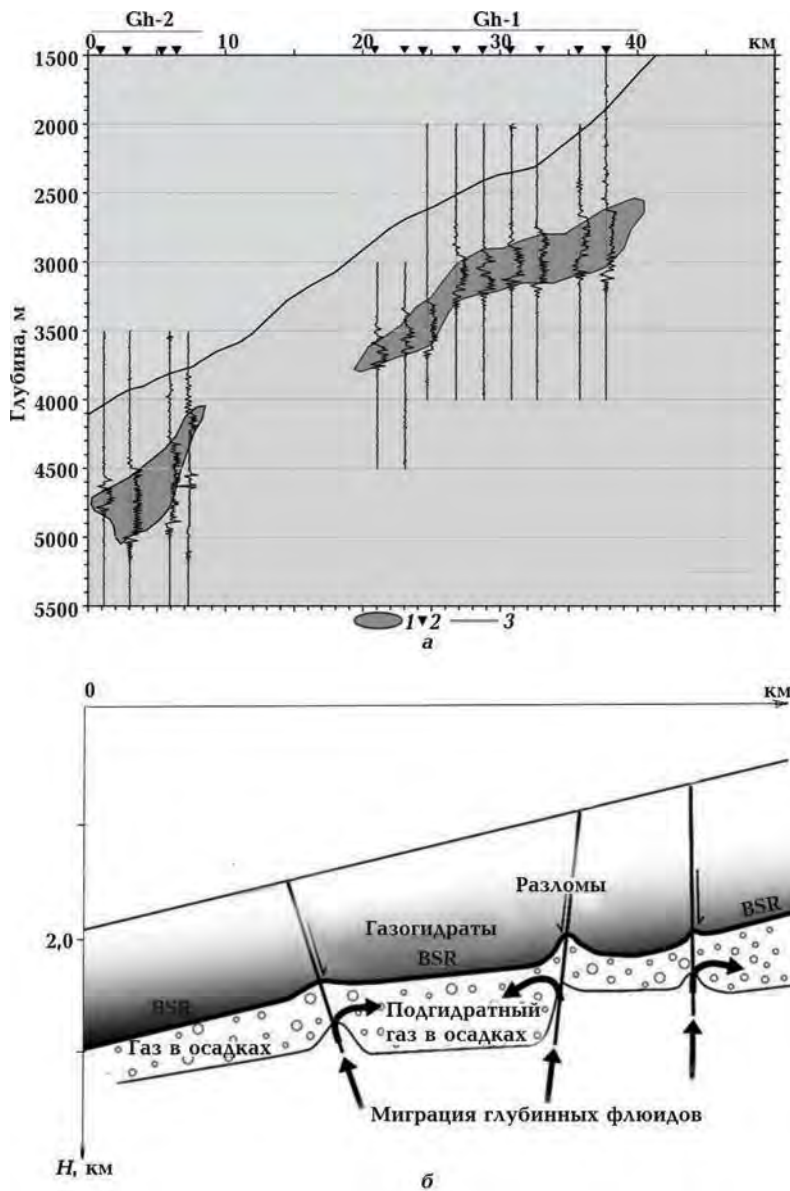


Рис. 10. Вертикальный разрез вдоль геоэлектрических аномальных зон типа “залежь газогидратов” (Gh-1, Gh-2) на материковом склоне вблизи Южных Шетландских островов (а) и принципиальная схема формирования скоплений газогидратов и подгидратных газов в осадках материкового склона (б), по [Madrucciani et al., 2010]: 1 — аномально поляризованные пласты типа “залежь газогидратов”, 2 — пункты ВЭРЗ, 3 — профиль ВЭРЗ. Положение аномальных зон показано на рис. 9.

ется наличие вблизи подошвы осадков смеси газов, в состав которой входит не только метан, но также этан (3 %) и пропан (1 %) [Geletti, Vusetti, 2011]. Проведенные модельные расчеты и полученные кривые для равновесного состояния метангидратов и гидратов разного состава согласуются с этой гипотезой, хотя длительная устойчивость такой системы вряд ли могла сохраниться в условиях значительной тектони-

ческой раздробленности разреза, характерной для всех изученных профилей в море Росса.

Нарушенный характер границ BSR и BSR0 на сейсмическом разрезе (см. рис. 12) вероятно связан с локальными зонами активной миграции флюидов и газов, участвующих в формировании грязевого вулкана Тергест — крупного подводного вулкана (высотой более 80 и шириной около 1000 м), приуроченного к сис-

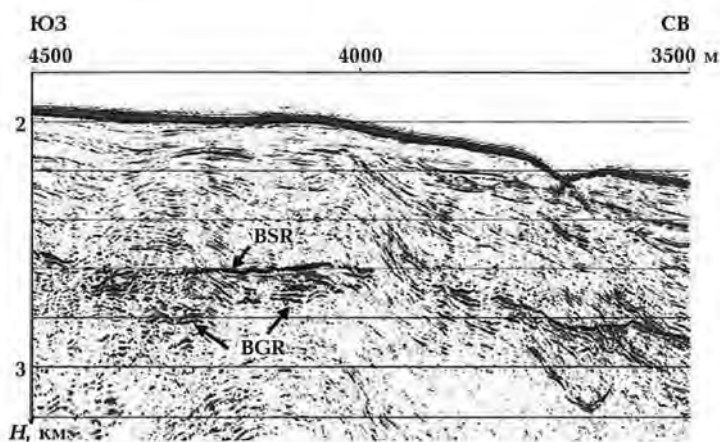


Рис. 11. Сейсмический разрез МОВ—ОГТ вдоль части профиля KSL93-4, на котором выделены контрастная BSR-зона и расположенная под ней BGR-зона, соответствующая подошве зоны свободного газа [Madrussani et al., 2010]. Положение профиля показано на рис. 9.

теме разломов с подпитывающими глубинными каналами. Имеющиеся сейсмические данные отражают строение лишь части разреза грязевого вулкана (см. рис. 12). Вероятно, его корни расположены в низах осадочной толщи, общая мощность которой в море Росса достигает 14 км [Geletti, Busetti, 2011]. В вертикальном сейсмическом разрезе выделяется участок, расположенный между разделами BSR и BSR0, который можно считать промежуточной областью питания грязевого вулкана Тергест (см. рис. 12).

Следует отметить, что в море Росса метан в малых количествах был выявлен по результатам донных опробований осадков (1—3 м ниже дна), а высокая концентрация метана (на глубине 64—365 м) была обнаружена в керне скважин DSDP 271-273 [Geletti, Busetti, 2011].

Приведенные характеристики разреза служат дополнительной иллюстрацией к выявленным общим закономерностям формирования газогидратов в пределах тех участков шельфовых зон и континентальных склонов, где выявлены структуры инъекционного типа, представленные диапирами, грязевулканическими аппаратами, разгрузками газонасыщенных вод (сипами) и трубообразными структурами типа VAMP. Их корни, часто прослеживаемые в виде разрывных нарушений в основании осадочного разреза и в фундаменте, служат в качестве активных каналов поступления глубинных углеводородов [Milkov, 2000; Haacke et al., 2007; Madrussani et al., 2010; Geletti, Busetti, 2011; Краюшкин, 2013]. Такие инъекционные структуры и целая серия подводных грязевых вулканов бы-

ли обнаружены и на участках континентальной окраины вблизи Южных Шетландских островов, где их связь с процессами формирования скопленных газогидратов подтверждается данными сейсмических исследований.

Структурная и генетическая связь подводных вулканов с местами скопления газогидратов доказана геолого-геофизическими исследованиями, выполненными в различных регионах Мирового океана. В периферийных областях грязевых вулканов Мирового океана часто, но далеко не всегда, возникают локальные участки скопления газогидратов, где может содержаться порядка  $10^{10}$ — $10^{12}$  м<sup>3</sup> метана [Milkov, 2000].

Можно считать, что подводные вулканы являются важным звеном в процессе миграции глубинных геофлюидов при формировании зон нефтегазоаккумуляции в различных структурах Мирового океана.

**Выводы.** Представлены результаты региональных исследований углеводородного потенциала отдельных структур материковой окраины.

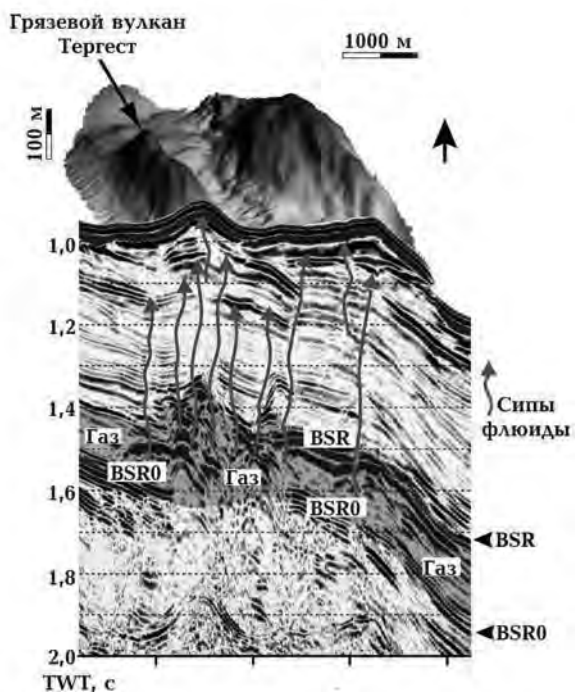


Рис. 12. Схематический разрез вдоль профиля через зону грязевого вулкана Тергест в море Росса, по [Geletti, Busetti, 2011]. Показано положение глубинных границ BSR и BSR0, фиксирующих положение ЗГО в разрезе.

ины Антарктического полуострова, полученные в 2004—2012 гг. По материалам этих исследований в структурах континентальных окраин Антарктического полуострова (Западная Антарктика) выявлен ряд АТЗ ("скопления углеводородов"), определены параметры аномальных пластов и их положение в разрезах.

Полученные данные подтверждают высказанное ранее предположение о возможном существовании в этой части Западной Антарктики крупных скоплений нефти и газогидратов. Их формирование в структурах пассивной континентальной окраины Антарктического полуострова происходило в результате неоднократных внедрений глубинных геофлюидов в разноуровневые горизонты земной коры при региональной реактивации палеоразломов и ослабленных зон.

Подобные результаты были получены и для

структур дна моря Росса, где глубина формирования поднимающихся под высоким давлением геофлюидов также значительно превышает глубину зон BSR-отражений. Материалы геофизических исследований в регионе показали наличие сложной системы локальных структур, считающихся типичными для пассивных континентальных окраин. Общими для этих структур континентальной окраины Антарктики, как и для других подобных структур Мирового океана, является достаточно тесная пространственная, а возможно, и генетическая связь грязевых вулканов с выявленными участками BSR-отражений и местами формирования скоплений газогидратов. Приведенные данные свидетельствуют о значительной роли глубинных флюидов в формировании скоплений углеводородов в различных горизонтах земной коры пассивных окраин Западной Антарктики.

### Список литературы

- Анфилатова Э. А. Аналитический обзор современных зарубежных данных по проблеме распространения газогидратов в акваториях мира. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2008. № 3. С. 1—8.
- Грикуров Г. Э., Лейченко Г. Л., Михальский Е. В., Голынский А. В., Масолов В. Н. Минеральные ресурсы Антарктики: геологические предпосылки и перспективы освоения. *Разведка и охрана недр*. 2000. № 12. С. 59—63.
- Иванов В. Л. Геологические предпосылки прогноза нефтегазоносности недр Антарктики. *Советская геология*. 1985. № 2. С. 3—14.
- Корзун В. А. Оценка возможностей использования ресурсов Антарктики. Москва: Изд. ИМЭМО РАН, 2009. 116 с.
- Краюшкин В. А. Небиогенная природа гигантского газонефтенакопления на мировом континентальном шельфе. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013. № 4. С. 29—45.
- Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков. *Геоинформатика*. 2010. № 3. С. 22—34.
- Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведенных экспериментов и перспективы практического применения. *Геоинформатика*. 2011. № 2. С. 19—35.
- Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований. *Геофиз. журн*. 2012а. Т. 34. № 4. С. 166—176.
- Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н., Божежа Д. Н., Прилуков В. В. Мобильные прямопоисковые технологии: факты обнаружения и локализации каналов вертикальной миграции флюидов — дополнительные свидетельства в пользу глубинного синтеза углеводородов. *Геоинформатика*. 2016. № 2. С. 5—35.
- Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н., Самсонов А. И., Божежа Д. Н. Методические аспекты применения технологии обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли при проведении поисковых работ на нефть и газ в акваториях. *Геоинформатика*. 2012б. № 1. С. 5—16.
- Макогон Ю. Ф. Газогидраты. История изучения и перспективы освоения. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2010. № 2. С. 5—21.
- Соловьев В. Д., Корчагин И. Н., Бахмутов В. Г., Левашов С. П., Якимчук Н. А., Божежа Д. Н., Прилуков В. В. Новые данные о перспективности шельфа Антарктического полуострова на нефть и газ (по результатам геофизических исследований). *Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики: Зб. наук. пр. Киев, 2011. С. 33—47.*

- Шуман В. Н. Электромагнитно-акустические преобразования и высокоразрешающие зондирующие системы: новые возможности и новые формулировки старых вопросов. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 32—39.
- Geletti R., Busetti M., 2011. A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.* 116, B04101. doi: 10.1029/2010JB007864.
- Haacke R. Ross., Westbrook G.K., Hyndman R.D., 2007. Gas hydrate, fluid flow and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261(3-4), 407—420. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.008.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Środa P., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global Planet. Change* 123, 213—222. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.018>.
- Jin Y.K., Lee M.W., Kim Y., Nam S.H., Kim K.J., 2003. Gas hydrate volume estimations on the South Shetland continental margin, Antarctic Peninsula. *Antarct. Sci.* 15(2), 271—282. doi: 10.1017/S0954102003001275.
- Loreto M.F., Tinivella U., Accaino F., Giustiniani M., 2011. Offshore Antarctic Peninsula gas hydrate reservoir characterization by geophysical data analysis. *Energy* (4), 39—56.
- Madrussani G., Rossi G., Camerlenghi A., 2010. Gas hydrates, free gas distribution and fault pattern on the west Svalbard continental margin. *Geophys. J. Int.* 180(2), 666—684. doi: 10.1111/j.1.1365-246X.2009.04425.x.
- Milkov A. V., 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Mar. Geol.* 167(1), 29—42.
- Mineral resources potential in Antarctica, 1990. Ed. J.F. Spletstoeser, G.A.M. Dreschhoff. Antarctic Res. Ser. Vol. 51, 319 p.
- Rebesco M., Camerlenghi A., De Santis L., Domack E., Kirby M., 1998. Seismic stratigraphy of Palmer Deep: a fault-bounded late Quaternary sediment trap on the inner continental shelf, Antarctic Peninsula Pacific margin. *Mar. Geol.* 151(1), 89—110.
- Solovyov V. D., Bakmutov V. G., Korchagin I. N., Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Bozhezha D. N., 2011. Gas Hydrates Accumulations on the South Shetland Continental Margin: New Detection Possibilities. Hindawi Publishing Corporation. *Journal of Geological Research* 2011, Article ID 514082, 8 p. doi: 10.1155/2011/514082.
- Solovyov V. D., Bakmutov V. G., Korchagin I. N., Levashov S. P., 2009. Crustal structure of Palmer Deep (West Coast of the Antarctic Peninsula) by geophysical data. *Укр. антаркт. журн.* (7), 85—93.
- Tinivella U., Accaino F., Camerlenghi A., 2002. Gas hydrate and free gas distribution from inversion of seismic data on the South Shetland margin (Antarctica). *Mar. Geophys. Res.* 23, 109—123.

## The experiment of integrated mobile technologies used for deep hydrocarbon accumulation prospecting and geophysical mapping at the West Antarctic bottom structures

© V. D. Solovyov, S. P. Levashov, N. A. Yakimchuk, I. N. Korchagin, D. N. Bozhezha, 2017

The data obtained confirm earlier assumption about possible existence of large accumulations of oil and gas hydrates in this part of the West Antarctica. Their formation in the structures of passive continental margin of the Antarctic Peninsula occurred as a result of repeated intrusions of deep geo-fluids into the earth crust different horizons during regional reactivation of paleo-fractures and attenuated zones. Materials of geophysical studies in the region have shown the presence of complicated system of local structures, considered as typical for passive continental margins. Shared feature for these structures of continental margin of Antarctica as well as for other similar structures of the great ocean is sufficiently close regional, and possibly genetic connection of mud volcanoes with explored areas of BSR-reflections and the places of

formation of gas and gas hydrates accumulations. The data obtained attest the considerable role of deep fluids in formation of hydrocarbon accumulations in different horizons of the Earth's crust of the passive margins of West Antarctica.

**Key words:** West Antarctica, continental margins, mud volcanoes, oil, gas hydrates, mobile technologies, geo-electric prospecting methods.

## References

- Anfilatova E. A., 2008. A review of modern foreign data on the problem of occurrence of gas hydrates the world offshore. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (3), 1—8 (in Russian).
- Grikurov G. E., Leychenko G. L., Mikhalskiy E. V., Golynskiy A. B., Masolov B. N., 2000. Mineral Resource of the Antarctic: geological background and development prospects. *Razvedka i okhrana neдр* (12), 59—63 (in Russian).
- Ivanov V. L., 1985. Geological conditions forecast oil and gas potential of the Antarctic interior. *Sovetskaya geologiya* (2), 3—14 (in Russian).
- Korzun V. A., 2009. Assessment of possibilities of using resources in Antarctica. Moscow: Publ. House. IMEMO RAS, 116 p. (in Russian).
- Krayushkin V. A., 2013. Non-biogenic nature of the giant gas and oil accumulation at the world continental shelf. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (4), 29—45 (in Russian).
- Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., 2010. New possibilities for rapid assessment oil and gas potential exploratory areas, inaccessible and removed areas, the licensed blocks. *Geoinformatika* (3), 22—43 (in Russian).
- Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., 2011. Evaluation of the relative values of the reservoir pressure of fluids in the reservoirs: the results of experiments and prospects of practical applications. *Geoinformatika* (2), 19—35 (in Russian).
- Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., 2012a. Frequency resonance principle, mobile geoelectric technology: A new paradigm geophysical research. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 166—176 (in Russian).
- Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., Bozhezha D. N., Prilukov V. V., 2016. Mobile direct-prospecting technology: facts of channels detection and localization of fluids the vertical migration — additional evidence for deep hydrocarbon synthesis. *Geoinformatika* (2), 5—35 (in Russian).
- Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., Samsonov A. I., Bozhezha D. N., 2012b. Methodological aspects of the remote sensing data processing and interpretation technology in oil and gas prospecting of offshore. *Geoinformatika* (1), 5—16 (in Russian).
- Makogon Yu. F., 2010. Gas hydrates. The history of the study and the prospects for commercial exploitation. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 5—21 (in Russian).
- Solovyov V. D., Korchagin I. N., Bakmutov V. G., Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Bozhezha D. N., Prilukov V. V., 2011. New data oil and gas prospects of the Antarctic Peninsula shelf (based on geophysical studies results). *Theoretical and applied aspects of geoinformatics: Collection of sci. works*. Kiev, 33—47 (in Russian).
- Shuman V. N., 2012. Electromagnetic-acoustic transformations and high-resolution sounding systems: new possibilities and new formulations of the old questions. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 32—39 (in Russian).
- Geletti R., Busetti M., 2011. A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.* 116, B04101. doi: 10.1029/2010JB007864.
- Haacke R. Ross., Westbrook G. K., Hyndman R. D., 2007. Gas hydrate, fluid flow and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261(3-4), 407—420. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.008.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Środa P., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global Planet. Change* 123, 213—222. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.018>.
- Jin Y. K., Lee M. W., Kim Y., Nam S. H., Kim K. J., 2003. Gas hydrate volume estimations on the South Shetland continental margin, Antarctic Peninsula. *Antarct. Sci.* 15(2), 271—282. doi: 10.1017/S0954102003001275.
- Loreto M. F., Tinivella U., Accaino F., Giustiniani M., 2011. Offshore Antarctic Peninsula gas hydrate reservoir characterization by geophysical data analysis. *Energy* (4), 39—56.
- Madrussani G., Rossi G., Camerlenghi A., 2010. Gas



- hydrates, free gas distribution and fault pattern on the west Svalbard continental margin. *Geophys. J. Int.* 180(2), 666—684. doi: 10.1111/j.1.1365-246X.2009.04425.x.
- Milkov A. V., 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Mar. Geol.* 167(1), 29—42.
- Mineral resources potential in Antarctica, 1990. Ed. J.F. Splettstoesser, G.A.M. Dreschhoff. Antarctic Res. Ser. Vol. 51, 319 p.
- Rebesco M., Camerlenghi A., De Santis L., Domack E., Kirby M., 1998. Seismic stratigraphy of Palmer Deep: a fault-bounded late Quaternary sediment trap on the inner continental shelf, Antarctic Peninsula Pacific margin. *Mar. Geol.* 151(1), 89—110.
- Solovyov V. D., Bakhmutov V. G., Korchagin I. N., Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Bozhezha D. N., 2011. Gas Hydrates Accumulations on the South Shetland Continental Margin: New Detection Possibilities. Hindawi Publishing Corporation. *Journal of Geological Research* 2011, Article ID 514082, 8 p. doi: 10.1155/2011/514082.
- Solovyov V. D., Bakhmutov V. G., Korchagin I. N., Levashov S. P., 2009. Crustal structure of Palmer Deep (West Coast of the Antarctic Peninsula) by geophysical data. *Укр. антаркт. журн.* (7), 85—93
- Tinivella U., Accaino F., Camerlenghi A., 2002. Gas hydrate and free gas distribution from inversion of seismic data on the South Shetland margin (Antarctica). *Mar. Geophys. Res.* 23, 109—123.

## В.Н. ШУМАН — УЧЕНЫЙ, ГРАЖДАНИН, ПАТРИОТ (К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

*Ученым можешь ты не быть, но гражданином быть обязан.  
А что такое гражданин? Отечества достойный сын.*

Родился Владимир Николаевич (в дальнейшем Володя) 18 февраля 1942 г. в небольшом селе Задереевка Репкинского района Черниговской области, расположенном в Украинском Полесье близ границы с Белоруссией. Почвы в этих местах мало плодородны: пески перемежаются с болотами и кругом леса. Местные жители выращивали овощи, фрукты, содержали скот, ловили рыбу, собирали грибы, охотились — все в основном для собственных потребностей. Товарное производство и цивилизация медленно проникали в эти места. Деда и прадеды Володи были крестьянами среднего достатка, трудолюбивыми, набожными, как и большинство окружающего населения. Катаклизмы XX в. конечно коснулись и этого уголка, но в несколько меньшей степени. Отец Володи, Николай Тимофеевич, 1916 г. рождения, едва получив среднее образование, был направлен советскими властями в Задереевку учительствовать для "ликвидации неграмотности на селе". После войны он получил высшее образование в Киевском университете и стал учителем географии. Мать Володи, Татьяна Николаевна, 1919 г. р., была учительницей младших классов. Поженились родители перед войной и Володя появился на свет через год, когда эти места уже были оккупированы немцами. Благодаря отсутствию промышленных предприятий и удаленности от транспортных магистралей в Задереевке не было ни жестоких боев, ни бомбежек, ни расквартирования немецких солдат, только эпизодические поборы продуктов.

Детство Володи прошло в Задереевке с ее сказочной нетронутой природой. Он был подвижным и очень любознательным. Но время было трудное, он был старшим (сестра и брат родились в 1944 и 1945 гг. соответственно) и активно включался в полезные дела: собирал грибы, ловил рыбу, заготавливал дрова, сгребал сено, косил траву, отбивал косы. Особенно притягивала его огненная стихия кузни. С 5 лет замороженно смотрел на оплавленный металл, а позднее брал в руки молот и пытал-

ся ковать. В школьные годы у Володи появился интерес к природным явлениям: почему так красивы и бесконечно разнообразны восходы и закаты, почему меняется погода и как ее предсказать ... Позже появилась требовательность к ответам на подобные вопросы, — ответы должны быть правильными, т. е. соответствовать законам физики и математики. Ответы на многие вопросы Володя находит в учебных программах и учебниках. Но возникают новые более углубленные вопросы (процесс познания бесконечен). Школу он оканчивает на отлично и поступает на геологический факультет Киевского университета, живет в общежитии, проходит летние практики, а каникулы проводит в Задереевке в деревенских трудах и забавах. В 1964 г. получает диплом по специальности "геофизика" и в 1965—1967 гг. в Белорусской геофизической экспедиции (в пос. Колодищи Минской области) отрабатывает государству долг за бесплатное (как положено при социализме) обучение. Там же на год позднее начинает отрабатывать свой долг юная выпускница Киевского геологоразведочного техникума Люба (Любовь Демидовна). Так выпускники киевских учебных заведений находят друг друга в белорусских Колодищах, влюбляются, женятся и уже не расстаются всю жизнь. В Белоруссии Володя заблаговременно сдал два экзамена из кандидатского минимума и в 1967 г. поступил в аспирантуру в Институт геофизики Академии наук УССР, и после ее успешного окончания продолжал работать в Институте последовательно на должностях всех ступеней научного сотрудника, а последнее десятилетие — на должности заведующего отделом математической геофизики.

Кандидатская диссертация (1972) и работы следующих двух десятилетий были посвящены решению прямых и обратных задач электромагнитных зондирований и их применению к изучению аномалий электрической проводимости в земной коре. Исследования проводились совместно с другими сотрудниками лабо-

ратории электромагнитных исследований (С.Н. Куликом, И.М. Логвиновым, И.И. Рокитянским и др.). В это же время Володей были начаты и в последующие годы продолжены исследования по выдвигаемым им новым перспективным теоретическим и методическим проблемам. Вот только названия некоторых из них: кинематический подход для квазистационарных электромагнитных полей природных и техногенных источников; бимодальная структура электромагнитных функций отклика и принципы оптимального выбора электромагнитных зондирующих систем; генерация тороидального магнитного поля в атмосфере Земли. Параметры энергетического типа, импедансные условия и спиральность поля в задачах геомагнетизма и геоэлектрики. Точные граничные условия импеданса и их обобщенные соотношения для практического использования в электромагнитных зондирующих системах. Скоростные параметры в электромагнитных георадарных и томографических системах. Мнимые поверхностные векторы в многомерных обратных задачах геоэлектрики. Математически строгое введение локальных скалярных импедансов вместо обычно используемого усеченного тензора импеданса, не имеющего строгого математического обоснования.

Володя в 1970-х прошел двухлетнее заочное обучение в Киевском университете и приобрел второе высшее образование по математической физике. В дальнейшем свои знания по физике и математике он совершенствовал всю жизнь и творчески применял их к решению сложных геофизических проблем. В последние годы он сосредоточился на нетрадиционном описании и объяснении природных явлений и натурных экспериментов, не объяснимых в рамках традиционной физики, на объяснении того, что физики иногда отказывались признавать как реально существующее.

В последний год Володя опубликовал три статьи: "Спонтанная эмиссионная активность литосферы и сейсмoeлектромагнитные явления" [Геофиз. журн., 2016, т. 38, № 2, с. 79—87], "Дробная динамика и эмиссионная активность геосистем" [Геофиз. журн., 2016, т. 38, № 3, с. 72—83] и "О прогнозируемости активных геосистем: метастабильность и устойчивые переходы вместо аттракторов" [Геофиз. журн., 2016, т. 38, № 6, с. 3—24]. В этих работах он обосновывает необходимость комплексного подхода к изучению динамики литосферы и всех видов ее эмиссионной активности, рассматривая литосферу как многоуровневую

(в пространственном и временном масштабах) иерархически организованную многофазную нелинейную самоорганизующуюся, открытую для внешних и внутренних воздействий динамическую систему. Для описания такой сложной системы необходимо рассмотрение всех участвующих полей: механических, тепловых, термодинамических, электромагнитных и т. д.; применение фрактальных моделей, кластерного анализа, теории хаоса и бифуркаций; учет явления взрывной неустойчивости и других подходов. Володя знал эти новые подходы, получил ряд результатов уже в виде формул и собрался дальше разрабатывать теорию эмиссии литосферы — фундаментальную проблему геофизики, поскольку эмиссия литосферы (всех генерируемых в ней физических полей) является основным источником информации о глубоких недрах Земли. К сожалению, у Володи не осталось последователей, способных продолжать и развивать такую сложную тему.

В конце 1980-х я слегка упрекал Володю, что он не пытается доводить свои новые теоретические и методические разработки до практического применения. Он парировал так: "Я вывел строгие формулы, показал, что используемые формулы не совершенны (например, импедансные граничные условия не имеют строгого математического обоснования и не точны) и опубликовал все это. Читайте. Если я не прав, критикуйте". Никто Володиной работы не критиковал. Там нечего было критиковать. Однако московские и западные корифеи геоэлектромагнитных исследований очень сдержанно поддерживали публикацию передовых идей В. Н. Шумана. Существенно новое иногда печатают с большими трудностями. В нашем случае новый подход потребует существенной перестройки системы электроразведочных работ, что ударит по финансам компаний, ведущих эти работы, и по престижу авторов применяемых методик. Основные идеи и результаты Володя, к счастью без задержки, опубликовал в "Геофизическом журнале". Некоторые из его опубликованных идей и результатов слишком новы, чтобы быть понятыми и принятыми к использованию в настоящее время. Будем надеяться, что они будут приняты в будущем и очень хотелось бы, чтобы они вошли в историю науки под авторством В. Н. Шумана, а не "переоткрыты" заново.

К финишу Володя пришел в статусе известного ученого-геофизика, профессора (с 1985 по 2005 гг. преподавал теорию поля и ряд спецкурсов в Киевском университете), доктора физ.-матем. наук (с 1991), заведующего отделом ма-

тематической геофизики Института геофизики НАН Украины, лауреата Премии имени С.И. Субботина НАН Украины (2002) и Государственной премии Украины в области науки и техники (2014). Более подробные данные о научной, научно-организационной и педагогической работе Володи, о его участии в работе ученых советов и редколлегий, о его наградах напечатаны в разделе "Потери науки" [Геофиз. журн., 2016, № 6, с. 202—203 и IAGAnews, 2016, p. 15—16].

**Перечислим Володины приоритеты.**

*Научная работа.* Всегда выполнял ее с большим интересом и добротным результатом на благо и семьи, и Родины как Большой, так и Малой. Но ради науки он не приносил в жертву интересы семьи и коллег. Любовь и уважение к людям доминировали у Володи. Например, работая в своем кабинете над сложными проблемами, он никогда не отказывал ни коллегам, ни подчиненным в приеме и обсуждении их проблем и, как правило, приглашал на чашку кофе/чая.

*Семья.* Володя был глубоко предан своей семье. Свою "половинку" Любовь Демидовну он встретил в Белоруссии и они дружно в любви и согласии прожили 50 лет, родили, вырастили и прекрасно воспитали двух сыновей Олега и Дмитрия, а также внуков.

*Малая Родина.* В отпуск Володя ездил в деревню, чтобы помогать там родителям, выполняя исконную крестьянскую работу и получая удовольствие от общения с родной природой. Он истинный патриот своей Малой Родины.

Хотя мог бы отдыхать и на курортах, и на море, и за границей. И, отдыхая на Малой Родине, он был не потребителем, а созидателем не только в физическом плане, но и в духовном, неся в окружающий мир любовь и доброту.

Коллектив Института геофизики — это вторая Малая Родина Володи. Он всегда добросовестно выполнял общественную (волонтерскую по современной терминологии) работу, делая это с душой и юмором. Все, кто общался с ним, любили его за доброту, остроумие, чувство юмора, за понятную трактовку сложных теоретических проблем.

Володя был патриотом своей семьи, своей Малой Родины, Института и своей Великой Родины, патриотом не на словах, а на деле.

18 февраля 2017 г. исполняется 75 лет со дня рождения Володи, до которого он не дожил три с половиной месяца. Я не знаю, верил ли Володя в Бога, но Божьи заповеди выполнял лучше большинства верующих. Он был талантливым ученым, неординарной личностью и при этом необычайно скромным — полное отсутствие гордыни. "Не судите, да не судимы будете" — это про него. Он никого не осуждал, старался не критиковать даже слабые научные работы и другие недостатки людей ...

Володя оставил фундаментальное творческое наследие — свои научные труды. А его личность дает прекрасный пример служения науке, Родине и всем окружающим его людям. Память о нем будет побуждать нас к добрым и творческим свершениям.

***И. И. Рокитянский***

Редакция "Геофизического журнала" принимает статьи и научные сообщения на русском, украинском или английском языках, материалы публикуются бесплатно.

В начале статьи необходимо указать индекс УДК, ФИО авторов, названия организаций и их полные почтовые адреса, контактные номера телефонов, телефакс и адрес электронной почты (E-mail). Просьба указывать все имена и отчества авторов и с кем вести переписку.

Текст должен быть набран в редакторе Microsoft Word на листах формата А4 через полтора интервала, с использованием шрифта Times New Roman размером 14 пт. Поля со всех сторон — 2.5 см, выравнивание — по ширине. В начале каждого абзаца делается отступ 1.25 см. Перенос слов не допускается. Страницы нумеруются в правом нижнем углу Сокращения в тексте статьи, кроме стандартных, соответствующих Международной системе единиц СИ, не допускаются. Рисунки, таблицы, список литературы, подрисовочные подписи и резюме на русском, украинском и английском языках, ключевые слова следует давать на отдельных страницах; формулы должны быть набраны обязательно в приложении Equation или MathType. В статьях можно использовать только единицы системы СИ. Текст аннотации должен быть не менее 20 строк и содержать краткий обзор проблемы, анализ и выводы.

Рисунки оформляются в редакторах векторной графики и представляются в форматах CorelDRAW (.cdr) 13-я версия. Растровая графика (фотографии, сканированные материалы) представляется в формате TIFF или JPEG (сохранение в формате JPEG необходимо производить в максимальном или высоком качестве). Разрешение растровой графики должно составлять не менее 600 dpi для черно-белых рисунков и не менее 300 dpi для фотографий. Объем одного рисунка не должен превышать 5 Мб. Превышение указанного объема возможно при согласовании с редакцией. Подписи к рисункам оформляются отдельным файлом в формате Microsoft Word.

Рисунки, вставленные в Word, не принимаются. Кроме того, каждый рисунок не может превышать размера журнальной страницы (160 × 230 мм). Журнал публикует только черно-белые иллюстрации. Цветные иллюстрации могут быть опубликованы в печатной версии журнала только при условии их оплаты автором статьи.

Список литературы составляется в алфавитном порядке (сначала на русском и украинском языках, а затем — на иностранном) без номеров. В списке литературы по каждому литературному источнику обязательно указывать всех авторов. В тексте при ссылке на литературный источник в квадратных скобках необходимо писать фамилию автора и через запятую — год издания (если два автора, то указывать обоих, если три и более — первого и др.). Все работы, на которые есть ссылки в квадратных скобках, должны быть приведены в списке литературы. И наоборот, на всю приведенную литературу должны быть ссылки в квадратных скобках в тексте статьи.

Верстка статьи направляется автору для проверки и исправления ошибок. Автор не должен вносить существенных изменений. Рекомендуется пользоваться электронной почтой и сообщать об исправлениях в первые три дня после получения верстки.

Статьи направлять в редакцию "Геофизического журнала" по адресу, указанному ниже.

Подача статьи в журнал означает, что она оригинальна, нигде не публиковалась и не направлена для других изданий. Статья должна быть подписана всеми авторами.

Обновленные правила оформления статей и списка литературы (с примерами) см. на сайте: [www.igph.kiev.ua](http://www.igph.kiev.ua).

Обращаем внимание авторов, что в случае воспроизведения ими в статье ранее опубликованных графических или иных материалов, защищенных авторским правом, недостаточно только дать библиографическую ссылку на источник воспроизводимых материалов. Авторы обязаны получить письменное разрешение правообладателя ранее опубликованных (в печатном или электронном виде) материалов на их воспроизведение в статье авторов. При отсутствии письменного разрешения на воспроизведение ранее опубликованных материалов статья не принимается к рассмотрению.

Адрес редакции

Украина 03142, Киев-142, просп. акад. Палладина, 32  
Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, комн. 220  
Телефон 380 (44) 424 – 11 – 65, факс 380 (44) 450 – 25 – 20  
E-mail: journal@igph.kiev.ua  
<http://www.igph.kiev.ua>

*Печатается по постановлению редакционной коллегии  
и ученого совета Института геофизики НАН Украины*

*Свидетельство государственной регистрации,  
серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007*

*Включен в Перечень научных специализированных изданий  
Украины в отрасли Геологические науки  
(приказ МОН Украины от 07.10.2015 г. № 1021)*

Редакторы *И. А. Калитова, О. И. Калашникова, Т. А. Амашукели*

Технический консультант *Д. Н. Гринь*

Компьютерная верстка *Л. В. Мельниковой*

Компьютерная графика *Я. Ю. Дулицкой*

**Вниманию читателей!**

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ

ИМ. С. И. СУББОТИНА НАН УКРАИНЫ ИЗДАЕТСЯ РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ**

созданный в 1979 г. на базе основанного в 1956 г. и публиковавшегося Институтом геофизики НАН Украины «Геофизического сборника». На страницах этого журнала освещаются новые данные теоретических и экспериментальных геофизических исследований, материалы о закономерностях распределения различных физических полей Земли, вопросы комплексного изучения глубинного строения литосферы, современной геодинамики и прогноза землетрясений, результаты исследований физических свойств минерального вещества в различных *PT*-условиях, работы в области геотермии, палеомагнетизма, геофизики Мирового океана, поисков и разведки полезных ископаемых геофизическими методами и др. Публикуются также методические и аппаратурные разработки, материалы дискуссий, рецензии, сообщения о научных совещаниях и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг геофизиков и геологов: научных работников, преподавателей, инженеров, аспирантов, студентов, работников поисковых партий и экспедиций.
- Статьи публикуются на русском, украинском или английском языках.
- Периодичность — раз в два месяца.
- Индекс 74116.
- Свидетельство государственной регистрации, серия КВ № 12952—1836 ПР от 20.07.2007 г.
- Только своевременно оформленная подписка или заказы в нашей редакции и ОНТИ Института геофизики НАН Украины могут гарантировать Вам получение журнала. Кроме того, возможно приобретение его отдельных номеров за прошлые годы. Подписку на «Геофизический журнал» для дальнего зарубежья можно оформить на сайте ДП «Пресса» [www.presa.ua](http://www.presa.ua)

**Подписывайтесь и заказывайте  
«Геофизический журнал»!**