

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

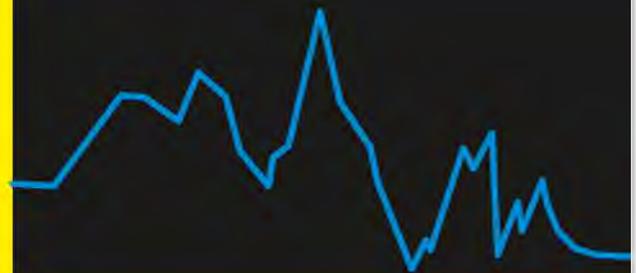
Геофизический ЖУРНАЛ



4

2017

ТОМ 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. секретарь),
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. Пилипенко, 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. Бешуцью (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. Жданов (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), С. Ковачикова (Прага, Чехия), Г. Г. Кулиев (Баку, Азербайджан), 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. Bakhmutov, T. A. Belyy, 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. Hovhannisyan (Gyumri, Armenia), T. Janik (Warsaw, Poland), G. I. Karataev (Minsk, Belarus), R. Keller (Oklahoma, USA), A. I. Kobrunov (Ukhta, Russia), S. Kovachikova (Prague, Czech Republic), P. S. Martyshko (Ekatereburg, 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. 20.07.17. Формат 60×84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 32,5. Тираж 220 экз.

Типография фирмы «Эссе», Киев, просп. Вернадского 34/1

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 39

Международный
журнал

An International
Journal

№ 4 • 2017

СОДЕРЖАНИЕ

- Лазаренко М., Герасименко О. Нейросетевое моделирование в задаче инверсии Герглотца—Вихерта многопараметрических годографов сейсмических волн 3
- Готтих Р. П., Писоцкий Б. И., Черненко А. И., Малинина С. С., Бисеркин И. А. Отражение истории формирования консолидированной земной коры Приамурской золотоносной провинции в ее петрохимическом составе (по материалам отрезков сейсмических профилей Тында—Амурзет и Абакан—Тында—Татарский пролив) 15
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмическая визуализация плюмов и сверхглубинных флюидов в мантии под территорией Украины 42
- Роганов Ю. В., Роганов В. Ю. Низкочастотное рассеяние на полупространстве, заполненном периодической жидкотвердой средой с наклонными слоями 55

SOUTH CAUCASUS GEOSCIENCES

- Проект Международной Исследовательской Группы.
Тезисы семинара (Киев, Украина, 25—27 октября, 2017 г.) 77

Юбилей

- Станиславу Петровичу Ипатенко — 80 лет 125

Потери науки

- Михаил Иванович Толстой (03.03.1928—15.06.2017) 128

ЗМІСТ

- Лазаренко М., Герасименко О. Нейромережеве моделювання в задачі інверсії Герглотца—Вихерта багатопараметричних годографів сейсмічних хвиль 3
- Готтих Р. П., Писоцький Б. І., Черненко А. І., Малиніна С. С., Бісеркін І. О. Відображення історії формування консолидованої земної кори

Приамурської золотоносної провінції в її петрохімічному складі (за матеріалами відрізків сейсмічних профілів Тинда—Амурзет і Абакан—Тинда—Татарська протока)	15
<i>Цветкова Т. О., Бугаєнко І. В., Заєць Л. Н.</i> Сейсмічна візуалізація плюмов і надглибинних флюїдів в мантії під територією України	42
<i>Роганов Ю. В., Роганов В. Ю.</i> Низькочастотне розсіяння на півпросторі, який заповнено періодичним рідкотвердим середовищем з похилими межами	55

SOUTH CAUCASUS GEOSCIENCES

Проект Міжнародної Дослідницької Групи. Тези семінару (Київ, Україна, 25—27 жовтня 2017 г.)	77
--	----

Ювілеї

<i>Станіславу Петровичу Іпатенко</i> — 80 років	125
---	-----

Втрати науки

<i>Михайлу Івановичу Толстому (03.03.1928—15.06.2017)</i>	128
---	-----

CONTENTS

<u>Lazarenko M.</u> , <i>Herasymenko O.</i> Neural network modeling of Herglotz—Wiechert inversion of multiparametric travel-time curves of seismic waves	3
<i>Gottikh R. P., Pisotskiy B. I., Chernenkova A.I., Malinina S. S., Biserkin I. A.</i> Reflection of the history of consolidated Earth's crust formation of the Amur area gold-bearing province in its petrochemical composition (based on the data of seismic profiles Tynda—Amurset and Abakan—Tynda- the Tatar channel)	15
<i>Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N.</i> Seismic visualization of plumes and super-deep fluids in the mantle under	42
<i>Roganov Yu. V., Roganov V. Yu.</i> Low-frequency scattering on a half-space filled with periodic fluidsolid medium with dipped layers	55

SOUTH CAUCASUS GEOSCIENCES

International Research Group Project. Abstracts of the workshop (Kiev, Ukraine, October 25—27, 2017).	77
--	----

Jubilees

<i>Stanislav Petrovich Ipatenko is 80</i>	125
---	-----

Losses of science

<i>Mikhail Ivanovich Tolstoy (03.03.1928—15.06.2017)</i>	128
--	-----

Neural network modeling of Herglotz—Wiechert inversion of multiparametric travel-time curves of seismic waves

© **M. Lazarenko**, **O. Herasyenko**, 2017

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine
Received 2 February 2017

Використання мереж штучних нейронів у задачі побудови годографів сейсмічних хвиль дає змогу створювати нелінійні моделі поля часів поширення P- і S-фаз сейсмічних хвиль як функцій декількох аргументів: глибини розміщення вогнища, магнітуди, азимуту надходження хвиль і епіцентральної відстані. Побудову тривимірних годографів розглянуто на прикладах сейсмічних записів українських сейсмостанцій і їх використання для моделювання годографів та інверсії останніх. Наведено приклади інверсії годографа в рамках моделі Герглотца—Віхерта, а також особливості застосування моделі в реальному середовищі для одиничних сейсмостанцій і узагальнення для випадку довільних координат джерела і точки реєстрації сигналу в Чорноморському регіоні.

Ключові слова: нейронна мережа, поширення сейсмічних хвиль, навчання, інверсія Герглотца—Віхерта, розбіжності, годографи, градієнт швидкості.

Herglotz—Wiechert inversion of the travel-time curves of seismic waves, recorded by the network of seismic stations, generated by 4-dimensional model. The number of recorded events with reliably defined arrivals of the phases of seismic waves are 392 for the seismic station (s/s) «Skvira», 501 for s/s «Odessa», and 371 for s/s «Poltava». Each seismic event, recorded at stations «Odessa», «Skvira» and «Poltava», was characterized by the following vector of parameters

$$x_{n,i} = (x_{n,1}, x_{n,2}, \dots, x_{n,4}, t_n), \quad (1)$$

where $x_1=h$ (focal depth), $x_2=M$ (magnitude), $x_3=r$ (distance), $x_4=b_az$ (back azimuth), t_n is a target value, which is equal to the arrival time to the observation point of a certain phase of the wave, generated by the n -th earthquake [Лазаренко, Герасименко, 2010].

The set of vectors for each seismic station was used as a training layered, fully connected, straight-line, managed network of artificial neurons model travel-time curve at three seismic stations with the parameters listed in SET1.

A set of such vectors for each seismic station was used as a learning set for a direct

flow, multilayered, fully connected, controlled network of artificial neurons [Хайкин, 2008], using for learning a method the backward transmission of errors in neural networks [Chauvin, Rumelhart, 1995], while a sigmoid function in the form of a hyperbolic tangent was used as an activation function (Fig. 1).

In view of the mentioned above, the connectionist model of a seismic wave propagation time was designed as a combination of

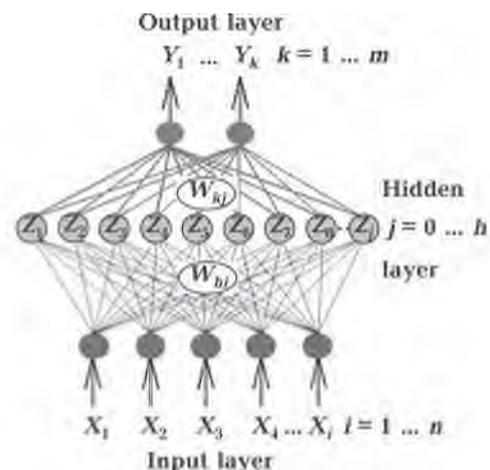


Fig. 1. Schematic diagram of a three-layer network of artificial neurons.

nonlinear outputs (in notation of Fig. 1) of nodes h of the hidden layer

$$y_k = f_k \left(\sum_{j=1}^n \mathbf{w}_{kj} z_j + \mathbf{w}b_k \right) \quad (2)$$

where

$$z_j = f_j \left(\sum_{i=1}^m \mathbf{w}_{ji} x_i + \mathbf{w}b_j \right) \quad (3)$$

and $f(\bullet)$ is the function of firing a neuron.

Thus a set is formed to learn the network of artificial neurons. After learning the latter forms the recording model for the seismic wave phases relating to the specific seismic station and the area the learning set relates to.

In the real-time mode, this model enables to forecast the s/s arrival time of a seismic wave, generated at a random point of the simulated area, with the source parameters within the range of the existence intervals of the vector components of the learning set.

The domain within the northern latitude, ϕ , and the eastern longitude, λ , ranges from 50 to 36° and 25 to 42°, respectively, was chosen for the modelling of the travel-time curves of P - and S -seismic waves. In the selected region, «fields», controlled seismic stations «Skvira» and «Poltava», have dimensions of 1250–1500 km, and «Odessa» — 1250–1200 km (Fig. 2).

The learning of the travel-time curve NN

Table . Parameters used in the NN learning=4: 20: 7: 2: 1

Seismic Event Station	Total Events	Coefficient of learning speed or $2,5 \times 10^{-1}$	Learned $\times 10^1$		<5 %		Specific error, s		Standard deviation, s	
			P	S	P	S	P	S	P	S
Skvira	392/359	$\Delta_0 \sim 4,0 \times 10^{-5}$	6,8	4,3	13	10	3,7	2,6	2,6	1,7
Odessa	501/483	$\Delta_0 \sim 2,5 \times 10^{-5}$	6,6	4,9	27	15	3,2	2,8	1,6	2,1
Poltava	371/357	$\Delta_0 \sim 6,0 \times 10^{-4}$	7,7	6,1	10	8	3,2	2,6	3,2	2,6

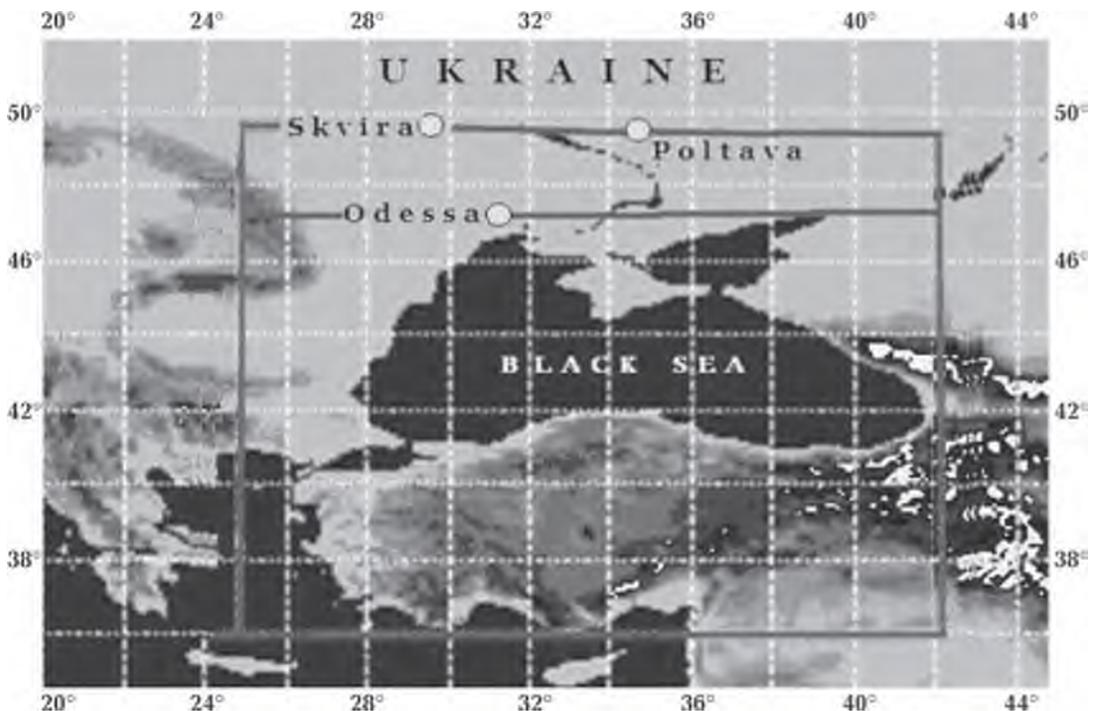


Fig. 2. Map of the region of research.

model for these seismic stations was studied with the parameters, shown in Table. The learning was carried out in the stochastic mode with a hyperbolic tangent as the activation function for all the hidden words, excluding the output one, for which a unit (linear) function was used. The learning samples include the events, falling within the epicentral distance range of 2000 km for each seismic station. The number of these events in the table after a slash is shown. The normalization of input data was carried out for the mean range, as well as for the range equal to 0, and the range equal to 2.

The learning was carried out in the interactive mode, opening the access to the global parameters of learning after the execution of some (controlled) number of the iterations or epochs, referred to as «silent» epochs. The learning level of the model was estimated by the number of the members of the learning sample, for which the mis-tie between the output of the network and the size of its target value exceeded 5 % of the latter, which matches the value of the characteristic function $\varphi = 1$.

$$\varphi(y) = \begin{cases} 1, & \text{if } |y_k^p - t^p| \leq \varepsilon \\ 0, & \text{not} \end{cases} \quad (4)$$

Here y_k^p is the network output, exited by p -th member of the training sample, t^p is a target value, $\varepsilon = 560 \times 10^{-3} t^p$. The process control of the training was based on rating the behaviour of the loss function, a specific error of mis-ties in the subset of the members of the training sample, not meeting the term $\varphi(y) = 1$.

The residual value in the subset of «unpermitted» members of the training sample is

usually distributed uniformly. Any deviations from such uniformity are usually caused by accidental errors, introduced at the stages of collection, primary processing and different types of manipulating the seismic data.

The neural network model of the 4-dimensional field of the arrival times of the seismic wave phases to the observation point enables the generation of travel-time curves for a random azimuth within the plane of the area under study. It is known that in the case of the medium, having a horizontal zero gradient of the propagation velocity of elastic waves and a non-decreasing gradient with depth, the inverse problem for a time curve has a Herglotz—Wiechert (H-W) unique solution and is written in the Abel form:

$$z(x) = \frac{1}{\pi} \int \ln(k + \sqrt{k^2 - 1}) dx, \quad (5)$$

where $k = \frac{(\partial x / \partial t)_x}{x/t}$, x — is the distance to the point of a ray exit to the earth surface, t — is the time at an exit point and

$$v[z(x)] = \left(\frac{dx}{dt}\right)_x \quad (6)$$

is the phase velocity at the point of the maximum immersion of a ray in the medium.

For any length of the hodograph, simulated along the path, drawn from a seismic station through a random node of the region, the estimates of the maximum depth of the ray penetration and phase velocity at this depth may be obtained. Actually, these estimates are obtained for a certain infinitely thin plate, along the upper edge of which the path

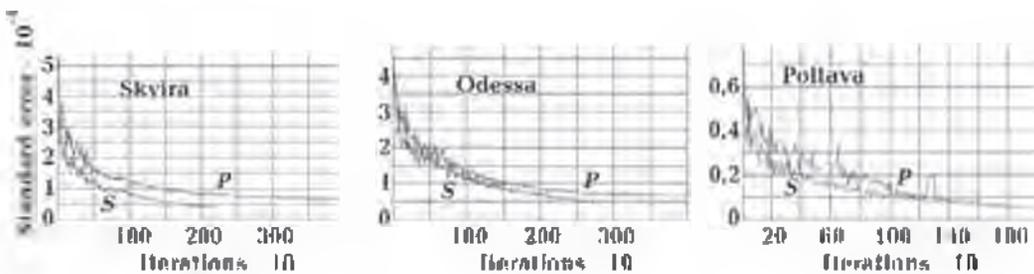


Fig. 3. The behaviour of the loss function depending on the number of iterations in training the NS models of the arrival times of the P and S phases of seismic waves to seismic stations «Skvira», «Odessa», «Poltava».

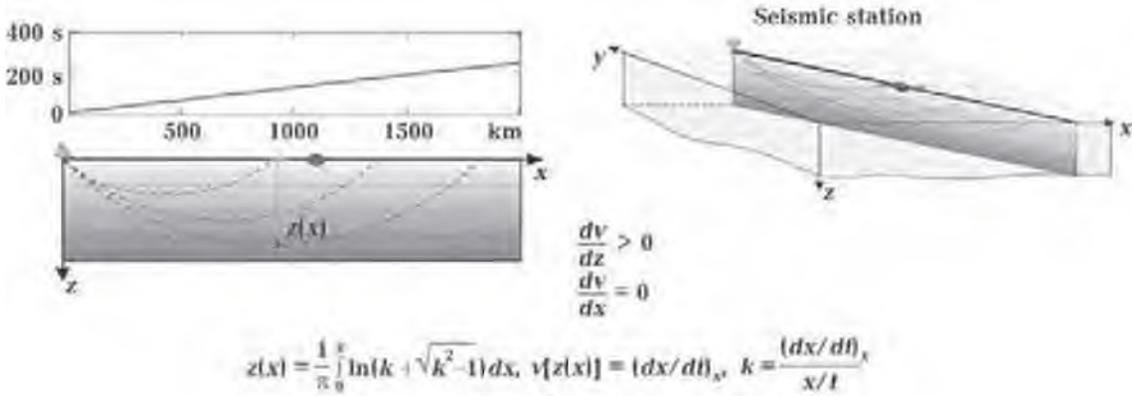


Fig. 4. The ray penetration depth and the phase velocity at the depth.

under consideration lies [Lay, Wallace, 1995].

Since, by the definition, the seismic velocity is independent of the horizontal coordinate, all the estimates of the velocities and the depths may be attributed to a random position along the path, say, a net node, and written in the form of two sequences: depths and the velocities matching these depths. It is evident that such two vectors may be obtained for each net node, and the distribution of phase velocities may be built by interpolation within the bounds of the net region from a certain range of depths.

As it was previously noted, the solutions (5) and (6) allow to find the values of the maximum depths of the ray penetration and the velocities matching them at the nodes of the net covering the region (Fig. 4) and to estimate the velocity at any point within the depth range studied.

The survey sheets of the three seismic stations are net regions with a spacing of nodes longitudinally (x) and latitudinally (y), equal to 50 km.

The seismic stations are placed at the upper edge of the survey sheets (see Fig. 4),

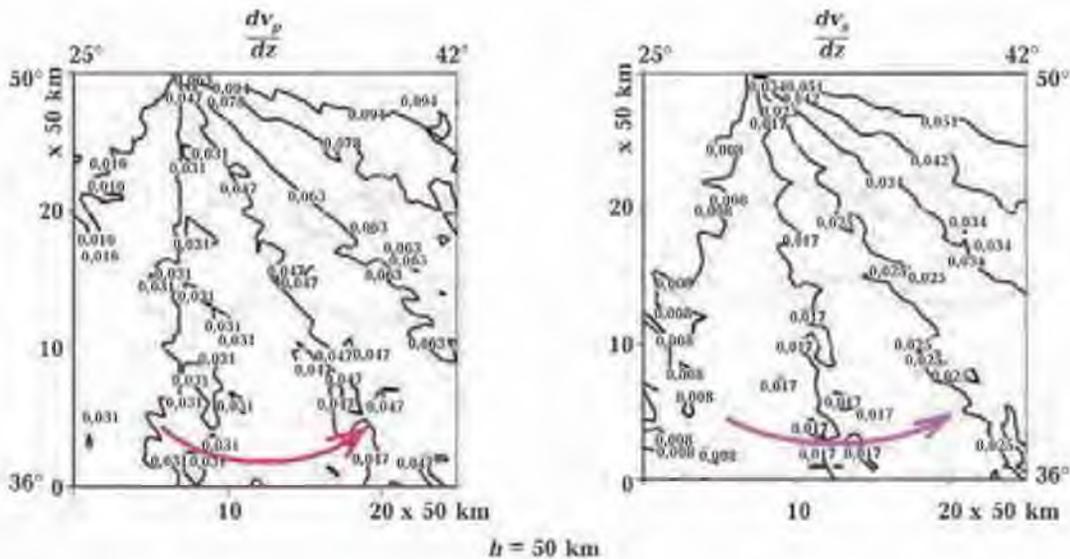


Fig. 5. Contour diagrams of the velocity gradients of the P and S seismic waves at the depth of 50 km, obtained as result of inverting the time curves, generated by the connectionist model of the arrival times of the phases, recorded at s/s «Skvira».

and for each of them the H-W inversion of the travel time of the P and S seismic waves was carried out for the simulated travel-time curves.

It is more convenient to represent the three-dimensional images of the velocity vectors of seismic waves in the form of their gradients, as it is shown in Fig. 5 for three seismic stations at the depth of 50 km.

The estimates of the velocities at nodal points of the net, carried out under the «fanning» scheme, do not consider the variations in the velocity along the path but rather simulate only the dependence of the wave arrival on the direction due to the velocity variation between the paths. It is evident that the path spacing, controlled by the density of the net, determines the discreteness of this quasi three-dimensional image.

The dependence of the maximum depths of the ray penetration on the length of a travel-time curve may be used to estimate a deep structure of the geological medium beneath the studied area.

It is clear that the plotting of the time curves for separate seismic stations, using a generalising (4-dimensional) approach, although extends the assortment of the studied characteristics of the propagation medium of seismic waves in comparison with the traditional approach, using a 1-dimensional time curve, but narrows its application, enabling the reception of only gradient estimates (Fig. 5) of the phase velocities of seismic waves at the depths, which are limited by the stationarity of the behaviour depending on the maximum depth of the ray penetration from the epicentric distance.

Under the similar scheme of representing the gradient of the velocity, based on simulating of the seismic wave arrival times to all the nodes of the net, we get the estimates of the gradient in the form of the projection on the direction (see Fig. 5).

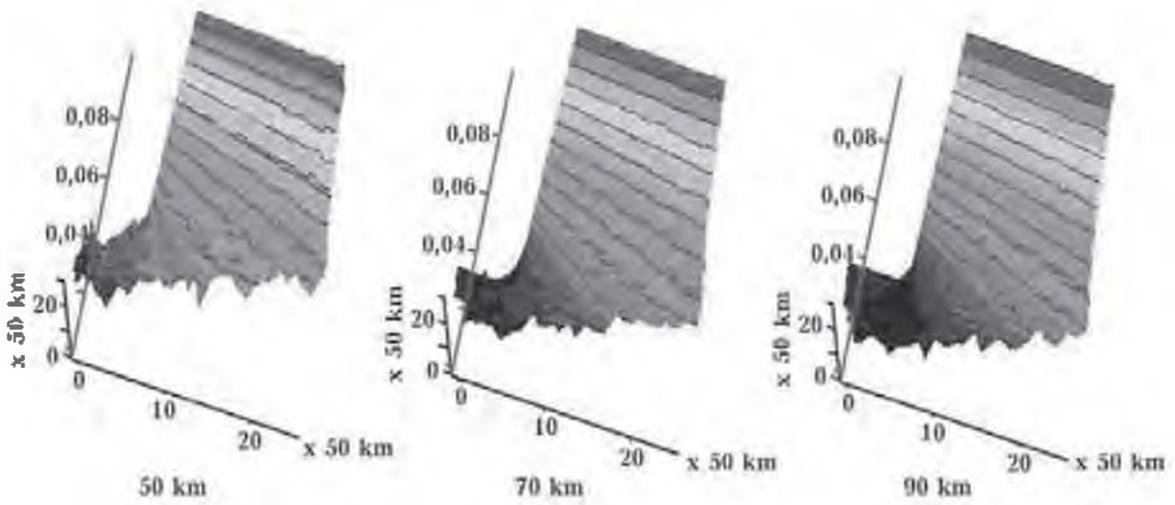
The interpolation of nodal estimates enables to develop 3D images. To illustrate, in Fig. 5 the contour diagrams of the velocity gradients of the P and S seismic waves are shown for a depth of 50 km. Variation of the direction of the velocity gradient recorded at

different stations reflects the peculiarity of the movements of another nature prevailing in the formation process of the tectonic structures of a various origin. It was taken into account in choosing the location of the seismic stations within the territory of Ukraine. The configuration of the seismic net was developed not only to study the seismic activity between and inside the platforms, but also to study the intensity of distribution of the impact from the Vrancea earthquakes in the south-west and central Ukraine.

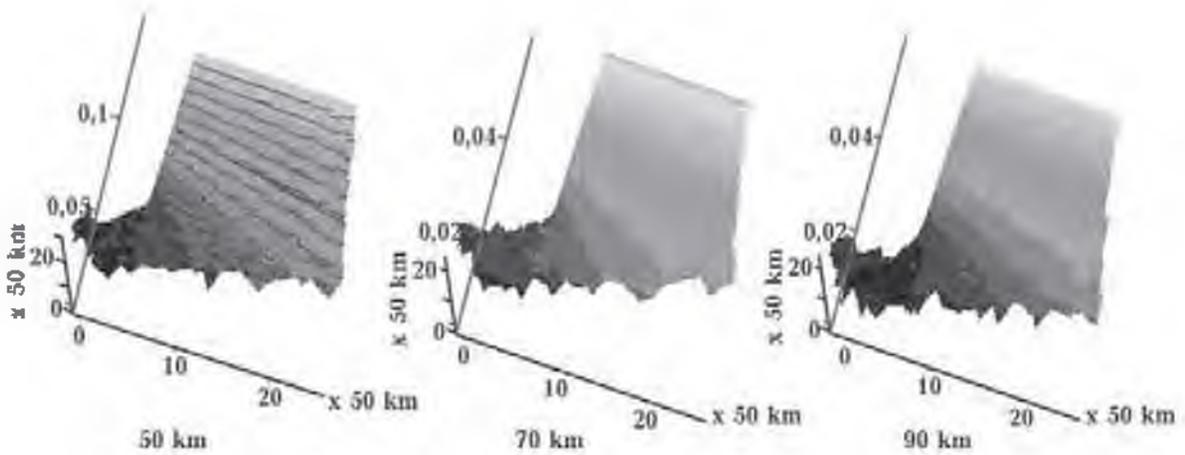
It is evident that the connectionist models for the seismic stations, located, for example, on the boundaries of a certain net region, will generate the time curves of the H-W inversion, which allow to estimate the projection of the velocity gradient in «their» direction, i. e., the tangents to the circle of the s/s -node radius. Whereas it is easy to recover the vector by its components.

Herglotz—Wiechert inversion of the travel-time curves generated by the 9-dimensional model. In plotting the local time curves for a seismic station, the coordinates of the latter are not the information parameters. For all example vectors of the behaviour of the time function of the phase arrival, they are single, and the position of the epicentre is unambiguously determined by the vector components: epicentric distance and azimuth. Whereas the development of a generalized model for a certain region assumes the compilation of the training sample within a wide range of the epicentric distance, containing the examples of the events, exited not only in a lot of sources, but also recorded in a lot of seismic stations.

Such an approach is directed towards ensuring the coverage by the propagation paths of the signals from the area involved with the uniformity as large as possible, and assuming the presence of seismic anisotropy. In this case, the position of the epicentre is not unambiguously determined by an epicentric distance and azimuth any longer, and should be set in the explicit form. Therefore, the dimension of the vector (1) increases to $N=9$, where x is an elevation of the seismic station above sea level.



Odessa t_p



Poltava t_p

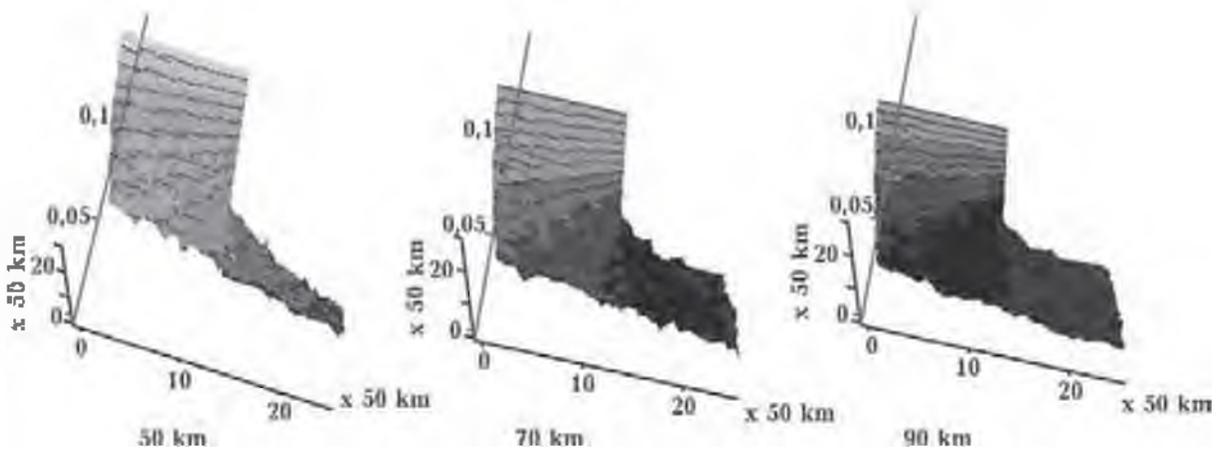
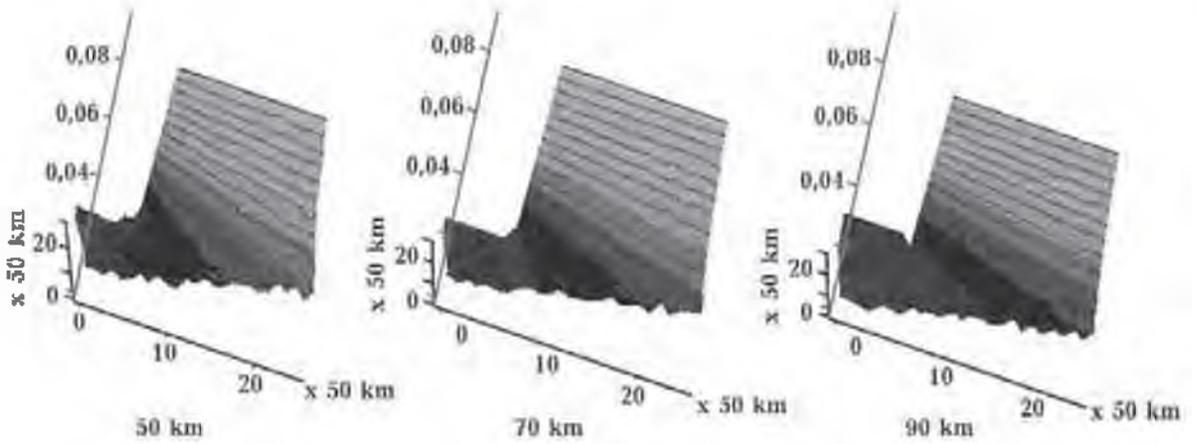
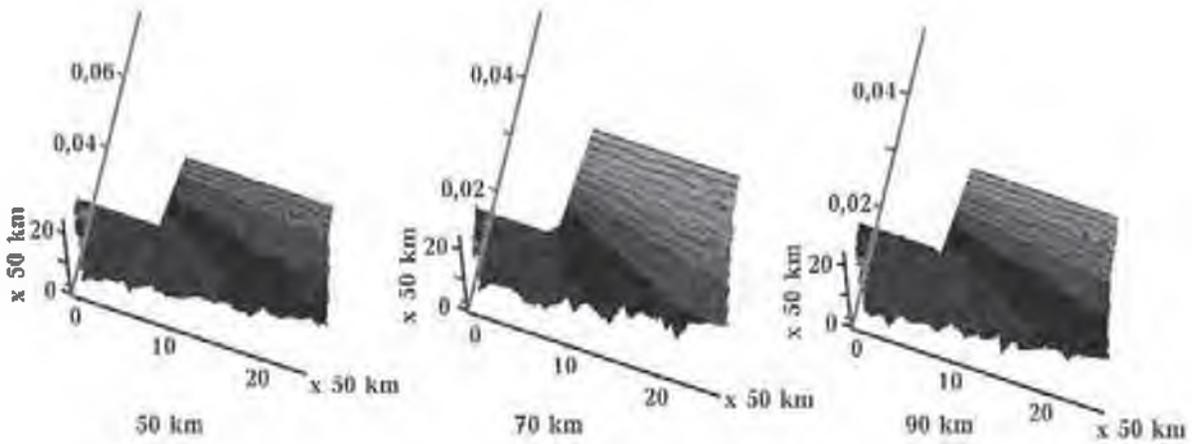


Fig. 6. 3D image of the velocity gradients of P and S seismic waves, obtained as a result of inverting the time curves,

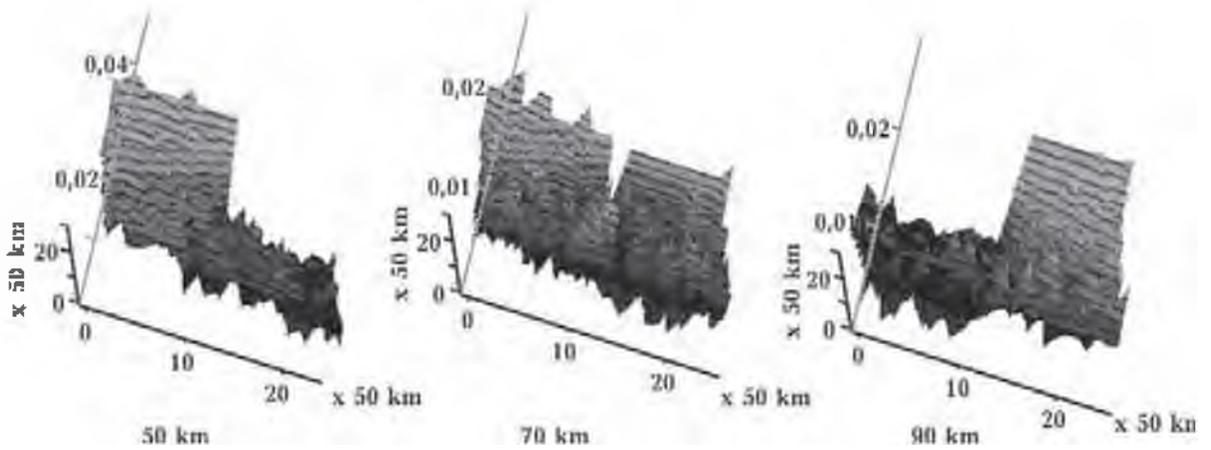
Skvira t_s



Odessa t_s



Poltava t_s



generated by the connectionist model of the arrival times of the phases, recorded by the network of seismic stations.

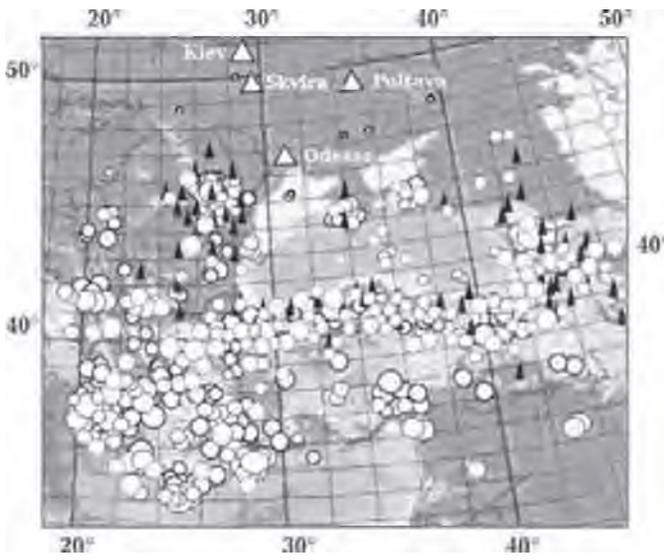


Fig. 7. Scheme of the region of data collection. Black triangles indicate the data used by international seismological centers.

The records of 4542 events in the area under study with drawing a high-quality information from international seismic centres ISC, NEIC, ORF were used for the results under consideration. Such sample, used as a learning one, enables the development of the connectionist model, representing the arrival times of seismic phases from a random shot point to a random point of recording the area under study.

Knowing the geographic coordinates of a

node, the azimuth of the path and the length of the time curve, the coordinates of points of its beginning and end may be determined by the algorithm of the inverse geodesic problem. [Sjoberg, Shirazian, 2012; Поклад, 1988]. The elevation of the point above sea level was estimated by the value of a certain raster element, applied on the net region, and being the nearest to the node. The values of elevation were introduced by the GOOGLE-EARTH system, and their density was set not less than 4 per cell of the net region. The 9-dimensional neural model enables the simulation of the time curve along the paths, passing through the given node with different azimuths. This scheme for the case of one node is shown in Fig. 8.

The 9-dimensional model generalizes the results of the 4-dimensional one, eliminating a «single-point referencing» to the concrete seismic station and enables the coverage of the space around the node, considered as a midpoint for the family, with the wished density of the path location.

Fig. 9 gives an example of varying the velocities of the P and S phases of seismic waves in the Black Sea area at the depth of 70 km as a mathematical expectation of the results of inverting (5, 6) the family of direct and in-

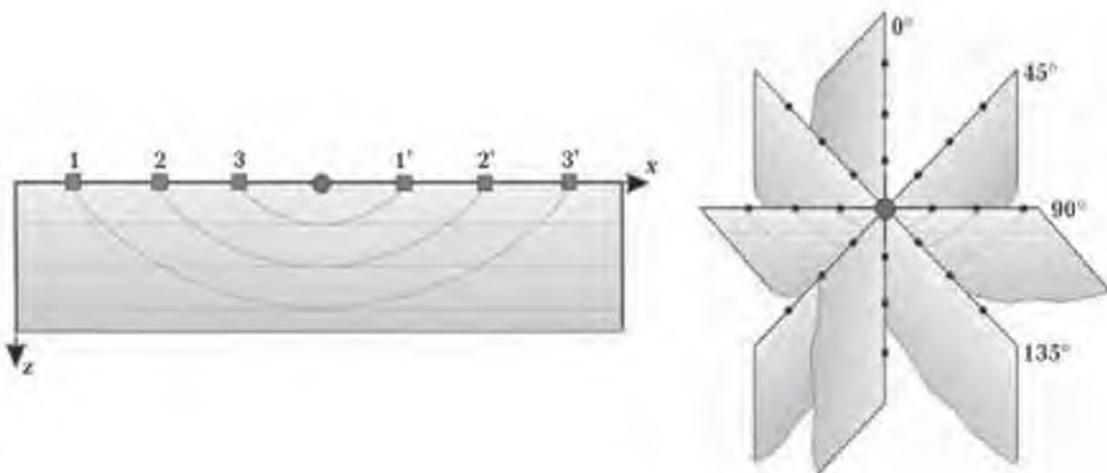


Fig. 8. Layout of the paths around the net node as a midpoint of the family of the time curves.

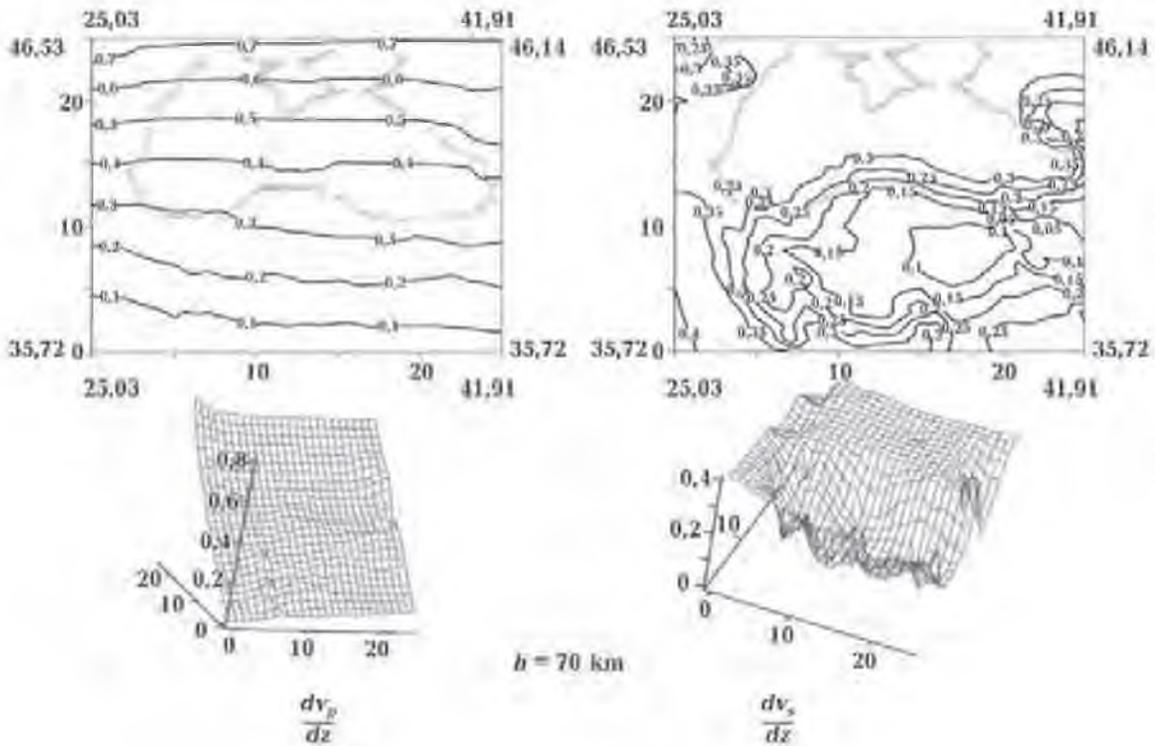


Fig. 9. Velocity gradient of the P and S phases of seismic waves within the area around the Black Sea at the depth of 70 km.

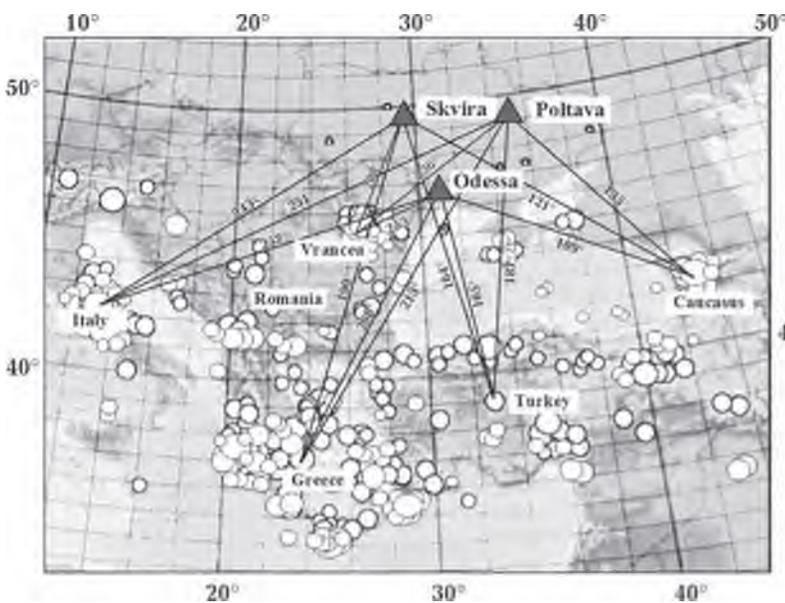


Fig. 10. The scheme of the directions of main seismically active cells of the radiation sources, recorded by seismic stations «Odessa», «Skvira», «Poltava», whereof the training sample is formed of the connectionist model of the propagation times of seismic waves. The digits designate the back azimuths of the radiation «centres» of five sectors of generating earthquakes for each s/s.

verted time curves along 4 paths, passing with the spacing of 45° through each node of the net region.

Estimates of the maximum depths of the ray penetration of the P and S waves, recorded by the network of seismic stations. The up-to-date notions of the deep structure of the Earth contain the information about a high probability of the presence of the areas of velocity inversion in the crust and the upper mantle [Литосфера..., 1994; Гобаренко, Яновская, 2011], wherefore the conformity of the results of using the one-dimensional model of inverting a time curve (5, 6) lower these depths with the actual structure of the me-

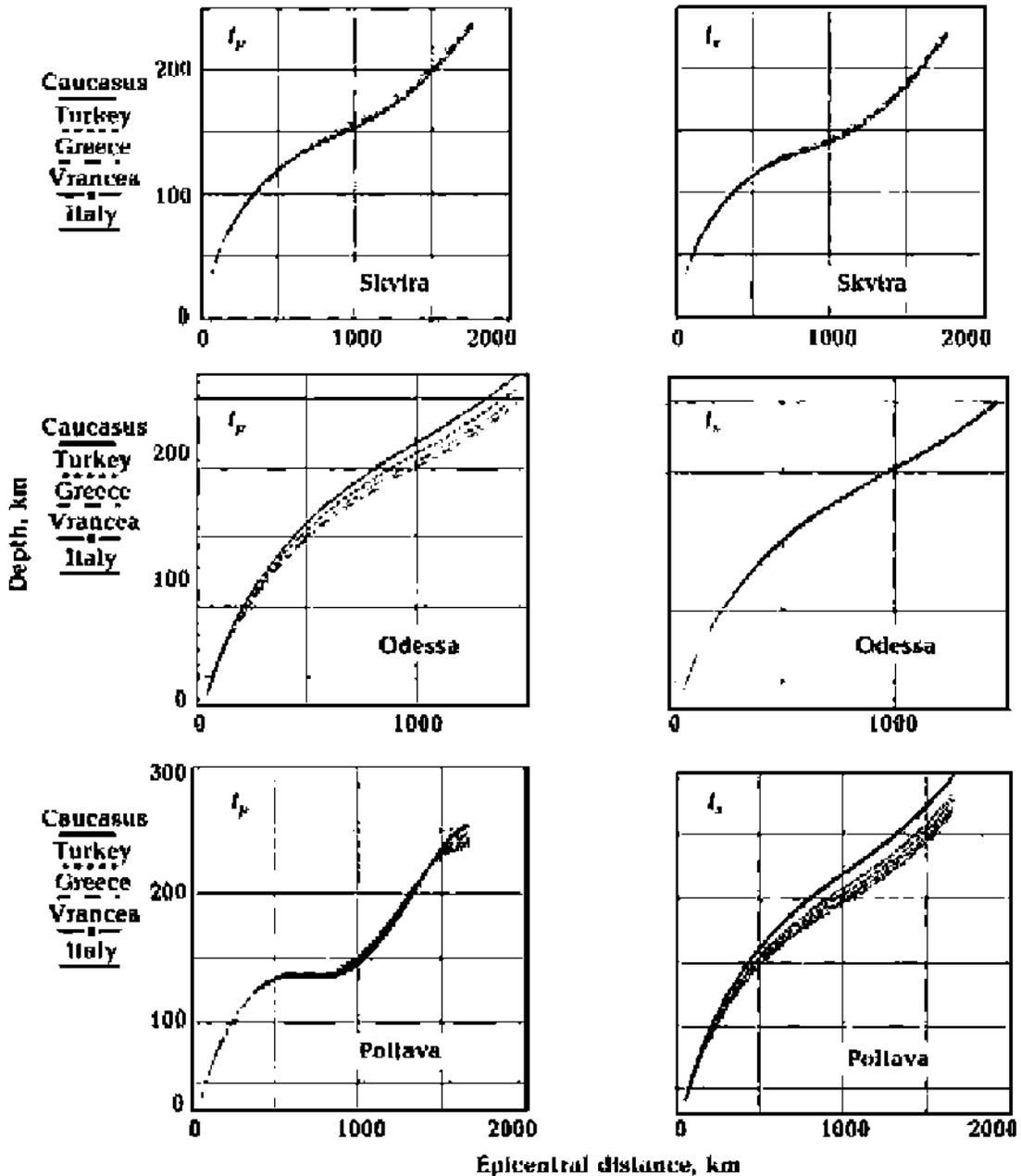


Fig. 11. The dependence of the maximum penetration depth rays P and S phase seismic waves from the epicentre distance depending on the direction of the source of excitation signal registered on seismic stations network.

dium may raise a doubt. The non-conformity of the H-W model with the actual medium is contained in the requirement for the positivity of the velocity gradient with depth, that is in the ban of the «layers» with a reduced velocity — the H-W medium provides for the increase in the maximum depth of the ray

penetration with the increase in the length of a time curve. The deviation from this law of nature may serve as a sign of breaking the condition $dv/dz > 0$.

Pursuant to Fig. 10 is given the dependence of the depth of the ray penetration below on the direction of the arrival of a seismic signal

from the Caucasus, Turkish, Mediterranean (Greece, Italy) sources of earthquakes and the Vrancea area, obtained in inverting the time curves, generated by the connectionist model for each of three seismic stations.

The figures show that the distortions in the curve of the growth in the depths of the ray maximum penetration are observed for all seismic stations and both phases, but the nature of these distortions is individual for each point of reception and, although in a less degree, but also for the azimuth of the arrival of a seismic wave. Such behaviour of rating the maximum depth requires a certain caution in using the model of the H-W behaviour in this application in the given area. In spite of the limitation of the H-W model, its use attracts attention by its analytical maturity and direct output of results without any use of intermediate structures undergoing an iterative improvement.

Demonstrating the obtained results of using the inversion of the H-W connectionist models of the time curves, the authors have not set sights on interpreting various behaviour scenarios of the simulated function with regard to the geologic structure of the concrete region under study. The point at issue is about the possibility and necessity to develop

the operating algorithms of the modern continually operating system for displaying the wave process within the geological medium in the form of a digital recording system and the image (imprint) of this process in the form of the matrix of interneuron connections in the completed iterative process of training a neural network.

In particular, engineering the connectionist model of the travel of seismic P and S waves and rating the accuracy of displaying and functioning the model in the real-time mode offer the opportunities of not only an on-line building and a further inversion of multidimensional time curves of seismic waves, as well within randomly set geographic coordinates of the epicentre of the earthquake focus and seismic stations, but also the forecast of its behaviour at «dead» distances by the limited number of records.

The geological interpretation of the obtained results, as well as the setting of the seismic potential of the active tectonic structures of the observation territory on the basis of neural networks, will get weightier with the development of the algorithm and software of the integral analysis of seismic and geological data.

List of literature

- Гобаренко В. С., Яновская Т. Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 62—74.
- Лазаренко М. А., Герасименко О. А. Нейросетевое моделирование годографов сейсмических волн. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 126—141.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс. Под ред. А. В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Поклаж Г. Г. Геодезия: Учеб. для вузов Москва: Недра, 1988. 304 с.
- Хайкин С. Нейронные сети: полный курс. Москва: Вильямс, 2008. 1103 с.
- Chauvin Y., Rumelhart D. E., 1995. Back Propagation: Theory, Architectures, and Applications. Lawrence Erlbaum Associates, 564 p.
- Lay T., Wallace T. C., 1995. Modern Global Seismology. San Diego: Academic. Press, 521 p.
- Sjöberg L., Shirazian M., 2012. Solving the Direct and Inverse Geodetic Problems on the Ellipsoid by Numerical Integration. *J. Surv. Eng.* 138(1), 9—16. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000061#sthash.qllieVw6.dpuf](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000061#sthash.qllieVw6.dpuf).

Neural network modeling of Herglotz—Wiechert inversion of multiparametric travel-time curves of seismic waves

© M. Lazarenko, O. Herasymenko, 2017

Using artificial neural networks to solve a problem of plotting travel-time curves of seismic waves can create nonlinear travel-time model of P and S phases of seismic waves arrangement as a function of several arguments: source depth, magnitude, back azimuth and epicenter distance. Construction of three-dimensional travel-time relationships and their use for modeling of hodographs and their inversion are considered on examples of seismic records Ukrainian seismic stations. Examples of inversion locus within the model Herglotz—Wiechert and features of application of the model in a real environment for single seismic stations, and generalization for arbitrary coordinate of the source and the point of signal registration in the Black Sea region are given.

Key words: neural network, seismic waves propagation, training, the Herglots—Wiechert inversion, discrepancies, travel-time curves, velocity gradient.

References

- Gobarenko V. S., Yanovskaya T. B., 2011. Velocity structure of the upper levels of the Black Sea mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 62—74 (in Russian).
- Lazarenko M. A., Gerasimenko O. A., 2010. Neural network modeling of the travel time curves of seismic waves. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(5), 62—74 (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe: Young platforms and the Alpine folded belt, 1994. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Poklad G. G., 1988. Geodesy: Proc. For high schools. Moscow: Nedra, 304 p. (in Russian).
- Khaykin S., 2008. Neural networks: a full course. Moscow: Williams, 1103 p. (in Russian).
- Chauvin Y., Rumelhart D. E., 1995. Back Propagation: Theory, Architectures, and Applications. Lawrence Erlbaum Associates, 564 p.
- Lay T., Wallace T. C., 1995. Modern Global Seismology. San Diego: Academic. Press, 521 p.
- Sjöberg L., Shirazian M., 2012. Solving the Direct and Inverse Geodetic Problems on the Ellipsoid by Numerical Integration. *J. Surv. Eng.* 138(1), 9—16. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000061#sthash.qllieVw6.dpuf](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000061#sthash.qllieVw6.dpuf).

Отражение истории формирования консолидированной земной коры Приамурской золотоносной провинции в ее петрохимическом составе (по материалам отрезков сейсмических профилей Тында—Амурзет и Абакан—Тында—Татарский пролив)

© Р. П. Готтих¹, Б. И. Писоцкий², А. И. Черненко¹, С. С. Малинина¹,
И. А. Бисеркин¹, 2017

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

На основе данных про швидкості поширення сейсмічних хвиль у консолідованій корі, розподіл основних петрохімічних типів порід по глибинах, співвідношення між розрахованими змістами в виділених доменах оксидів кремнію, кальцію і заліза і загальні уявлення про закономірності формування земної кори були побудовані петрохімічні розрізи уздовж відрізків геофізичних профілів. Комплексний аналіз матеріалів дав змогу виділити в розрізі консолідованої кори чотири метаморфічних комплекси порід, три плутонічних кислих, три плутонічних гіпабіссальних середнього складу, два вулканоплутонічних основного складу і один складний вулканоплутонічний ультраосновного складу різного ступеня лужності. Виділені петрохімічних блоки відображають різновікові асоціації порід, зближені за хімічним складом. Особливою петрохімічною строкатістю відрізняються складні гібридні породні асоціації на рівні середньої кори. Зіставлення складу і часу утворення тих чи інших порід, що виходять на поверхню, з аналізом історії розвитку регіону показало їх достатню відповідність і прийнятне відображення в петрохімічних розрізах. Відповідно до визначених уявлень про освіту золоторудної мінералізації були виділені зони, що відображають процеси формування рудоносності в приповерхневих утвореннях і ймовірні зони розташування корінних джерел металів.

Ключові слова: геотраверс, петрохімія, сейсмічні швидкості, террейни.

Введение. Приамурская золотоносная провинция занимает второе место в РФ по добыче золота за счет резкого увеличения добычи металла из коренных источников при снижении поступления руды из россыпей [Степанов и др., 2016].

В этой связи в ближайшие годы требуется расширение базы золоторудных месторождений, прогноз которых на частично закрытых территориях может осуществляться с использованием комплекса геофизических методов.

В пределах региона проложены глубинные сейсмические профили: Тында—Амурзет, Абакан—Тында—Татарский пролив, Свободный—Комсомольск-на-Амуре, Рубцовск—м. Невельского.

Профили Абакан—Тында—Татарский пролив и Тында—Амурзет были отработаны Центром ГЕОН в 1990 г. с целью создания комплексной геолого-геофизической модели земной коры региона и основы для тектонического и минерагенического районирования [Булин, Егоркин, 1993]. Была начата систематизация данных об особенностях строения консолидированной коры в зонах расположения месторождений полезных ископаемых [Булин, Егоркин, 1993; Булин, Солодилов, 1994; Егоркин, 1996]. Определены некоторые косвенные сейсмические критерии металлоносности геологических разрезов, в частности:

– наличие в средней части консолидированной коры блоков, отличающихся

аномально повышенными (от 1,82 до 1,93) или пониженными (от 1,58 до 1,69) отношениями V_P/V_S , при скачке этого параметра на кровле и подошве толщи пород порядка 0,05—0,12;

– приуроченность около 90 % месторождений к контактам зон разных типов зависимости $V_P/V_S(h)$, где h — мощность консолидированной коры.

Проведенные исследования по отрезкам профилей Рубцовск—м. Невельского и Тында—Амурзет также показали достаточно устойчивую связь золоторудных площадей с доменами в средних и верхних зонах коры, которые характеризуются аномальными отношениями V_P/V_S . Пониженные значения V_P/V_S фиксируют крупные блоки с относительно повышенной трещиноватостью, слабОВОДОФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ. То же самое, но с несколько большей флюидонасыщенностью, получается при дополнительном наложении на пониженные значения отношения понижений V_S [Носырев, 2005].

Вместе с тем авторы подчеркивают, что полного совпадения контуров скоростных неоднородностей и золоторудных площадей не может быть по ряду причин (ограниченность наблюдений, осреднение скоростных параметров и т.п.). Полученный вывод сводится к тому, что основную роль в размещении золоторудной минерализации играют участки коры с аномально высокой объемной тектонической нарушенностью. Эти области служили каналами теплопереноса на этапе формирования месторождений.

Результаты многоволнового ГСЗ и МОВЗ вдоль 880-километрового профиля Тында—Амурзет позволили выделить до пяти-семи осей синфазности отраженных P - и S -волн, относящихся к внутрикоровым границам раздела, поверхности Мохорovichа и границам в верхней части мантии [Золотов и др., 2000]. Полученные результаты исследований сводились к тому, что консолидированная кора вдоль профиля имеет сложное блоково-слоистое строение с латеральной протяженностью блоков в среднем 30—60 км и мозаичным характе-

ром распределения скоростей при их закономерном возрастании вниз по разрезу от 5,8 до 7,1 км/с.

Цель настоящей статьи — построение петрохимической модели консолидированной земной коры на базе материалов сейсмических профилей и выяснение ее соответствия процессам геодинамического развития региона и процессам, ответственным за формирование золоторудных месторождений.

Результаты исследований. В основу построения петрохимической модели земной коры положены сведения, полученные вдоль отрезков региональных глубинных сейсмических профилей Абакан—Тында—Татарский пролив и Тында—Амурзет.

Территория по которой проходят сейсмические профили, охватывает западную часть раннедокембрийской Становой складчато-блоковой граничной системы Сибирской платформы, фрагмент восточного фланга Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающего Селенго-Становой блок Малхано-Яблонового террейна (южный фрагмент Байкало-Витимского супертеррейна) и Аргуно-Мамынский композитный террейн, разделенные мощными шовными зонами — Джелтулакской и Монголо-Охотской (рис. 1).

Сейсмическая характеристика консолидированной земной коры вдоль отрезков геотраверсов. Геометрические каркасы разрезов, следующие из сейсмических данных ГСЗ в обработке А. В. Егоркина, как и геологическая карта территории работ, заимствованы из официального сайта ВСЕГЕИ (информационные ресурсы).

При анализе сейсмического материала основное внимание уделялось рассмотрению латеральной вариации скорости распространения продольных волн базального слоя консолидированной коры, который многими специалистами рассматривается в качестве одного из наиболее информативных слоев, и детально изменению скоростных характеристик в вертикальном разрезе.

Профиль Абакан—Тында—Татарский залив пересекает Селенго-Становой,

Джугджуро-Становой и Аргуно-Мамынский террейны. Данные о морфологии границы М и вариации скоростной характеристики нижней коры (V_p) позволяют выделить в пределах изучаемого участка профиля три крупных блока. Первый охватывает территорию, входящую в состав Селенго-Становой гранит зеленокаменной области (ПК 490—523); второй — южную часть Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной области, включая зону Джелтулакского разлома, до сочленения области с Монголо-Охотской шовной зоной (ПК 534—578) и третий — собственно Монголо-Охотскую зону (рис. 2, а). При близкой скорости продольных волн в верхней мантии скорости в нижней коре значительно дифференцированы (от 6,80 до 7,60 км/с). В целом, нижняя кора региона характеризуется высокими значениями скорости продольных волн, особенно в пределах Джугджуро-Станового блока с

максимумом в интервале ПК 546—578.

Земная кора значительно дифференцирована и в пределах выделенных блоков. В каждом из них наблюдаются породы с аномально высокими значениями V_p на глубинах 25—35 км и выше, нарушающие общую закономерность снижения скорости продольных волн с уменьшением глубины залегания породных комплексов. Границы распространения пород с аномальными скоростями, как правило, ограничены зонами корово-мантийных разломов Джелтулакского на западе и Северо-Тукурингского на востоке. Скачок скорости V_p на границах блоков составляет 0,1—0,3 км/с.

Диагональный отрезок профиля Тын-да—Амурзет с северо-запада на юго-восток пересекает южную часть Джугджуро-Станового террейна (ПК 1—9), фрагмент Селенго-Станового террейна (ПК 12,5—20) и Аргуно-Мамынский ком-

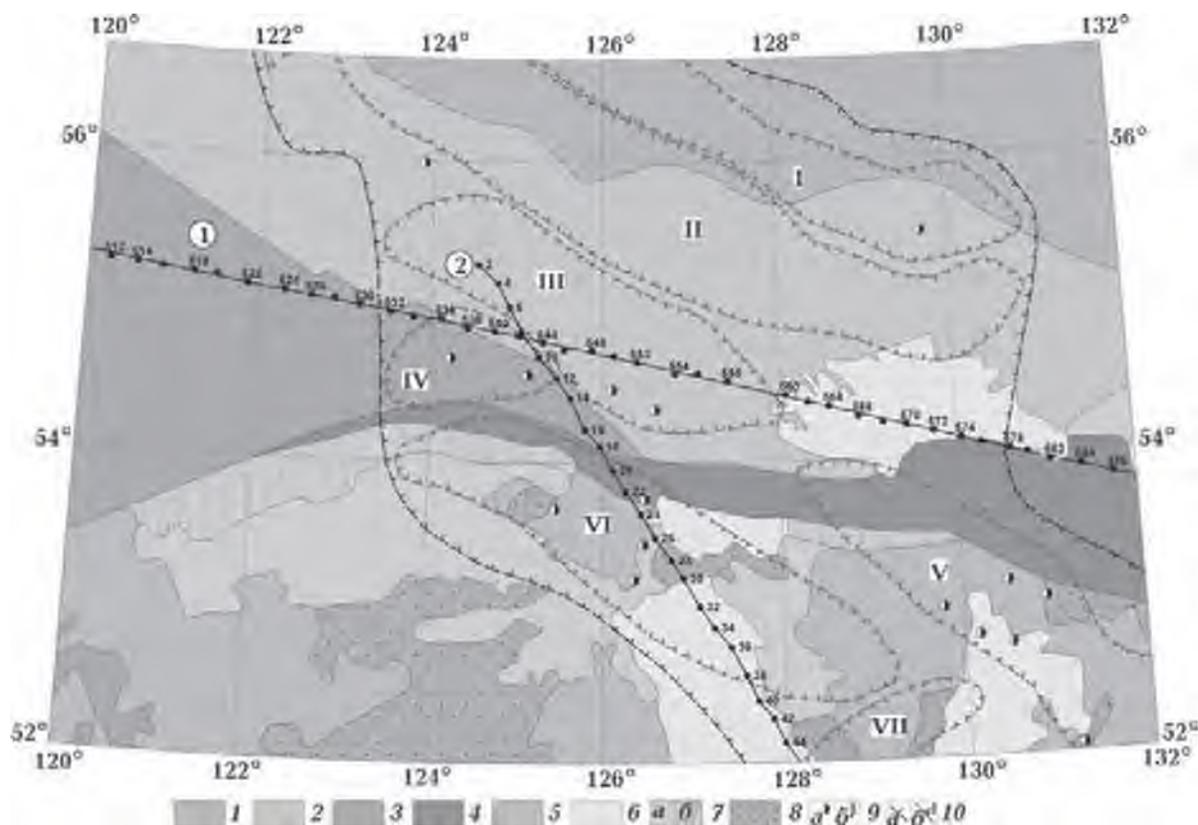


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта района работ (по [Корсаков и др., 2005] с исправлениями и дополнениями авторов) и положение геофизических профилей.

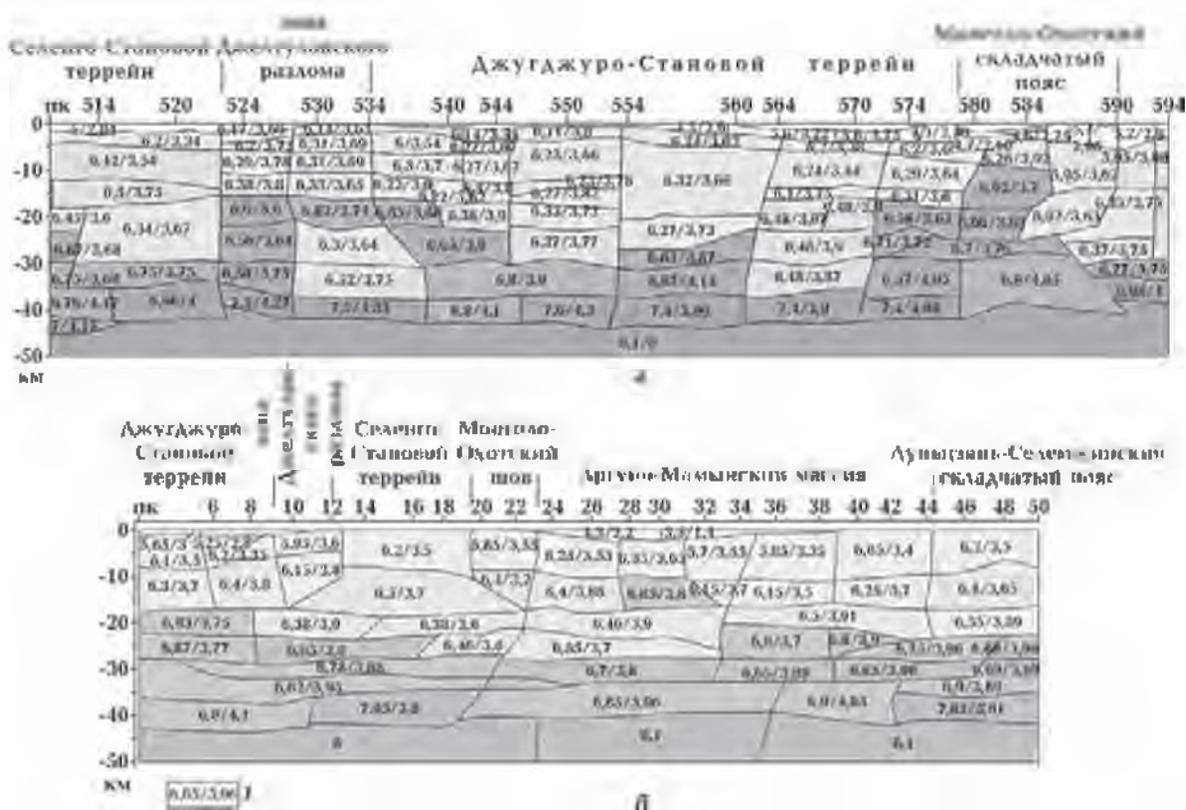


Рис. 2. Сейсмические разрезы земной коры по отрезкам профилей Абакан—Тында—Татарский пролив (а) и Тында—Амурзет (б).

позитный террейн до его сочленения с Луныцзян-Селемжинским орогеном. Террейны разделены крупными Джелтулакской и Монголо-Охотской шовными зонами, хорошо выраженными в рельефе поверхности М и латеральных скачках скорости продольных волн. Для пород нижней коры рассматриваемого участка профиля характерны значительно более низкие значения скорости продольных волн ($V_p=6,80\div7,05$ км/с) по сравнению с предыдущим профилем и более широкое развитие высокоскоростных пород ($V_p=6,80\div6,82$ км/с) на глубинах до 25—20 км (рис. 2, б).

В створе Джугджуро-Становой области, в интервале глубин 35—18 км наблюдается зона значительной перемежаемости высокоскоростных пород ($V_p=6,87\div6,82$ км/с). Причем в интервале глубин 35—38 км она выражена в виде линзы ($V_p=6,82$ км/с), протяженностью более 200 км, секущей на этих глубинах Джелтулакскую зону раз-

ломов и подошву Селенго-Станового террейна. Выше, на глубинах 17—27 км (ПК 2—8), развиты породы с еще более высокой скоростью ($V_p=6,83\div6,87$ км/с).

Аргуно-Мамынский террейн в целом характеризуется средними скоростями распространения продольных сейсмических волн. В сейсмическом разрезе на уровне средней консолидированной коры выделяются два домена высокоскоростных пород в створе ПК 27—31 и ПК 34—38.

Таким образом, в пределах фрагментов профилей Абакан—Тында—Татарский пролив и Тында—Амурзет в разрезе консолидированной земной коры широко распространены на различных глубинах породы с аномально высокими значениями V_p , нарушающими общую закономерность снижения скоростных характеристик продольных волн с уменьшением глубины залегания геологических образований. Последнее, по-видимому, может отражать воздействие на архейско-палеопротеро-

зойские породные комплексы вторичных, наложенных тектономагматических процессов, проявляющихся в виде интрузий.

Вариации содержания оксидов кремния, кальция и железа в породных комплексах консолидированной земной коры. На основе данных о скорости продольных и поперечных волн, согласно корреляционным уравнениям, представленным в работах А. Л. Алейникова [Алейников и др., 1986] и С. Н. Кашубина (1984), были рассчитаны содержания оксидов Si, Ca, и Fe в породных комплексах. Соотношения между оксидами в определенной степени определяют химический состав основных типов образований консолидированной земной коры: $\Sigma SiO_2 = 152,4 - 20,82(V_p/V_s) - 2,58(K/\sigma)$; $\Sigma CaO = 1,122(K/\sigma) - 0,89(V_p/V_s) - 17,98$; $\Sigma FeO = 33,225(V_p/V_s)^2 - 106,8(V_p/V_s) - 0,0759(K/\sigma)^2 + 4,343(K/\sigma) + 33,59$, где $K/\sigma = (V_p)^2 - 4/3(V_s)^2$.

Сведения о содержании оксидов в породах земной коры вдоль профиля Абакан—Тында—Татарский залив (рис. 3, а) позволяют отметить, что породы Селенго-Станового террейна на глубинах 5—30 км представлены наиболее низкокремнистыми разностями при сравнительно повышенном содержании оксидов кальция и железа. Ниже 30 км эти особенности выражены еще более отчетливо. В верхней и эпизодически в средней частях коры развиты породы с повышенным содержанием кремнезема и пониженным CaO.

Земная кора в пределах Джугджуро-Станового террейна по химизму слагающих домены пород более дифференцирована. В створе центральной части отрезка профиля высококремнистые (более 60 %) и относительно низкокальциевые (2,7—4,8 %) породы развиты в широком

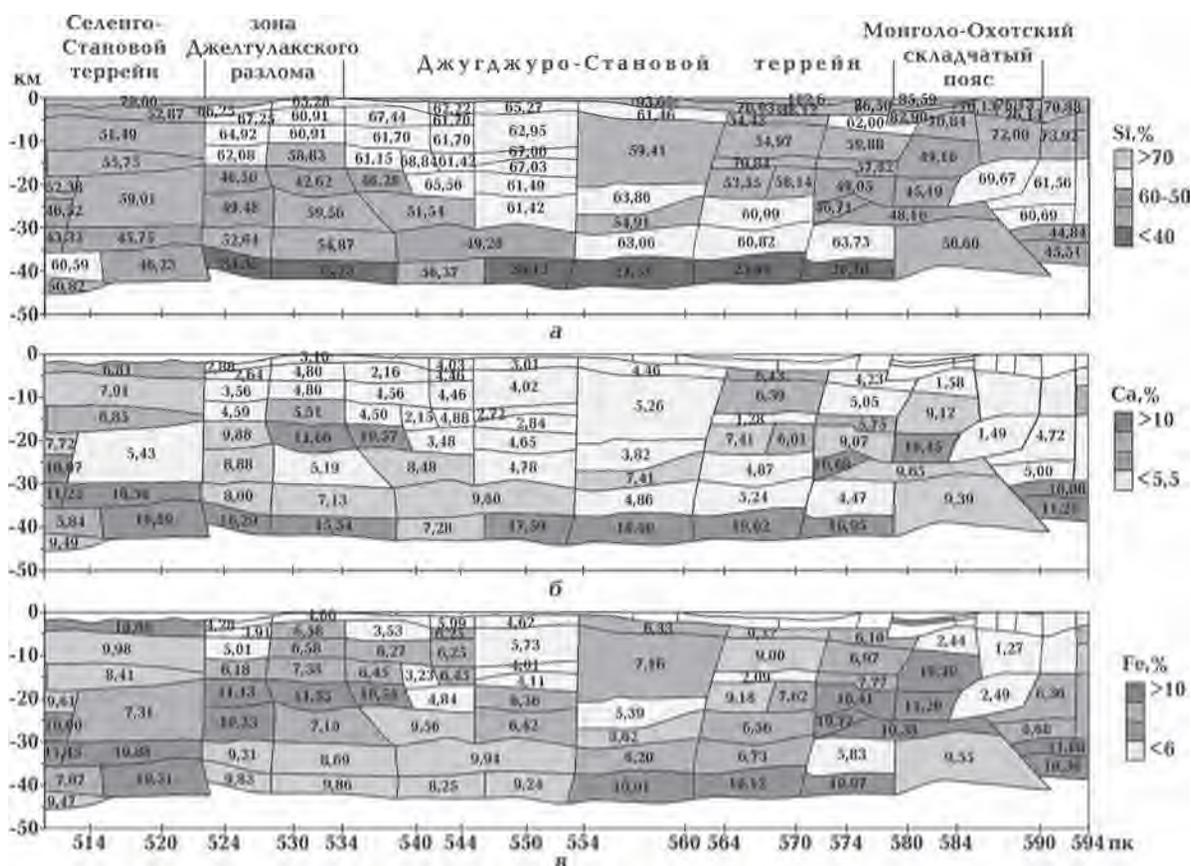


Рис. 3. Содержание оксидов кремния (а), кальция (б) и железа (в) в выделенных доменах по профилю Абакан—Тында—Татарский пролив.

интервале глубин практически от поверхности до 35 км, и только ниже (глубин 35—45 км) кремнистость уменьшается при значительном повышении содержания оксидов железа и особенно кальция (9,9 и 17,6 % соответственно). В западной части Джугджуро-Станового террейна, включая Желтулакскую систему разломов, и в восточной части профиля (створ ПК 554—578) породы более разнообразны по составу (рис. 3). Здесь в широком интервале глубин развиты комплексы с повышенным и высоким содержанием оксидов кальция (до 11,68 %), железа (до 11,35 %) и пониженной кремнистостью (до 42—46 %).

Анализ химического состава выделенных по сейсмическим данным доменов в разрезе отрезка профиля Тында—Амурзет также показывает их дифференцированность по содержанию оксидов как по горизонтали, так и по вертикали (рис. 4). Здесь выделяются две крупные зоны максимальной изменчивости: первая охватывает западную часть профиля, включая Монголо-Охотский шов (ПК 2—23), вторая — большую часть Аргуно-Мамынского массива (ПК 27,5—44). В Джугджуро-Становой области (ПК 2—10), в интервале глубин 28—18 км, наблюдается зона развития пород с аномально высокими содер-

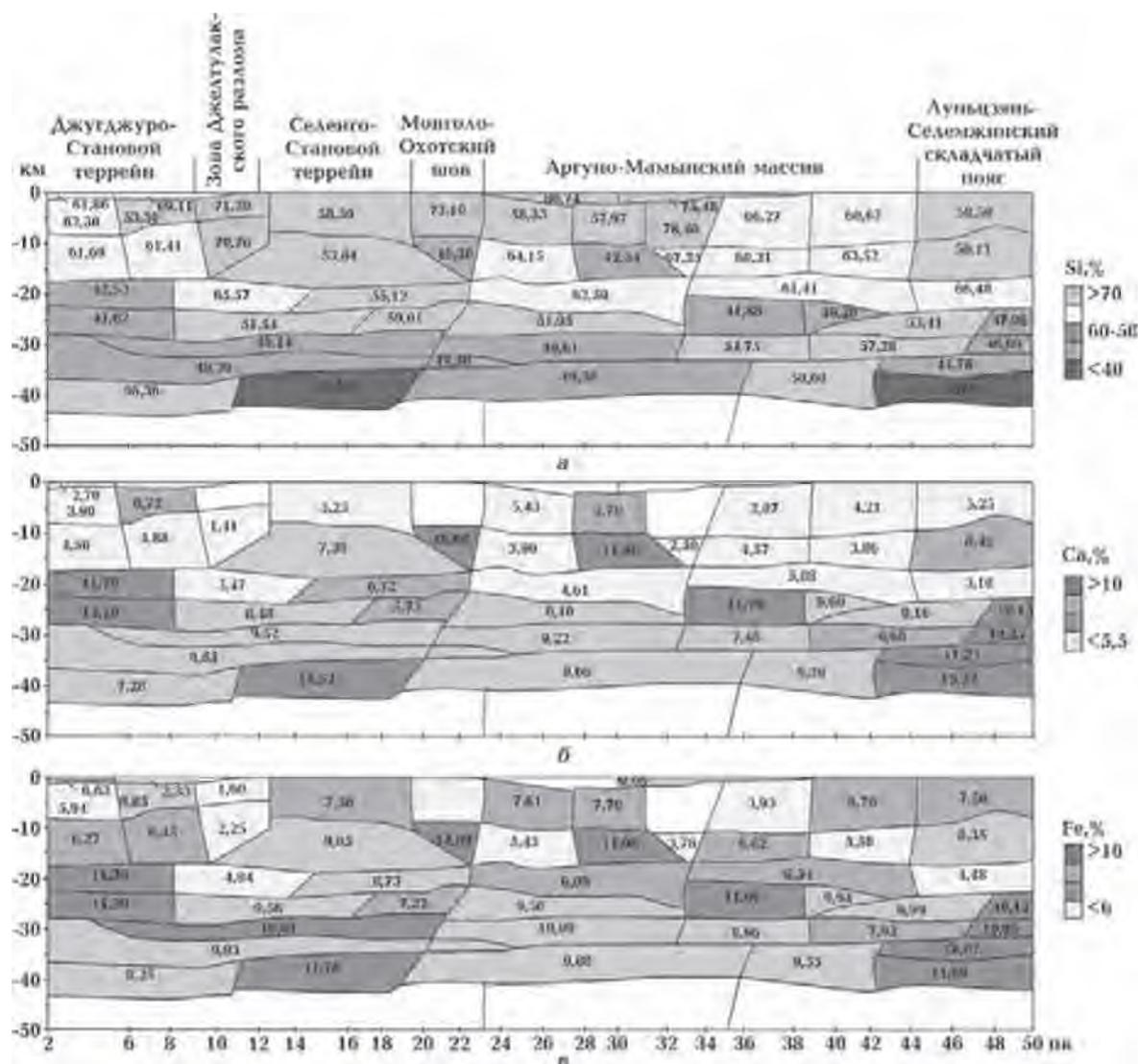


Рис. 4. Содержание оксидов кремния (а), кальция (б) и железа (в) в выделенных доменах по профилю Тында—Амурзет.

жаниями оксидов кальция и железа. Ниже, в интервале глубин 28—37 км, выделяется линза низкокремнистых пород большой протяженности, секущая на этих глубинах Джелтулакскую зону разломов, Селенго-Становой террейн и область Монголо-Охотского шва. Высококремнистые породы развиты лишь в самой верхней части разреза с максимальной выраженностью в зонах Джелтулакского разлома и Монголо-Охотского шва, где содержание SiO_2 достигает 71—73 %.

В Аргуно-Мамынском террейне, особенно в его восточной части, кремнистые породы с содержанием оксида кремния выше 60 % получили значительно большее развитие, что согласуется и с пониженным содержанием оксидов кальция в них. Подстилаются эти образования линзами низкокремнистых пород с высокими содержаниями оксидов кальция и железа.

Несмотря на относительность рассчитанных содержаний в доменах оксидов кремния, кальция и железа, полученные данные могут в определенной степени отразить составы основных типов кристаллических пород консолидированной коры в разрезах рассматриваемых отрезков геотравверсов.

Петрохимический состав породных комплексов консолидированной земной коры вдоль отрезков региональных сейсмических профилей. Для построения геолого-геофизических (петрохимических) разрезов земной коры региона были использованы:

– сведения о скоростях продольных сейсмических волн в консолидированной коре как в створах рассматриваемых геофизических профилей, так и древних платформ вообще с учетом распространения основных петрохимических типов пород по глубинам [Christensen, Mooney, 1995];

– соотношения между рассчитанными содержаниями в доменах оксидов кремния, кальция и железа в сравнении с их средними содержаниями в основных типах пород докембрийской консолидированной земной коры, названия которых заимствованы из [Петрографический..., 2009];

– общие представления о закономерностях формирования земной коры от раннего архея до настоящего времени.

Как известно, древние метаморфические комплексы в рамках свит и формаций обычно содержат 5—10 типов пород, соотношения между которыми варьируют в широких пределах, а интрузивные комплексы, как правило, многофазные, расслоенные и также включают в себя несколько петрохимических типов плутоногенных и вулканогенных разновидностей. Поскольку осадконакопление и метаморфизм в разное время происходили в близких геодинамических условиях и в определенных объемах пространства, то их средний петрохимический состав должен некоторым образом отражаться в геофизических параметрах. То же самое касается и интрузивных комплексов пород. Вместе с тем на те или иные древние метаморфические и гранитоидные ассоциации пород могут накладываться дайковые серии другого состава, что соответственно приводит к некоторому изменению петрохимии пород, выраженной в вариациях содержания оксидов, прежде всего железа. Особой простотой химического состава различаются сложные гибридные породные ассоциации на уровне средней коры, которые могут быть представлены парагенезисом гранодиоритов, диоритов, габбро-диоритов, сиенитов, граносиенитов с разными по объему скиалитами метакомплексов докембрийского субстрата.

Комплексный анализ материалов позволил выделить в разрезе консолидированной коры в створе отрезков геотравверсов четыре метаморфических комплекса пород, три плутонических кислых, три плутонических гипабиссальных среднего состава, два вулканоплутонических основного состава и один сложный вулканоплутонический ультраосновного состава различной степени щелочности. Помимо основных петрохимических типов пород в верхней части геологического разреза выделены осадочно-вулканогенные комплексы пород зеленосланцевой фации метаморфизма с телами андезитобазаль-

тов; осадочно-вулканогенные комплексы с кремнистыми осадками и кислыми эффузивами; осадочные и вулканогенно-осадочные слаболитифицированные комплексы верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, выполняющие депрессии и наложенные молодые впадины.

Метаморфические комплексы пород.

1. Комплексы основного состава нормальной щелочности, недосыщенные глиноземом, типа двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-двупироксен-плагиоклазовых сланцев, гиперстен-плагиоклазовых кристаллосланцев): 48—51 % SiO_2 ; 7—9 % CaO ; 6—12 % FeO .

2. Комплексы пород среднего состава амфиболитовой фации метаморфизма, типа гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманково-биотитовых, силлиманит-кордиеритовых и мигматитов): 59—63 % SiO_2 ; 2—5 % CaO ; 3,5—6 % (до 8) FeO . Здесь же отдельно выделены блоки, представленные, судя по всему, гнейсами, кристаллическими сланцами кислого и среднего состава типа двуслюдяных, гранат-силлиманит-биотитовых, гранат-биотитовых: 65—72 % SiO_2 ; 1—3 % CaO ; 2—5 % FeO .

3. Комплексы пород среднего состава нормальной щелочности гранулитовой фации метаморфизма типа биотит-двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, гранат-двупироксеновых кристаллосланцев, кордиерит-гиперстен-плагиоклазовых с телами метабазитов: 54—56 % SiO_2 ; 7,3—7,5 % CaO ; 8,2—8,6 % FeO .

4. Кислые породы амфиболитовой фации метаморфизма, мигматиты, гранитоиды: 68—74 % SiO_2 ; 1—3 % CaO ; 0,5—2,5 % FeO . Плутонические и гипабиссальные, вулканические комплексы пород.

Кислые плутонические породы.

1. Гранодиорит-диорит-сиенитовый комплекс плутонический (условно позднестановой), вероятно, с дайками долеритов: 58—61 % SiO_2 ; 4,5—6,7 % (~4,5) CaO ; 6,3—9,8 % (~6,5) FeO .

2. Тоналит-трондьемит-гранодиоритовый комплекс: 63—68 % SiO_2 ; 2—6 % CaO ; 0,3—4,5 % FeO . В данном блоке также вы-

делены комплексы пород, представленные сланцевым субстратом основного состава, инъецированного тоналитовым материалом: 58—63,5 % SiO_2 ; 5,5—6,6 % CaO ; 6,0—7,5 % FeO .

3. Интрузивные граниты, мигматиты: 68—73 % SiO_2 ; 1—2,5 % CaO ; 0,3—2 % FeO . При более высоких содержаниях кремнезема (до 78 %) и минимальных содержаниях оксида кальция и железа в верхних зонах коры выделяются кислые вулканогенные эффузивы и туфы.

Средние плутонические и гипабиссальные комплексы.

1. Комплексы пород среднего состава типа кварцевых диоритов с дайками долеритов: 57—64 % SiO_2 ; 1—8 % CaO ; 0,7—7 % FeO .

2. Комплексы пород среднего состава типа диоритов, иногда с дайками долеритов: 53—58 % SiO_2 ; 4—9 % CaO ; 3—6 % FeO .

3. Комплекс пород габбро-диоритового состава: 53—54 % SiO_2 ; 7—8 % CaO ; 9 % FeO .

Основные плутонические и вулканические комплексы.

1. Основные плутонические комплексы нормальной щелочности, габброиды различного состава: 43—52 % SiO_2 , 8—18 % CaO ; 2—15 % FeO . К данному петротипу отнесен и комплекс кристаллических сланцев и гнейсов, интродуцированных в различной степени основными мафитами (характеризуются пониженными $V_p < 6,6$ км/с и повышенным содержанием кремнезема ~53—55 %).

2. Основные вулканические комплексы нормальной и повышенной щелочности типа базальтов, пикробазальтов, плагиобазальтов, щелочных базальтов: 45—52 % SiO_2 , 5—12 % CaO ; 6—12 % FeO .

Ультраосновные плутонические и вулканические комплексы нормальной щелочности и щелочные.

Содержат широкий спектр пород от пикритов, ферропикритов и, возможно, меллититов, нефеленитов до дунитов, гарцбургитов, верлитов, ийолитов и т.п., которые характеризуют разновременные многофазовые расслоенные интрузии разных глубин выплавления, офиолитовые комплексы

палеоокеанической коры. Усредненные содержания рассчитанных оксидов в зависимости от щелочности пород составили: 35—44 % SiO₂; 6—14 % (0,2—2) CaO; 4—12 % (3—6) FeO.

Определенным критерием подлинности выделенных петрохимических комплексов может служить сопоставление состава блоков в области пересечения геофизических профилей. В пределах коры Джугджуро-Станового террейна пересечение профилей и приходится на створ интервала ПК 8—10 профиля Тында—Амурзет и створ ПК 541—544 профиля Абакан—Тында—Татарский пролив. На геологической карте региона (рис. 5) видно, что в данном узле архейские метаморфические гнейсы и кристаллические сланцы джигдалинской свиты прорваны многофазовым поздне-становым батолитом гранодиорит-диорит-сиенитов. В связи с тем, что профиль Абакан—Тында—Татарский пролив в большей степени пересекает метаморфические породные комплексы, а профиль Тында—Амурзет — породы инъекционного батоли-

та, на петрохимических разрезах и отражено различие в составах верхней 15-километровой коры, что не противоречит общей геологической ситуации и выделенным комплексам. Так, из рис. 6 и 7 следует, что нижняя и средняя части коры по составу совершенно идентичны.

Таким образом, выполненные исследования позволили впервые для данного региона построить достаточно обоснованные петрохимические разрезы земной коры, которые могут служить основой для создания геолого-геофизических моделей, отражающих последовательность формирования вещественно-формационных комплексов и место рудогенерирующих процессов в исследуемом геологическом пространстве.

Отражение петрохимического состава консолидированной коры в вещественно-породных комплексах приповерхностных образований и краткая история становления и преобразования земной коры рассматриваемой территории. Процессы становления и преобразования земной коры

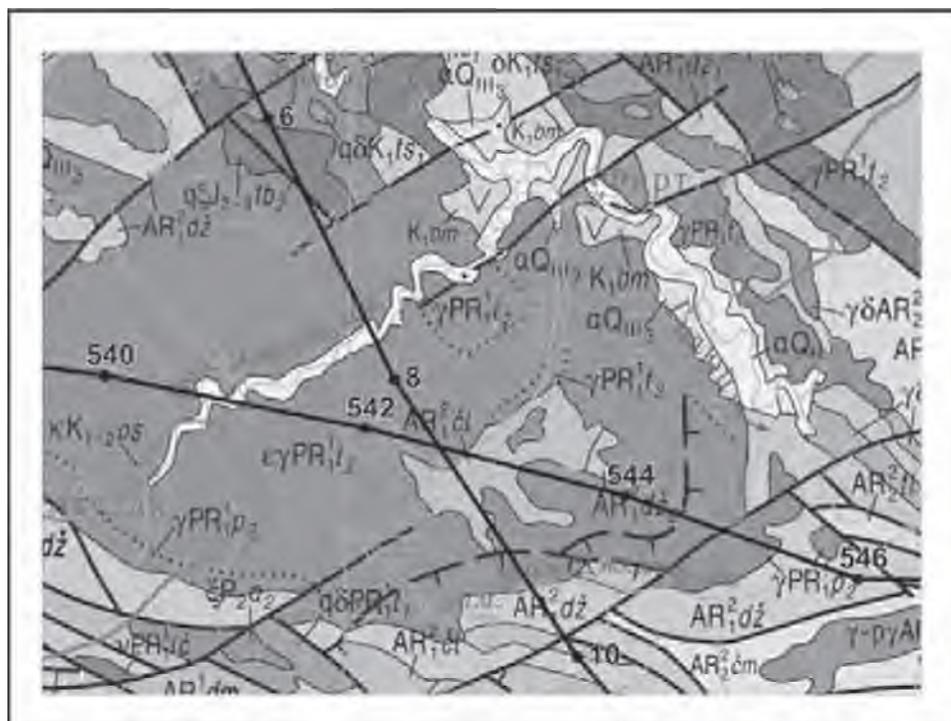


Рис. 5. Область пересечения профилей ГСЗ на геологической карте региона.

должны в той или иной степени находить свое отражение в составе вещественных комплексов, выходящих на земную поверхность в зонах проложения отрезков сейсмических профилей. Нас, прежде всего, интересуют преобразования докембрийской коры в палеозойско-мезозойское время в пределах трех основных террейнов, в которых и сосредоточены месторождения золота и сопутствующих ему металлов.

Профиль Абакан—Тында—Татарский залив (рис. 6).

Вдоль профиля приповерхностные образования субстрата Селенго-Станового террейна представлены архейскими и палеопротерозойскими метаморфическими комплексами (состав и предполагаемые возрастные рубежи указаны в легенде к карте [Государственная..., 2009]), древнестановым плагиогранитами ($\rho\gamma AR_1^{2ds}$) и позднестановыми гранитоидами $\epsilon\gamma PR_1^1$? (субщелочные граниты, сиениты, гранодиориты, граниты). В последние годы среди гранитоидов древнестанового и позднеста-

нового комплексов пород выделены широкие поля развития гранитоидов юрского и мелового возраста [Котов и др., 2014 и др.], в связи с чем отнесение указанных комплексов к нижнему архею и палеопротерозою достаточно условно.

Архейско-палеопротерозойские комплексы пород в пределах отрезка профиля прорваны редкими гранитами среднего-верхнего карбона (ПК 492); лучинскими мафит-ультрамафитовыми интрузиями (ПК 498, 519) габбро, пироксенитов, горнблендитов и перидотитов (248 ± 1 млн лет) [Бучко и др., 2008] и токско-алгоминским кварцево-диоритовым комплексом (238 ± 2 млн лет) [Сальникова и др., 2006].

В обнажениях (ПК 490, 497, 498—499, 500, 502, 505, 511, 514, 515—517, 521—522) отмечаются выходы интрузивных пород амананского комплекса средней юры ($162,6 \pm 1,4$ млн лет по данным U-Pb датирования цирконов). Амананский многофазовый монцонит-гранитовый комплекс представлен диоритами, кварцевыми дио-

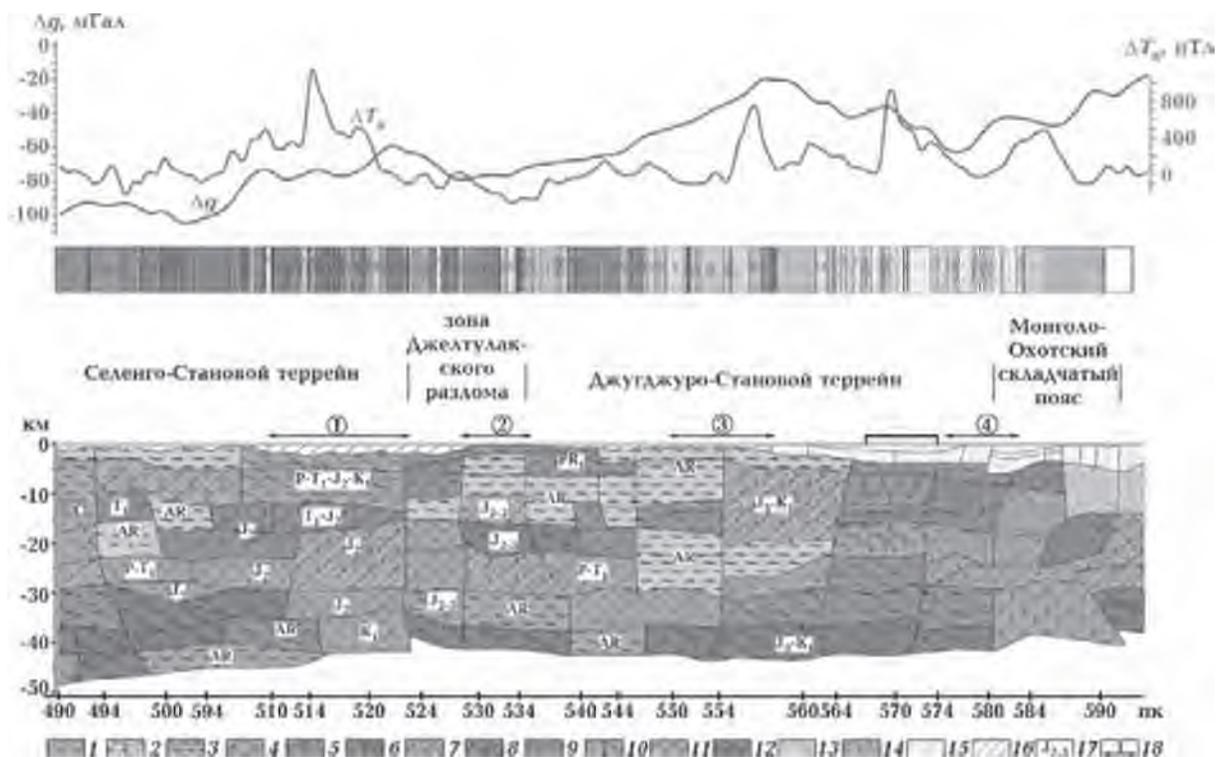


Рис. 6. Петрохимический разрез земной коры в створе отрезка геотраверса Абакан—Тында—Татарский пролив.

ритами, кварцевыми монцонитами, иногда габброидами; гранодиоритами, тоналитами, сиенитами, в том числе щелочными; лейкогранитами, кварцевыми сиенитами, субщелочными лейкогранитами. Для образования представленного комплекса пород необходимы гибридные магмы, формирующиеся за счет плавления метаморфических пород под воздействием мантийных расплавов. И действительно, на уровне средней консолидированной коры отмечаются домены пород среднего состава, развитые с глубин от 12 до 23 км (в юго-восточной части до 30 км) «подпираемые» доменами пород основного и ультраосновного состава.

Завершается геологическое развитие рассматриваемой части земной коры процессом внедрения субвулканических трахибазальтов, трахиандеизбазальтов и трахилипаритов инегирского комплекса раннемелового возраста. Вулканиды, наряду с туфами, отмечаются среди терригенных осадочных комплексов нижнего мела.

Сейсмический профиль в районе ПК

522,5—534 проходит практически вдоль зоны Джелтулакского разлома. В поверхностных условиях обнажаются условно-древнестановые плагиограниты и поздне-становые кислые комплексы, прорванные субщелочными гранитами и лейкогранитами амананского комплекса средней юры, а также монцонит-гранитовым амуджиканским комплексом верхней юры. В створе разлома на глубинах 15—30 км фиксируются домены основных и ультраосновных пород, базифицированный комплекс метаморфических пород и, наконец, на уровне 35—42 км ультраосновные комплексы.

С ПК 534 до ПК 578 профиль пересекает юго-восточную часть Джугджуро-Станового террейна. До ПК 546 в створе профиля — выходы нижнеархейских метаморфических комплексов, преобладают кислые палеопротерозойские комплексы пород.

Далее до ПК 558 уже доминируют архейские образования (смотри легенду к карте [Государственная..., 2009]), а с ПК 558 и до 583 профиль пересекает преимущественно

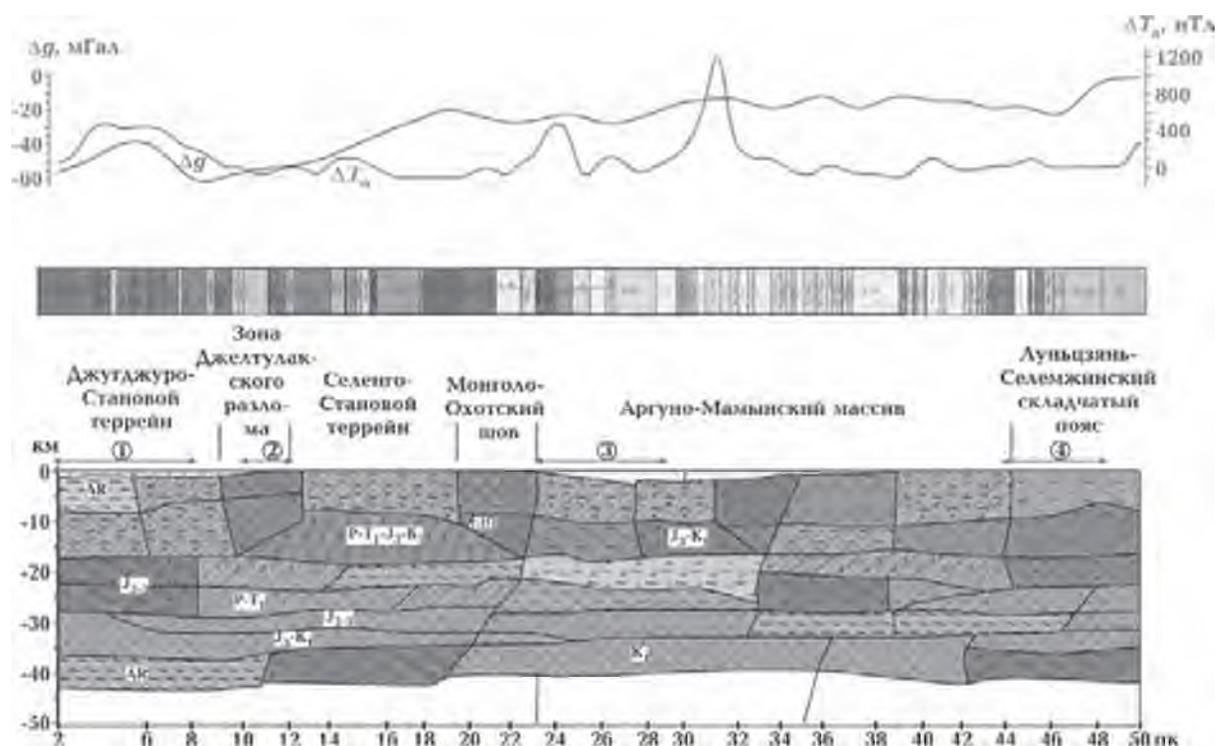


Рис. 7. Петрохимический разрез земной коры в створе отрезка геотраверса Тында—Амурзет.

но кайнозойские осадочно-вулканогенные отложения наложенной Верхне-Зейской депрессии. В интервале ПК 538—545 на поверхности древние метаморфические комплексы прорваны тукурингскими гранитами верхней юры—нижнего мела — 145 ± 5 ($\gamma PR_1^1 t_2$ на карте). На границе с впадиной метаморфические комплексы прорваны древнестановыми гранитами и гранодиоритами верхней юры—нижнего мела.

В створе распространения архейских метаморфических пород верхняя консолидированная кора переработана слабо и представлена преимущественно метаморфическими петрохимическими доменами. Вместе с тем нижняя кора Джугджуро-Станового террейна сложена ультраосновными комплексами пород, сменяющимися на глубинах 25—30 и 30—37 км доменами с породами основного состава.

В створе ПК 554—562 на глубинах от 3—4 км и до глубин 18 км в консолидированной коре отмечается мощный домен, выполненный породными комплексами типа диоритов с дайками долеритов. На поверхность выходят гранодиориты верхней юры—раннего мела.

До границы с Монголо-Охотским складчатым поясом (ПК 578) в верхней консолидированной коре преобладают породы среднего состава типа диоритов, подстилаемые на уровне средней коры габброидами и сильнобазифицированными метаморфическими комплексами. Архейские метаморфиты нижней коры в створе рассматриваемого интервала сменяются в низах геологического разреза ультрамафитами.

Основание Монголо-Охотского пояса, как и следовало ожидать, выполнено основным вулканогенным комплексом, сменяющимся многофазовым габброидным. Верхняя консолидированная кора, перекрытая осадками Верхне-Зейской впадины, сложена метаморфизованными и гранитизированными кислыми комплексами областей сноса.

Профиль Тынга—Амурзет (рис. 7).

В своем начале вдоль профиля на поверхность Джугджуро-Становой области

(ПК 2—12) выходят архейские метаморфические образования, прорванные гранитами и сиенитами тукурингского комплекса верхней юры—раннего мела. Последние, в свою очередь, прорваны сиенитами и диоритами тындинско-бакаранских образований раннего мела, а в створе ПК 2—3 отмечаются и выходы гранитоидов токско-сиваканского гранодиоритового комплекса $\gamma K_1 ts$ (кварцевые монцониты, монцониты, диориты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты).

Выходы на поверхность мезозойских щелочных гранитоидов и интрузивных пород среднего состава хорошо согласуются с петрохимическим составом глубинных доменов. Данная согласованность отражена до глубин 17—18 км комплексом метаморфических пород среднего состава, интродуцированных дайковой серией основного состава. На уровне 18—28 км фиксируется домен пород ультраосновного состава, а ниже — комплексы основного состава, внедренные в метаморфиты архея. На стыке Джелтулакской зоны разломов с Селенго-Становым террейном (ПК 11—12) на поверхности отмечаются выходы худачинского гранит-гранодиоритового комплекса поздней юры—раннего мела.

Территория Селенго-Станового террейна пересекается профилем в створе ПК 12—19. Выходящие на поверхность архейские метаморфические комплексы прорваны габбро-диоритовыми интрузиями пиканского комплекса нижней перми $\delta P_1 p_1$ (ПК 15,5 и 18—19,5) и нижнетриасовыми токско-алгоминскими кварцевыми диоритами [Сорокин, 2005].

В интервале (ПК 14,3) обнажаются массивы перидотитов и габбро разновозрастного лучанского комплекса, судя по последним изотопно-геохронологическим данным, верхнеюрского возраста и гранитоидов тукурингского комплекса ($J-K_1$) (ПК 12—14). В наложенной верхнеюрско-нижнемеловой депрессии (ПК 15,5—18) отмечаются туффиты среди терригенных пород стрелкинской свиты.

Верхняя консолидированная кора на отрезке профиля до 8 км представлена

гранодиорит-сиенитовым комплексом пород с дайками основного состава. Подстилается домен до глубин 18 км комплексом пород типа габбро-диоритов (высокое содержание железа), а на глубинах 22—28 км отмечается блок базифицированных кварцевых диоритов. Кора на глубинах 23—35 км представлена тремя доменами основного состава и ультрамафитами в нижней коре.

Монголо-Охотский шов на профиле ГСЗ с глубины ~17 км выражен разломом, падающим под Селенго-Становой террейн и разделяющим домены различного петрохимического состава. На уровне 17—8 км отмечается высокоскоростной блок ультраосновных пород. Можно предположить, что наличие такого блока в створе Монголо-Охотского шва связано с эксгумацией офиолитовой коры палеоокеана на указанные уровни при закрытии последнего в результате коллизии. Верхняя кора, как и на предыдущем профиле, выполнена гранитизированными комплексами областей сноса.

Аргуно-Мамынский террейн в створе профиля Тында—Амурзет на поверхности перекрыт небольшими по распространению осадочными комплексами раннего девона и силура (по бортам Верхне-Зейской депрессии), изредка средней юры и раннего мела и преимущественно терригенными отложениями палеогена и неогена. На границе с Монголо-Охотским швом осадочные породы прорваны гранодиоритами, кварцевыми диоритами и субщелочными гранитами верхнеамурского комплекса и монзонит-гранодиоритами бурундинского $\gamma\delta K_1 v_1(b_1)$. Проявления последнего отмечаются и на стыке с Луныцзянь-Селемжинским орогенным поясом.

Нижняя кора Аргуно-Мамынского блока с 28 км в северо-западной и с 32 км в юго-восточной части разреза до 41 км представлена трехчленным мафитовым петрохимическим доменом. Аналогичный по составу домен фиксируется и на стыке с Луныцзянь-Селемжинским орогенным поясом на глубинах 22—28 км. В створе ПК 27,5—31,5, а также в створе ПК 33—38,5 на

глубинах 10—17 и 20—27 км соответственно зафиксированы блоки, выполненные ультраосновными породами различной щелочности. Над ними в первом случае в верхней коре «залегает» базифицированные в разной степени кислые породы, а во втором случае — область пород гибридного состава, сменяющаяся в верхней коре доменом базифицированных гранитогнейсов.

Таким образом, материалы показывают, что древняя консолидированная кора в створе сейсмических профилей существенно переработана более поздними палеозойско-мезозойскими процессами. Процессы отражаются в виде наличия в нижней коре доменов ультраосновного состава, переходящих вверх по геологическому разрезу в «разновременные» домены пород основного состава, на уровне 10—23 км сменяющиеся хорошо выраженными в петрохимическом составе комплексами пород среднего состава, отражающих, судя по всему, области формирования гибридных магм. И, наконец, в верхней консолидированной коре разновозрастные древние кислые комплексы пород в той или иной степени подвержены базификации или прорваны комплексами гранитоидов мезозойского возраста.

Краткая история развития региона. Приведенные выше материалы о возрасте и составе приповерхностных образований и их определенном соответствии петрохимическим блокам в створе профилей должны находить отражение в истории становления древней коры территории, которая рассмотрена с разных позиций в значительном количестве статей и монографий. Согласно им возраст тоналитов основания Селенгино-Становой гранит-зеленокаменной области и зеленокаменных поясов в ее пределах имеет широкий разброс значений с древнейшими отметками протолита в 3,6 млрд лет. Надежно фиксируются тектономагматические и метаморфические события возрастом 1,9—1,87 млрд лет, приведшие к ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации, мигматизации и гранитизации отложе-

ний палеопротерозоя, внедрению габбро-анортозитов.

Джудджуру-Становой гранит-зеленокаменный супертеррейн представлен комплексами пород, метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Возраст основания блоков (становой комплекс) ~2,78 млрд лет при возрасте протолита 3,2—2,8 млрд лет. Породы тоналит-трондьемит-диоритового состава занимают до 55 % площади, габброиды — до 20 %.

Естественно, что дофанерозойская история становления земной коры региона была более сложной. Так, определение возраста событий U-Pb методом по цирконам различных пород Алдано-Становой области позволило выделить основные этапы докембрийского преобразования субстрата области: 3,4—3,1—(3,04—3,02)—2,9—(2,7—2,6)—2,4—(2,2—2,1)—(2,0—1,9)—(1,76—1,68) млрд лет [Гурьянов и др., 2012].

Разделяющий супертеррейны Джектулакский пояс сложен разновозрастными породами от древних становых комплексов с чарнокитами (2,78 млрд лет) до меловых.

Аргуно-Мамынский террейн отделен от вышеназванных террейнов Монголо-Охотским складчатым поясом. Многие кардинальные вопросы формирования этого пояса, как и самого террейна, до настоящего времени не решены, что в первую очередь обусловлено дефицитом геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических данных. В строении фундамента террейна, в частности Аргунского, Гонжинского и Мамынского блоков, как правило, выделяются архейский, нижнепротерозойский этажи и средне-верхнепротерозойский—нижнекембрийский структурные этажи, хотя они и не подтверждены изотопными методами. Непосредственно вдоль границы со складчатым поясом широко распространены силурийские, девонские и нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения [Сорокин, 2005; Государственная..., 2009].

Согласно одному из тектонических сценариев, Аргунский и Мамынский блоки террейна представляют собой фрагменты

Гондваны. В пользу этого свидетельствуют палеомагнитные данные, указывающие на разницу в положении Сибирского континента и Аргунского супертеррейна, и, наоборот, близость последнего к Северо-Китайскому континенту в раннем и среднем девоне [Kravchinsky et al., 2002]. Если это предположение справедливо, то «отпадает» вопрос о времени «заложения» Монголо-Охотского океана, поскольку не было раскола единого Сибирского континента, как это предполагается в работе [Парфенов и др., 2003].

В таком варианте континентальные окраины террейнов имели независимую (до момента сближения и столкновения) геологическую историю. Естественно, что процессы образования и преобразования пород в том или ином террейне, или блоке проявлены дискретно в зависимости от положения блока на определенной стадии эволюции коры региона. В различных блоках могут происходить от 3—4 до 7—8 этапов, но основные крупные события конца палеозоя—начала мезозоя в той или иной степени часто проявлены во всех структурно-вещественных комплексах рассматриваемого региона, что определяется глобальными процессами.

В байкальский этап (рифей—венд) между континентальными блоками (Селенго-Верхневитимским, Приаргунским, Сибирским и др.) функционируют рифтогенно-спрединговые бассейны на океанической коре [Кузьмин и др., 2011]. Южная окраина Сибирского континента и палеомикроконтиненты развивались в обстановке пассивных континентальных окраин. В конце этапа (венд—ранний палеозой) в океанических бассейнах происходит формирование островодужных систем энсиматического типа, позднее на периферии континентальных блоков — энсиалического.

Другими словами, к началу кембрия между Джудджуру-Становым террейном, Селенго-Становым блоком и условно Аргунским существовала океаническая кора (серии спрединговых бассейнов Монголо-Охотского океана).

В каледонско-герцинский этап в океаническом бассейне продолжают формироваться офиолитовые, островодужные энзиматические комплексы, осадочные толщи пассивных континентальных окраин. В начале герцинского этапа развития региона (девон—ранний карбон) океаническая кора Восточно-Забайкальско-Охотского бассейна поглощалась в зоне субдукции на юге Малхано-Яблонового террейна с формированием активной окраины в пределах Селенго-Становой области. В это же время (~ 336 млн лет) произошла аккреция террейна в структуру Сибирского палеоконтинента с выплавлением гранитоидов [Рыцк и др., 2013].

В пределах Аргуно-Мамынского террейна отмечается ранне- и среднеордовикский («домонголо-охотский» этап) гранитоидный магматизм, а также позднедевонский гранитоидный и раннепермский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный. Последние этапы магматизма непосредственно связаны с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса. Наиболее вероятной геодинамической обстановкой становления указанных магматических комплексов является обстановка активной континентальной окраины [Сорокин, 2005].

В среднепозднем карбоне в регионе начинает формироваться вулканогенно-плутонический пояс (ВПП) кордильерского типа с интрузиями граносиенитов, гранодиоритов.

В это же время (конец карбона—начало перми) происходит соединение Аргунского, Мамынского и Бурей-Цзямусинского террейнов в единый Амурский супертеррейн. Этому событию, вероятно, соответствует формирование гранитоидов, субщелочных и щелочных гранитов и лейкогранитов возрастом 280—260 млн лет.

Как известно, индикаторами тех или иных геодинамических обстановок служат проявления мафит-ультрамафитового магматизма и его геохимические характеристики. При этом, как подчеркивалось многими исследователями, обычно не более 25 % магм достигают поверхности, кри-

сталлизация которых преимущественно происходит на уровнях нижней и средней земной коры. В связи с этим в приповерхностных условиях территорий, пересекаемых сейсмическими профилями, не всегда фиксируются тела основных интрузий, они могут локализоваться в створе геологических разрезов.

В пермско-раннетриасовое время (285—248 млн лет) Монголо-Охотский океан продолжает существовать как бассейн рифтогенно-спредингового типа. В обрамляющих Восточно-Забайкальский сегмент палеоокеана континентальных блоках (юго-западная часть Аддано-Станового щита и Селенго-Становой террейн с одной стороны и Аргунский массив с другой) формируются вулканогенно-плутонические пояса.

Селенгинский вулканогенно-плутонический пояс в начале своего развития соответствовал обстановке субдукции под южную окраину Северо-Азиатского кратона, а затем обстановке трансформной континентальной окраины [Парфенов и др., 2003]. В последнее время получены свидетельства позднепалеозойской-раннемезозойской (250—180 млн лет) магматической активности в пределах Джугджуро-Станового террейна, которая связывается также с процессами субдукции под него коры Монголо-Охотского палеоокеана.

Таким образом, пермско-раннетриасовый (285—248 млн лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен как в пределах Селенго-Станового, так и Джугджуро-Станового супертеррейна. Он фиксируется внедрением дунит-троктолит-габбровой ассоциации пород, геохимические особенности которой — незначительное обогащение LREE, Sr, Ba и деплетирование в отношении HREE, Th, Nb, что свидетельствует об обстановке активных континентальных окраин [Бучко, 2010].

К указанному времени в Селенго-Становом террейне происходило внедрение Лукиндинского массива (248 млн лет), мафиты которого могут быть отнесены к островодужным образованиям, а также к образованиям субдукционных гранодио-

ритов и диоритов токсско-алгоминского комплекса (238—2 млн лет) [Ларин и др., 2005; Бучко, 2010].

В пределы Джугджуро-Станового террейна внедряются расслоенный Лучинский габбро-норитовый массив (248—1 млн лет) и Ильдеусский верлит-габбровый, магмы которых близки к аналогам субдукционных обстановок, образующихся из надсубдукционной мантии.

Следующие два сближенных этапа ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона приходятся на поздний триас-раннюю юру и позднюю юру. В среднем триасе—начале юры (228—203 млн лет) Восточно-Забайкальский сегмент Монголо-Охотского океана начинает вырождаться и в среднепоздней юре «захлопывается», что сопровождается коллизией террейнов и формированием коллизионного ВПП [Гусев и др., 1995; Рыцк и др., 2013]. Магматическим отражением орогенных процессов являются, в частности, субдукционные токсско-алгоминские гранодиориты и диориты (239—180 млн лет). Достаточно мощно проявлен и эффузивный магматизм, но более широкого диапазона — от базальтов (трахибазальтов) до риолитов.

Позднетриасово-раннеюрский (228—203 млн лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма проявлен в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна габбровой и пироксенит-габброноритовой ассоциацией пород, представителями которого являются массивы Ульдегит и Чек-Чикан (228±1 и 203±1 млн лет соответственно). Массивы обладают весьма специфическими геохимическими особенностями, что может свидетельствовать о смене характера взаимодействия плит.

Позднеюрский (159—154 млн лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен в пределах Селенго-Станового супертеррейна и представлен перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбромонцодиоритовой ассоциацией — Веселкинский и Петропавловский массивы (154±1 и 159±1 млн лет соответственно) [Бучко, 2010].

Породам обоих этапов свойственны двойственные геохимические особенности, обусловленные смешением субдукционных и внутриплитных характеристик, позволяющие предположить, что формирование поздне триасово-раннеюрских массивов происходило в обстановке трансформной континентальной окраины. Судя по всему, выплавление мафитов связано с прекращением субдукции и последующим разрывом субдуцируемой пластины. В этом случае в образовавшуюся брешь поступало астеносферное вещество, что и привело к возникновению магм, по своим геохимическим характеристикам несущим признаки как субдукционного происхождения, так и внутриплитных источников [Бучко, 2010].

В поздней юре (оксфорд)—раннем мелу (баррем) (160—121 млн лет) произошло окончательное закрытие Монголо-Охотского океанического залива и формирование на его месте складчатого пояса. Следовательно, более молодые по отношению к этому поясу комплексы являются постколлизионными.

Наиболее молодой этап ультрабазит-базитового магматизма реконструируется по формированию раннемеловых габброидов Верхнеларбинского массива (134±4 млн лет) Джугджуро-Станового супертеррейна. В его строении участвуют высококалийевые габброиды и кварцевые диориты. Данные породы соответствуют известково-щелочным базальтам задуговых бассейнов или щелочным базальтам островных дуг.

Таким образом, влияние столкновения Становой провинции и Монголо-Охотской островодужной области проявилось в четырех стадиях интенсивного магматизма.

1. В режиме растяжения активной континентальной окраины внедрились расслоенные мафит-ультрамафиты возрастом 248 млн лет и субдукционные гранодиориты и диориты (239—180 млн лет).

2. Позднее, при аккреции островных дуг, выплавились коллизионные тукурингские и позднестановые граниты (142—138 млн лет назад), а также такса-

кандинские граниты (124 млн лет).

3. Возобновление режима активной окраины привело к образованию тындинско-бакаранских гранит-гранодиоритовых батолитов и их вулканических комагматов (127 млн лет назад).

4. На заключительном этапе причленения Амурской плиты образовались небольшие постколлизийные субвулканы граносиенит-порфиров и шошонит-латитовые дайки [Ларин и др., 2005].

В пределах Аргуно-Мамынского террейна на данном этапе развития территории (поздняя юра—ранний мел) сформировался Умлекано-Огоджинский ВПП [Чжан Хун и др., 2000; Гордиенко и др., 2000; Сорокин, 2005]. На основании проведенных геохронологических исследований ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) [Сорокин, 2005] выявлена следующая последовательность формирования позднемезозойских магматических комплексов западного фланга Умлекано-Огоджинского ВПП: 1) гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) комплекс (134—140 млн лет); 2) монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) комплекс (127—130 млн лет), которые представлены известково-щелочными ассоциациями I- и S-типа. Геохимические особенности раннемеловых гранитоидных и близких им по возрасту андезитовых комплексов Умлекано-Огоджинского пояса (умеренное содержание LILE, дефицит Nb, Ta, определенный избыток Sr) дают основания полагать, что магмообразующим субстратом для них была смесь корового и мантийного источников (возможно, и обогащенной мантии).

Породы более поздних субщелочных и щелочных ассоциаций: андезитовый (талданский) комплекс (124—126 млн лет), трахибазальт-риолитовый (галькинский) комплекс (115—119 млн лет) и трахиандезитовый комплекс (94—97 млн лет) обладают геохимическими признаками внутриплитного происхождения и должны рассматриваться как наложенные на пояс образования. Магматизм — посторогенический. В его проявлении четко выражена возрастная дискретность, причем вулка-

нические или плутонические комплексы каждого импульса характеризуются геохимическими особенностями, присущими только ему.

Отдельные эпизоды формирования и становления земной коры рассматриваемой территории, «вырванные» из контекста истории развития региона, отражены и в створе геофизических профилей. Причем вне зависимости от механизмов образования расплавов, отражение их производных в приповерхностных условиях должны фиксироваться на уровнях средней и нижней консолидированной коры в виде доменов определенного петрохимического состава. С учетом поставленных задач и металлогенической специализации территории нас в первую очередь интересуют наложенные на древний субстрат процессы, происходившие в позднем палеозое—мезозое и частично рассмотренные выше.

Так, в пределах Селенго-Становго террейна на геофизических профилях отражено, помимо внедрения гранитоидов среднего—верхнего карбона, перм-триасовое тектономагматическое событие в виде внедрения габбро-диоритов пиканского комплекса нижней перми, лучинских мафит-ультрамафитовых интрузий (248 ± 1 млн лет) и токсско-алгоминских кварцевых диоритов (238 ± 2 млн лет) поздней перми—раннего триаса (238 ± 2 млн лет); средне-позднеюрско-раннемеловое событие в виде амананского комплекса ($162,6 \pm 1,4$ млн лет) средней юры и тукурингского комплекса поздней юры-раннего мела (145 ± 5 млн лет). Кроме того, в створе профиля отмечены проявления раннемеловых трахибазальтов и трахиандезитобазальтов (~130 млн лет).

В пределах Джугджуро-Станового террейна на геофизических профилях, помимо пермского Лукиндинского массива ($284 \pm 7,5$ млн лет), отмечены проявления раннеюрского и позднеюрского событий в виде амананского и амуджиканского комплексов, позднеюрско-раннемеловое тектономагматическое событие в виде тукурингских гранитоидов (145 ± 5 млн

лет), а также раннемеловые интрузии гранитоидов токсско-сиваканского и тындинско-бакаранского комплексов.

Аргуно-Мамынский террейн в створе профиля Тында—Амурзет в значительной степени перекрыт осадочными комплексами Амура-Зейской депрессии. Вместе с тем на границах с Монголо-Охотским складчатым поясом и Луныцзянь-Селемжинским поясом на поверхность выходят позднеюрско-раннемеловой верхнеамурский гранит-гранодиоритовый комплекс (134—140 млн лет) и, соответственно, меловой Буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый комплекс (127—130 млн лет) [Сорокин и др., 2003; Derbeko, 2004], входящие в состав Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса. В породах депрессии отмечаются ранне-поздне-меловые эффузивы основного—кислого состава.

Таким образом, в пределах Джугджуро-Станового и Селенго-Станового террейнов, помимо палеопротерозойского этапа формирования мафит-ультрамафитовых массивов (1,87—1,70 млрд лет тому назад), источником которых наряду с островными дугами и офиолитами были и внутриплитные базальты, широко проявлен магматизм конца палеозоя—начала мезозоя. Пермско-раннетриасовые, познетриасово-раннеюрские, позднеюрские и раннемеловые интрузии формировались как в обстановках активной континентальной окраины на первом этапе, так и преимущественно в обстановках трансформных окраин, что привело к возникновению магм, по своим геохимическим характеристикам несущим признаки и субдукционного происхождения и участия внутриплитных источников.

К позднепалеозойскому—мезозойскому этапам развития территории относится и формирование Приамурской золотоносной провинции.

Отражение процессов рудообразования в геолого-геофизических параметрах консолидированной земной коры. Как показывает обзор истории развития региона и его металлогении, рудоносными объек-

тами преимущественно являются гранитоиды вулканоплутонических поясов, наложенных на вещественно-породные комплексы более ранних стадий становления земной коры.

Так, в пределах Селенго-Станового террейна (вулканоплутонического пояса) месторождения и рудопроявления в основном связаны с позднеюрскими и раннемеловыми гранитоидными ассоциациями.

В пределах Джугджуро-Станового террейна выделяются рудоносные образования двух этапов: позднеюрско-раннемелового (чубачинский, тындинско-бакаранский и тукурингский комплексы) и раннемелового (ираканский и талгыгский комплексы).

В пределах Аргуно-Мамынского террейна незначительные рудопроявления связаны с цепочкой габбро-диорит-гранодиорит-гранитных интрузий пермского возраста. Рудоносность гранитоидов познетриасово-ранне-среднеюрского возраста в настоящее время оценивается отрицательно. Основные же перспективы развития рудно-сырьевой базы территории связаны с комплексами наложенной Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны. В пределах зоны выделяют позднеюрско-раннемеловую диорит-гранитовую, раннемеловую граносиенит-гранитовую и гранодиорит-гранитовую рудоносные ассоциации [Стриха, 2012].

При этом в составе гранодиорит-гранитовых ассоциаций присутствуют те или иные объемы габброидов и пород среднего состава; в составе монцодиорит-гранитовых и граносиенит-гранитовых ассоциаций — пород среднего состава. В составе граносиенит-лейкогранитовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций породы основного и среднего состава не фиксируются. Другими словами, состав пород мезозойских рудоносных гранитоидных ассоциаций Верхнего Приамурья варьирует в широких пределах — от основных до ультракислых и от пород нормальной щелочности до субщелочных.

Для коренных месторождений золота и сопутствующих ему металлов характерен

пестрый состав даек и штоков, а также диоритовый (монцитонитовый) состав вмещающих золотое оруденение интрузивов, которые сопровождаются месторождениями россыпного золота [Эйриш, Сорокин, 2005].

Оценка геодинамических условий формирования гранитоидов региона носит дискуссионный характер. Их формирование прежде всего связывалось с субдукцией океанической коры в условиях активной континентальной окраины. Изотопно-геохимические материалы, приведенные в работе [Стриха, 2012] показывают, что на диаграмме $\epsilon\text{Nd}—\epsilon\text{Sr}$ гранитоиды в целом занимают промежуточное положение между полями базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), базальтами океанических островов (OIB), позднемезозойскими субщелочными базальтами Западно-Забайкальской рифтовой зоны (RB) и полев речной взвеси (RS). Такое общее положение гранитоидов на диаграмме позволяет сделать вывод о том, что в их образовании могло принимать участие как мантийное, так и коровое вещество. Мантийное вещество в виде базитовых расплавов при этом играет важную роль в качестве носителя тепловой энергии, за счет которой плавится материал коры, и непосредственно участвует в том или ином количестве в составе гибридных расплавов, при кристаллизации которых формировались гранитоидные ассоциации.

Таким образом, мезозойские гранитоиды региона — преимущественно гибридные образования смешанного корово-мантийного происхождения, с преобладанием в их составе корового вещества.

Нами рассмотрено отражение в петрохимическом составе коры выявленных по данным геохимической съемки металлогенических зон и ареалов, секущихся сейсмическими профилями. За основу наименований ареалов рассеяния металлов нами взята схема Е. В. Стрихи с соавторами [Стриха, 2012]. В связи с тем, что потенциальные аномальные металлогенические области оконтурены на основании преимущественно шлихового опробования, в их

пределах могут совмещаться ареалы рассеяния элементов, имеющих различные потенциальные источники.

Отрезок профиля Абакан—Тында—Татарский пролив пересекает четыре рудно-россыпных узла (см. рис. 6).

1. Совмещенный узел (Эльгаканский и Уркиминский) с Pb, Au, Mo минерализацией (ПК 510—522) пространственно приурочен к области сочленения Селенго-Станового террейна с зоной Желтулакского разлома. Это наиболее контрастная радиальная зона, выделенная в створе двух профилей. Верхняя кора в створе рудно-россыпного узла в разрезе профиля по комплексу данных представлена интенсивно базифицированными гнейсами и кристаллическими сланцами с выходами на поверхность гранодиоритов среднеюрского возраста. Интервал глубин 10—30 км сложен условно диоритовыми петрохимическими комплексами пород в той или иной степени насыщенными дайками основного состава. Нижняя кора выполнена двухслойным базитовым комплексом.

2. Желтулакский металлогенический узел с Mo, W, Fe, Au, Ag специализацией (ПК 525—534) приурочен к одноименному разлому в области его сочленения с Джугджуро-Становым террейном. Расположен в сложной геолого-структурной зоне, в которой могут быть совмещены металлогенические особенности различных разновременных рудоносных вещественно-породных комплексов. На поверхности территории отмечаются выходы юрских гранитоидов амананского и амуджиканского комплексов, подстилаемых на глубинах 10—15 км гранодиорит-диоритовым петрохимическим доменом с дайками долеритов. Ниже, в средней и нижней консолидированной коре, фиксируются блоки ультраосновных комплексов, разделенные блоком пород диоритового состава с дайками долеритов.

3. Иликан-Унахинский рудно-россыпной узел Джугджуро-Станового террейна с Pt, Ni, Mo, Au специализацией (ПК 550—559) недостаточно ярко выражен в геофизическом разрезе отрезка профи-

ля, несмотря на проявление в обнажениях верхнеюрско-раннемеловых гранитоидов. На поверхности отмечаются выходы преимущественно ниже- и среднеархейских метаморфических комплексов, а рудная минерализация района содержит минералы платиновой группы, что нехарактерно для архея региона. Источником сноса в данном случае могли служить незначительные выходы на поверхность рассматриваемой территории палеопротерозойских(?) габброидов. Вместе с тем в восточной части ареала рассеяния в створе ПК 554—559 на глубинах ~5—20 км фиксируется домен условно кварцевых диоритов, секущийся дайками долеритов (повышенное содержание железа в блоке). Данный комплекс должен выплавляться при воздействии на субстрат мафит-ультрамафитовых магм. Домены, соответствующие породам подобного состава, отмечаются на глубинах 37—43 и 29—33 км.

4. Унья-Бомский рудно-россыпной узел приурочен к области сочленения Джугджуро-Станового террейна и Монголо-Охотского складчатого пояса (ПК 576—582). В основании геофизического разреза и вплоть до глубин порядка 18 и 10 км фиксируются мощные высокоскоростные домены, по составу соответствующие мафит-ультрамафитовым комплексам. На уровне верхов средней—низов верхней консолидированной коры имеет место 8-километровый по мощности домен с породами среднего состава типа диоритов. И, наконец, верхняя кора венчается комплексом пород кислого состава, перекрытых осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями Амуро-Зейской впадины.

В разрезе отрезка профиля может быть дополнительно выделена зона в створе ПК 567—574, по характеру распределения петрохимических доменов наиболее благоприятная для обнаружения в приповерхностных условиях коренных источников рудного сырья.

Отрезок профиля Тында—Амурзет пересекает четыре рудно-россыпных узла (см. рис. 7).

1. Совмещенный узел (Апсаканский и

Лапринский) с Fe, Mo, Ag, Au специализацией приурочен к территории Джугджуро-Станового террейна (створ ПК 2—8). В верхней коре до глубины 17 км залегает комплекс пород, представленный, согласно петрохимической модели (см. рис. 4, б), гранодиорит-диорит-сиенитовыми ассоциациями с дайками долеритов. Ниже комплекс подстилается доменом ультраосновных комплексов и, наконец, нижняя консолидированная кора представлена разновозрастными породами основного состава. Петрохимический разрез данного створа рудного узла достаточно близок к разрезу второго узла на профиле Абакан—Тында—Татарский пролив.

2. Могоктак-Талгинский рудно-россыпной узел с золотоурановой минерализацией совпадает с зоной Желтулакского разлома и пересекается профилем в районе ПК 10—12. Верхняя кора в районе выполнена гранитоидами, являющимися, судя по всему, источниками урановой минерализации в рудно-россыпном узле. На уровне средней коры (10—25 км) фиксируется край домена, сложенного габбро-диоритовым комплексом. Нижняя кора, как и в створе предыдущего узла, представлена многофазовым мафит-ультрамафитовым комплексом.

3. Совмещенный рудно-россыпной узел (Игакский и Тыгда-Улунгинский) с Mo, Cu, Ag, U минерализацией приурочен к северной части Аргуно-Мамынского массива (створ ПК 23—29). Металлоносный ареал также хорошо выражен на уровне верхней коры гранодиорит-диорит-сиенитовым комплексом, на уровне низов верхней—верхов средней коры в восточной части отрезка профиля отмечен домен ультраосновного петрохимического профиля, нижняя кора представлена разновозрастной ассоциацией пород основного состава.

4. Чагойанский рудно-россыпной узел (Au, Zn, Pb) установлен в пределах уже Лунцзянь-Селемжинского складчатого пояса на границе с Аргуно-Мамыньским массивом. На уровне верхней консолидированной коры отмечается сочленение гранодиорит-диорит-сиенитового ком-

плекса и сильнобазифицированного блока гнейсов и кристаллических сланцев. Последний блок подстилается петрохимическим комплексом пород среднего состава с дайками долеритов. Нижняя кора, как и на предыдущих разрезах, сложена разновозрастными мафит-ультрамафитовыми интрузиями.

Таким образом, несмотря на принадлежность рудно-россыпных узлов к различным структурно-тектоническим зонам (даже к различным террейнам), в створе геофизических профилей они отражаются в достаточно сходном распределении в геологическом разрезе блоков пород определенного петрохимического состава.

Нижняя консолидированная кора в створе рудных узлов всегда высокоскоростная и выполнена комплексами мафит-ультрамафитового состава; на уровне условно средней коры постоянно отмечаются домены пород среднего состава с тем или иным содержанием пород основного состава. И, наконец, верхняя кора в створе потенциально рудных объектов характеризуется наиболее изменчивыми вариациями скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн и сложена породам кислого состава в различной степени базифицированными.

Магнитное поле вдоль профилей сильно дифференцировано и определяется характером распределения железа в доменах до глубин 10—17 км. На профилях Абакан—Тында—Татарский пролив и Тында—Амурзет 1-й, 3-й, 5-й, а также 1-й и 2-й рудно-россыпные узлы соответственно выделяются по максимальным значениям интенсивности магнитного поля. Россыпи в пределах Желтулакского разлома и на сочленении Джугджуро-Станового террейна и Монголо-Охотского складчатого пояса, а также Аргуно-Мамынского массива с Лунцзянь-Селемжинским складчатым поясом в магнитном поле не проявлены. Последнее объясняется широким развитием в верхней коре кислых породных комплексов, осадочных пород впадины и некоторым смещением коренных источников металлов от линии профиля.

Таким образом, в створе отрезков сейсмических профилей отмечены совокупности петрохимических блоков пород, фиксирующие рудно-магматические процессы, протекавшие в земной коре в период киммерийской тектономагматической активизации и обеспечивающие образование, по крайней мере, рудно-россыпных узлов. В пределах Джугджуро-Станового террейна, пересеченного обоими профилями, близкие геофизические разрезы характерны для 3-го и 1-го узлов соответственно на профилях Абакан—Тында и Тында—Амурзет, а также для 4-го в области сочленения Аргунского массива с Лунцзянь-Селемжинским поясом.

Наиболее контрастная радиальная зона, выделенная в створе двух профилей, и судя по всему наиболее перспективная, отмечается в створе 1-го рудного узла (профиль Абакан—Тында—Татарский пролив) в пределах Селенго-Станового террейна.

Менее контрастны, с неопределенным характером обнаружения коренных рудных месторождений, 2-й и 3-й участки на профиле Абакан—Тында—Татарский пролив. Вместе с тем здесь же (ПК 567—574) по комплексу материалов может быть выделена новая перспективная область рудоотложения.

Проведенная работа по выделению перспективных на рудное сырье объектов, отраженных в геофизических параметрах геологической среды в створе сейсмических профилей, показала:

- значительную переработку древней консолидированной коры в результате неоднократно протекавших тектономагматических процессов, нашедших отражение в существенной дифференциации ее вещественного состава;

- преимущественно радиальную унаследованность в проявлении магматических процессов с формированием на уровне средней и верхней коры пород гибридного состава за счет различной степени смешения мантийных мафитовых расплавов с метаморфизованным древним веществом;

- контролируемость металлогенических

зон крупными региональными разломами — Становым, Джелтулакским, Северо-Тукурингским, Южно-Тукурингским, Селемжинским и др.

В заключение следует отметить, что для надежной диагностики погребенных коренных источников рудных объектов необходимы материалы более детального масштаба разрешения.

Выводы. 1. данные о скоростях распространения сейсмических волн как в консолидированной коре изучаемого региона, так и в пределах древних платформ, учитывая распределение основных петрохимических типов пород по глубинам, соотношения между рассчитанными содержаниями в выделенных доменах оксидов кремния, кальция и железа в сравнении с их средними содержаниями в основных типах докембрийских и интрузивных пород, а также согласно общим представлениям о закономерностях формирования земной коры от раннего архея по настоящее время, были построены петрохимические разрезы вдоль отрезков геофизических профилей.

Комплексный анализ материалов позволил выделить в разрезе консолидированной коры в створе отрезков геотраверсов четыре метаморфических комплекса пород, три плутонических кислых, три плутонических гипабиссальных среднего состава, два вулканоплутонических основного состава и один сложный вулканоплутонический ультраосновного состава различной степени щелочности.

Выделенные петрохимические блоки отражают разновозрастные ассоциации пород, но сближенные по химическому составу либо в связи с формированием в близких геодинамических условиях и в определенных объемах пространства, либо в связи с преобладанием в блоке пород определенного состава. Кроме того, на те или иные метаморфические или гранитоидные ассоциации могут накладываться дайковые серии иного состава, что соответственно приводит к изменению петрохимии пород.

Особой пестротой химического состава отличаются сложные гибридные породные ассоциации на уровне средней коры, которые могут быть представлены парагенезисом гранодиоритов, диоритов, габбродиоритов, сиенитов, граносиенитов с разновеликими по объему скиалитами метакомплексов древнего субстрата.

2. Сопоставление состава и времени образования тех или иных пород, выходящих на поверхность, с анализом истории развития региона показало их достаточное соответствие и приемлемое отражение в петрохимических разрезах.

3. Исходя из определенных представлений об образовании золоторудной минерализации и состава петрохимических блоков, на сейсмических профилях были выделены области, отражающие процессы формирования рудоносности приповерхностных образований и вероятные зоны расположения коренных источников металлов.

Список литературы

- Алейников А. Л., Немзоров Н. И., Халевин Н. И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. Москва: Наука, 1986. 145 с.
- Булин Н. К., Егоркин А. В. Использование многоволнового ГСЗ при мелкомасштабных прогнозных исследований на оруденение и алмазаносность. *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34. № 9. С. 92—106.
- Булин Н. К., Солодилов Л. Н. Глубинный контроль эндогенного оруденения по сейсмическим данным. *Региональная геология и металлогения*. 1994. № 2. С. 26—41.
- Бучко И. В. Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток, 2010. 47 с.
- Бучко И. В., Сорокин А. А., Изох А. Э., Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Великославинский С. Д., Сорокин А. П., Яковлева С. З.,

- Плоткина Ю. В. Петрология раннемезозойского ультра мафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона). *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 8. С. 754—768.
- Гордиенко И. В., Климук В. С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии. *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655—1669.
- Государственная геологическая карта РФ. 1:1000000. Лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Сер. Дальневосточная. Лист 52. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
- Гурьянов В. А., Роганов Г. В., Зелелугин В. Н., Розинов М. И., Салтыкова Т. Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация. *Тихоокеанская геология*. 2012. Т. 31. № 2. С. 3—21.
- Гусев Г. С., Хаин В. Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири). *Геотектоника*. 1995. № 5. С. 68—82.
- Дербек И. М., Чугаев А. В., Олейникова Т. И., Бортников Н. С. Геохимические и изотопные Sr-Nd-свидетельства надсубдукционного происхождения мезозойского магматизма Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса. *Дока. АН*. 2016. Т. 466. № 4. С. 462—466.
- Егоркин А. В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования. *Геофизика*. 1996. № 4. С. 25—31.
- Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. В кн.: *Глубинное строение территории СССР*. Москва: Наука, 1991. С. 118—135.
- Золотов Е. Е., Ракитов В. А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ. *Региональная геология и металлогения*. 2000. № 10. С. 236—240.
- Карсаков Л. П., Чжао Чуньцзин, Горошко М. В., Роганов Г. В., Варнавский В. Г., Мишин Л. Ф., Малышев Ю. Ф., Лу Цзаосунь, Горнов П. Ю., Капун В. Б., Манилов Ф. И., Подгорный В. Я., Романовский И. П., Шевченко Б. Ф., Родионов С. М., Дуань Жуйянь, Чжу Цунь, Кузнецов В. Е., Степашко А. А. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: Изд-во ДВО РАН, 2005.
- Котов А. Б., Ларин А. М., Сальникова Е. Б., Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Сороки А. А., Яковлева С. З., Анисимова А. И. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса. *Дока. АН*. 2014. Т. 456. № 4. С. 451—556.
- Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В., Кравчинский В. А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции. *Геотектоника*. 2011. № 6. С. 3—23.
- Ларин А. М., Сорокин А. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Великославинский С. Д., Бучко И. В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса: Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту». Иркутск; ИЗК СО РАН, 2005. Т. 2. С. 19—22.
- Нагорных Т. В., Поглавская Л. Н. Локализация аномалий поля скоростных характеристик среды в регионе Приморья и Приамурья. В кн.: *Сейсмические наблюдения на Дальнем Востоке СССР*. Москва: Наука, 1989. С. 92—106.
- Носырев М. Ю. Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации. *Тихоокеанская геология*. 2005. Т. 24. № 4. С. 53—61.
- Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгатов А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель фор-

- мирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 7—41.
- Парфенов Л. М., Нокленберг У. Дж., Ханчук А. И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии. *Тихоокеанская геология*. 1998. Т. 17. № 6. С. 3—13.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
- Рыцк Ю. Е., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Котов А. Б., Ярмолюк В. В., Анисимова И. В., Яковлева С. З., Федосеев А. М., Плоткина А. М. О возрасте аккреции Малхано-Кондинского террейна (Западное Забайкалье) к Сибирскому палеоконтиненту: результаты U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов Малханского комплекса. *Докл. АН*. 2013. Т. 448. № 3. С. 318—323.
- Сальникова Е. Б., Ларин А. М., Котов А. Б., Сорокин А. А., Сорокин А. П., Великославинский С. Д., Яковлева С. З., Федосеев А. М., Плоткина Ю. В. Токско-алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамические обстановки формирования. *Докл. АН*. 2006. Т. 409. № 5. С. 652—657.
- Сорокин А. А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2005. 64 с.
- Сорокин А. А., Пономарчук В. А., Козырев С. К., Сорокин А. Р., Воропаева М. С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна. *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 2. С. 3—6.
- Степанов В. А., Мельников А. В., Моисеев В. Г. Анализ продуктивности месторождений золота Приамурской провинции. *Докл. АН*. 2016. Т. 470. № 6. С. 696—700.
- Стриха В. Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Монография. Ч. I. Благовещенск: АмГУ, 2012. 188 с.
- Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Ичжэн, Цюань Хэн. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана. *Тихоокеанская геология*. 2000. Т. 19. № 1. С. 109—117.
- Эйриш Л. В., Сорокин А. П. Коренные источники золотоносных россыпей Дальнего Востока России, степень их эродированности. *Тихоокеанская геология*. 2005. Т. 24. № 4. С. 62—75.
- Christensen N. I., Mooney W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 100(B7), 9761—9788.
- Derbeko I. M., 2004. Early Cretaceous intrusive and volcanoplutonic complexes of the North-Greater Khingan zone (Russia) and their role in Au-Ag mineralization. In: *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins*. Vladivostok: Dalnauka, P. 93—96.
- Kravchinsky V. A., Cogne J. P., Harbert W. P., Kitzmin M. I., 2002. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. *Gephys. J. Int.* 148, P. 34—57.

Reflection of the history of consolidated Earth's crust formation of the Amur area gold-bearing province in its petrochemical composition (based on the data of seismic profiles Tynda—Amurset and Abakan—Tynda—Tatar channel)

© R. P. Gottikh, B. I. Pisotskiy, A. I. Chernenkova,
S. S. Malinina, I. A. Biserkin, 2017

Petrochemical sections along the stretches of geophysical profiles have been plotted based on the data of velocities of seismic waves propagation in consolidated crust, distribution of the main petrochemical types of rocks along the depths, the correlation between calculated content of silicon, calcium and iron oxides in the allocated domains and general concepts on regularities of the Earth's crust formation.

Complex analysis of materials allows subdivision of four metamorphic complexes of rocks in the section of consolidated crust: three plutonic acidic ones, three plutonic hypabyssal ones of average composition, two volcanic-plutonic of basic composition and one complex volcanic-plutonic of ultrabasic composition with different degree of alkalinity. Petrochemical blocks subdivided reflect rock associations of different age but closely similar by chemical composition. Complex hybrid rock associations on the level of medium crust are characterized by special petrochemical diversity. Comparison of composition and time of formation of that or other exposed rocks and analysis of the history of the region development demonstrated their sufficient accordance and admissible reflection in petrochemical sections. According to definite concepts on formation of gold mineralization the areas were subdivided which reflect the processes of ore formation in subsurface products and probable zones of location of the native sources of metals.

Key words: geotravers, petrochemistry, seismic velocities, terrains.

References

- Aleynikov A. L., Nemzorov N. I., Khalevin N. I., 1986. Multiwave seismic in the study of the interior of ore regions. Moscow: Nauka, 145 p. (in Russian).
- Bulin N. K., Yegorkin A. V., 1993. The use of a multiwave deep seismic sounding for small-scale predictive studies on mineralization and diamond content. *Geologiya i geofizika* 34(9), 92—106 (in Russian).
- Bulin N. K., Solodilov L. N., 1994. Deep control of endogenous mineralization according to seismic data. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya* (2), 26—41 (in Russian).
- Buchko I. V., 2010. Stages of ultramafic-mafic and gabbro-anorthosite magmatism of the south-eastern frame of the North Asian craton: Abstract Dis. Dr. geol. and min. sci. Vladivostok, 47 p. (in Russian).
- Buchko I. V., Sorokin A. A., Sorokin A. P., Izokh A. E., Larin A. M., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Velikoslavinskii S. D., Yakovleva S. Z., Plotkina Yu. V., 2008. Petrology of the Early Mesozoic ultramafic-mafic Luchina massif (southeastern periphery of the Siberian craton). *Russian Geology and Geophysics* 49(8), 570—581 (in Russian). doi: 10.1016/j.rgg.2007.12.008.
- Gordiyenko I. V., Klimuk V. S., Quan Heng, 2000. The Upper Amur volcano-plutonic belt of East Asia. *Geologiya i geofizika* 41(12), 1655—1669 (in Russian).
- State Geological Map of the Russian Federation, 2006. 1:1000000. Sheet M-50 (Borzya). Explanatory letter. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI (in Russian).
- State Geological Map of the Russian Federation, 2009. 1:1000000 (third generation). Ser. The Far East. Sheet 52. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI (in Russian).
- Gury'anov V. A., Roganov G. V., Zelepugin V. N., Rozinov M. I., Saltykova T. E., 2012. Isotopic-geochronological studies of zircons from the Early Precambrian rocks of the southeastern

- Aldan-Stanovoy shield: New results and their geological interpretation *Russian Journal of Pacific Geology* 6(2), 97—113. doi: 10.1134/S1819714012020042.
- Gusev G. S., Khain V. E., 1995. On the ratios of the Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoi and Mongolo-Okhotsk terranes (south of Central Siberia). *Geotektonika* (5), 68—82 (in Russian).
- Derbeko I. M., Chugaev A. V., Oleinikova T. I., Bortnikov N. S., 2016. Geochemical and Sr-Nd isotope evidences of the suprasubduction nature of mesozoic magmatism in the Mongol-Okhotsk Sector of the Pacific Fold Belt. *Doklady Earth Sciences* 466(2), 138—141 (in Russian). doi: 10.1134/S1028334X16020069.
- Yegorkin A. V., 1996. Multiwave deep seismic studies. *Geofizika* (4), 25—31 (in Russian).
- Yegorkin A. V., 1991. The structure of the earth's crust by seismic geotraverses. In: *The Deep Structure of the USSR*. Moscow: Nauka, P. 118—135 (in Russian).
- Zolotov E. E., Rakitov V. A., 2000. The structure of the Priamurye lithosphere according to the data of the MOVZ-GSZ. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya* (10), 236—240 (in Russian).
- Karsakov L. P., Zhao Chunzin, Goroshko M. V., Roganov G. V., Varnavskiy V. G., Mishin L. F., Malyshev Yu. F., Lu Zaosun, Gornov P. Yu., Kaplun V. B., Manilov F. I., Podgornyy V. Ya., Romanovskiy I. P., Shevchenko B. F., Rodionov S. M., Duan Ruiyan, Zhu Tsun, Kuznetsov V. Ye., Stepashko A. A., 2005. Tectonics, deep structure, metallogeny of the articulation area of the Central Asian and Pacific belts. Explanatory note to the Tectonic map of scale 1:1500000. Vladivostok; Khabarovsk: Publ. House FEB RAS (in Russian).
- Kotov A. B., Larin A. M., Salnikova E. B., Velikoslavinskii S. D., Glebovitskii V. A., Yakovleva S. Z., Anisimova I. V., Sorokin A. A., 2014. Early Cretaceous collisional granitoids of the Drevnestanovoi complex from the Selenga-Stanovoi superterrane of the Central Asian mobile belt. *Doklady Earth Sciences* 456(2), 649—654 (in Russian). doi: 10.1134/S1028334X14060154.
- Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinskii V. A., 2011. Phanerozoic within-plate magmatism of North Asia: Absolute paleogeographic reconstructions of the African large low-shear-velocity province. *Geotectonics* 45(6), 415—438 (in Russian).
- Larin A. M., Sorokin A. A., Kotov A. B., Salnikova Ye. B., Velikoslavinskii S. D., Buchko I. V., 2005. Correlation of the age boundaries of the Mesozoic magmatism of the northern and southern flanks of the Mongolian-Okhotsk folded eastern flank Belts: Materials of the scientific meeting «Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt from the ocean to the continent». Irkutsk: Publ. SB RAS, Vol. 2, P. 19—22 (in Russian).
- Nagornyykh T. V., Poplavskaya L. N., 1989. Localization of anomalies in the field of velocity characteristics of the medium in the Primorye and Amur region. In: *Seismic Observations in the Far East of the USSR*. Moscow: Nauka, P. 92—106 (in Russian).
- Nosyrev M. Yu., 2005. Velocity anomalies in the Earth's crust of Priamurye, and distribution of gold ore mineralization. *Tikhookeanskaya geologiya* 24(4), 53—61 (in Russian).
- Parfenov L. M., Berzin N. A., Khanchuk A. I., Bardarch G., Belichenko V. G., Bulgatov A. N., Dril S. I., Kirillova G. L., Kuzmin M. I., Noklenberg W. J., Prokopyev A. V., Timofeev V. F., Tomurtogoo O., Yang H., 2003. A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia. *Tikhookeanskaya geologiya* 22(6), 7—41 (in Russian).
- Parfenov L. M., Noklenberg W. J., Khanchuk A. I., 1998. Principles of compilation and main divisions of the geodynamic map legend of North and Central Asia, the south of the Russian Far East, Korea and Japan. *Tikhookeanskaya geologiya* 17(6), 3—13 (in Russian).
- Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formation, 2009. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI, 194 p. (in Russian).
- Rytsk E. Yu., Sal'nikova E. B., Kovach V. P., Kotov A. B., Anisimova I. V., Yakovleva S. Z., Fedoseenko A. M., Plotkina Yu. V., Yarmolyuk V. V., 2013. Timing of accretion of the Malkhan-Konda Terrane (Western Transbaikalian Region) to the Siberian Palecontinent: Results of U-Pb geochronological studies of the granitoids of the Malkhan Complex. *Doklady Earth Sci-*

- ences 448(1), 12—16 (in Russian). doi: 10.1134/S1028334X13010200.
- Glebovitsky V. A., Larin A. M., Sal'nikova E. B., Kotov A. B., Velikoslavinsky S. D., Yakovleva S. Z., Fedoseenko A. M., Anisimova I. V., Sorokin A. A., 2006. Early Cretaceous age of regional metamorphism of the Stanovoi Group in the Dzhugdzhur-Stanovoi foldbelt: Geodynamic implications. *Doklady Earth Sciences* 409(5), 727—731 (in Russian). doi: 10.1134/S1028334X06050102.
- Sorokin A. A., 2005. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Mongolian-Okhotsk fold belt: Abstract Dis. Dr. geol. and min. sci. St. Petersburg, 64 p. (in Russian)
- Sorokin A. A., Ponomarchuk V. A., Kozyrev S. K., Sorokin A. P., Voropaeva M. S., 2003. New isotopic geochronological data for Mesozoic magmatic complexes of the North-Eastern margin of the Amur superterrane. *Tikhookeanskaya geologiya* 22(2), 3—6 (in Russian).
- Stepanov V. A., Melnikov A. V., Moiseenko V. G., 2016. Analysis of the productivity of gold deposits of Amur province. *Doklady Earth Sciences* 470(2), 1027—1030 (in Russian). doi: 10.1134/S1028334X16100251.
- Strikha V. E., 2012. Mesozoic granitoids of the gold-bearing areas of the Upper Amur region. Monograph. Pt. I. Blagoveshchensk: AmSU, 188 p. (in Russian).
- Zhang Hong, Zhao Chunjing, Yao Yizheng, Quan Heng, 2000. Dynamic bases of Mesozoic volcanism in the northern part of the Great Khingan. *Tikhookeanskaya geologiya* 19(1), 109—117 (in Russian).
- Eirish L. V., Sorokin A. P., 2005. The primary sources of gold placers in the Russian Far East, and the degree of their erosion. *Tikhookeanskaya geologiya* 24(4), 62—75 (in Russian).
- Christensen N. I., Mooney W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* 100(B7), 9761—9788.
- Derbeko I. M., 2004. Early Cretaceous intrusive and volcanoplutonic complexes of the North-Greater Khingan zone (Russia) and their role in Au-Ag mineralization. In: *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins*. Vladivostok: Dalnauka, P. 93—96.
- Kravchinsky V. A., Cogne J. P., Harbert W. P., Kitzevskiy M. I., 2002. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberis. *Gephys. J. Int.* 148, 34—57.

Сейсмическая визуализация плюмов и сверхглубинных флюидов в мантии под территорией Украины

© Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 25 мая 2017 г.

Згідно з тривимірною P -швидкісною моделлю мантиї під Євразією, отриманою методом тейлорового наближення, проведено сейсмічну візуалізацію прояву мантийних плюмів і надглибинних флюїдних процесів. Як вихідні дані використано часи перших вступів P -хвилі згідно з бюлетенями ISC за період 1964—2006 рр. Зона дослідження визначена в інтервалі ($45\text{—}50^\circ$ пн.ш.) \times ($23\text{—}48^\circ$ сх.д.) до глибини 2500 км, в інтервалі ($51\text{—}55^\circ$ пн.ш.) \times ($23\text{—}48^\circ$ сх.д.) до глибини 1700 км відповідно до використаної системи спостережень і охоплює мантию під Сарматією (у тому числі територією України) та її облямування. Визначено флюїдний домен як зону поширення низькошвидкісних неоднорідностей з нижньої та середньої мантиї у верхню і розтікання по латералі верхнього завершення її центральної частини. Центральну, низькошвидкісну частину флюїдного домену визначено як плюм, тобто флюїдний домен є зоною, пов'язаною зі слідами проходження плюма.

Мантия під територією України зазнає впливу Північноазовського, Волино-Оршанського і Центрально-Чорноморського плюмів та зон їх розтікання (флюїдних доменів). Верхня мантия над центральною частиною як Північноазовського (до глибини 525 км), так і Волино-Оршанського флюїдного домену (до глибини 300 км) є високошвидкісною. З огляду на відсутність проявів виходів центральної зони флюїдного домену з нижньої мантиї та наявність високошвидкісної верхньої мантиї, можна очікувати, що обидві зазначені центральні зони, що пов'язані з проявом плюмів, перебувають на стадії загасання. Центральні зони обох флюїдних доменів належать до зон зчленування тектонічних структур: Північноазовський приурочений до зчленування Хоперського мегаблока Воронежського кристалічного масиву і Донбасу, Волино-Оршанський — до зчленування Курського мегаблока Воронежського кристалічного масиву, Оршанської западини (Волино-Оршанський авлакоген) і північно-західної частини Дніпрово-Донецької западини. У зоні розтікання як Північноазовського, так і Волино-Оршанського флюїдного домену виділено 12 надглибинних флюїдів.

Ключові слова: сейсмічна томографія, Україна, Волино-Оршанський флюїдний домен, Північноазовський флюїдний домен, надглибинні флюїди.

Введение. Согласно существующим в настоящее время представлениям [Добрецов, 2010; Хаин, 2010], новая концепция глобальной геодинамики (тектоника) Земли включает в себя:

а) тектонику плит, определяемую конвекцией в верхней и нижней мантии и взаимодействием астеносферы и литосферы;

б) тектонику плюмов, зарождающихся на границе ядро—мантия и определяющих крупные магматические провинции (LIP), или горячие поля, по определению

Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина [Зоненшайн, Кузьмин, 1993];

в) космические факторы, определяющие прежде всего изменения солнечной радиации и вариации климата (циклы Миланковича).

В свою очередь, развитие методов интерпретации геофизических потенциальных полей, сейсмических методов ГСЗ—КМПВ, решения обратных кинематических задач сейсмоки позволило продвигаться в понимании процессов мантийно-

го диапиризма, в том числе на территории Украины, а также получить скоростные модели земной коры и прилегающих верхов мантии вдоль сейсмических профилей. Наиболее полно материалы по мантийному диапиризму на территории Украины представлены в работе Ю. П. Оровецкого [Оровецкий, 1990]. Автором отмечаются области проявления мантийных диапиров транскорвых геофизических аномалий в пределах Украинского щита (УЩ): Подольской (Подольский мегаблок), Кировоградской (Ингульский мегаблок), Волынской (Волынский мегаблок), Приазовской (Приазовский мегаблок). Учитывая возможную связь мантийных диапиров и плюмов, рассмотрим сейсмическую визуализацию плюмовых процессов, имеющих влияние на мантию под территорией Украины.

Методика. Сейсмическая визуализация проявления плюмов и сверхглубинных флюидов в мантии под территорией Украины определяется решением обратной линейаризированной многомерной кинематической задачи сейсмоки (задачи сейсмической томографии). В работе использована трехмерная P -скоростная модель мантии, полученная методом тейлорового приближения, предложенного В. С. Гейко [Гейко, 1997; Geuko, 2004]. Тейлорова аппроксимация трехмерной задачи обращения времен пробега имеет следующие ключевые преимущества [Geuko, 2004] по сравнению с методом классической линейаризации Романова—Лаврентьева [Лаврентьев и др., 1980]:

1) дает ощутимый выигрыш в точности приближения нелинейности;

2) справедлива при более слабых ограничениях на скорость; тейлорово приближение применимо при наличии в разрезе зон с пониженной скоростью;

3) не требует задания референтной скорости как начального приближения;

4) является задачей, корректной по Тихонову, вместо существенно некорректной задачи классической линейаризации;

5) значительно сокращает размерность задачи численного обращения, поскольку предполагает сканирование поля времен

и обращение годографов-сечений вместо его обращения в целом;

б) в равной мере справедлива для решения как в прямоугольной декартовой системе координат, так и в полярной системе благодаря известному конформному отображению шара на полупространство [Gerver, Markushevich, 1966].

В качестве исходных были использованы данные о временах прихода первых вступлений P -волн, представленные в бюллетенях ISC за 1964—2006 гг. на станции мировой сейсмической сети. Схема плотности использованных исходных данных приведена в работе [Цветкова и др., 2010].

Согласно выполненному тестированию, точность обращения годографов составляет 0,015 км/с. Отметим, что результатом решения задачи сейсмической томографии является модель, оптимальная в пределах принятых физико-математических представлений. Последние включают в себя: аксиоматику, теорию метода, принятую параметризацию среды, численные методы решения задачи, аппроксимирующие методы, графические методы и др.

Модель мантии представляется в виде горизонтальных сечений (в истинных скоростях с шагом 25 км по глубине) и вертикальных сечений с шагом 1° в невязках скорости (δ) относительно обобщенной модели средней скорости:

$$\delta = V_{\text{нет}} - V_{\text{aver}}.$$

Обобщенная модель средняя скорость — глубина $\{V_{\text{min}(z)}, V_{\text{max}(z)}, V_{\text{aver}(z)}\}$ представлена до глубины 2500 км в статье [Бугаенко и др., 2008]. Сравнение этой модели и глобальных одномерных референтных моделей приведено в работе [Geuko, 2004]. На рис. 1 показано соотношение обобщенная средняя скорость — глубина. Сечение изолиний невязок скорости (δ) составляет 0,025 км/с.

Трехмерная P -скоростная модель мантии под Восточно-Европейской платформой (в том числе под территорией Украины), а именно верхняя мантия и ее переходная зона, представлена в работах [Гейко и др., 2005, 2006; Шумлянская и др.,

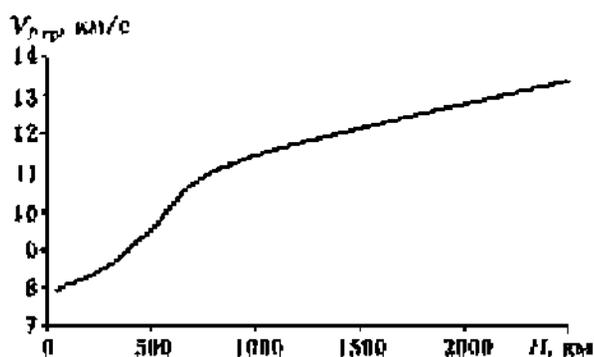


Рис. 1. Обобщенная модель средняя скорость — глубина.

2007, 2014; Шумлянская, 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2014; Цветкова и др., 2016]. Для мантии под Фенноскандией плюмы и сверхглубинные системы флюидов рассмотрены в публикациях [Цветкова и др., 2015а,б].

Восточно-Европейская платформа делится на три части: Фенноскандию, Волго-Уралию и Сарматию [Shchipansky, Bogdanova, 1996]. Границей между Фенноскандией и Сарматией служит Вольно-Оршанский авлакоген, а между Волго-Уралией и Сарматией — Пачелмский авлакоген (рис. 2). В данной статье рассматривается трехмерная P -скоростная модель

мантии в пределах ($45\text{--}55^\circ$ с.ш.) \times ($23\text{--}48^\circ$ в.д.), включающая область Сарматии (в том числе УЩ) и ее окружение. Используемые данные позволяют осветить скоростное строение мантии в интервале $45\text{--}50^\circ$ с.ш. на глубинах до 2500 км и далее на север — до 1700 км.

По скоростным характеристикам мантии под Сарматией относится к мантии по стабильному типу Ю. М. и Д. Ю. Пуцаровских [Пуцаровский, Пуцаровский, 2010]. Следовательно, относительно принятой референтной модели верхняя мантия (граница М — 410 км) характеризуется повышенными скоростями V_p , зона Голицына—Гейко (ЗГГ) — скоростная характеристика переходной зоны верхней мантии (410—650 км) — пониженными скоростями, зона раздела-1 (650—850 км) — повышенными скоростями, средняя мантия (850—1700 км) — пониженными скоростями, зона раздела-2 (1700—2200 км) — повышенными скоростями, нижняя мантия (2200—2900 км) — пониженными скоростями. Границы между верхней мантией, ЗГГ, зоной раздела-1, средней мантией, зоной раздела-2 и нижней мантией определяются нулевой изолинией невязок скорости δ в связи с

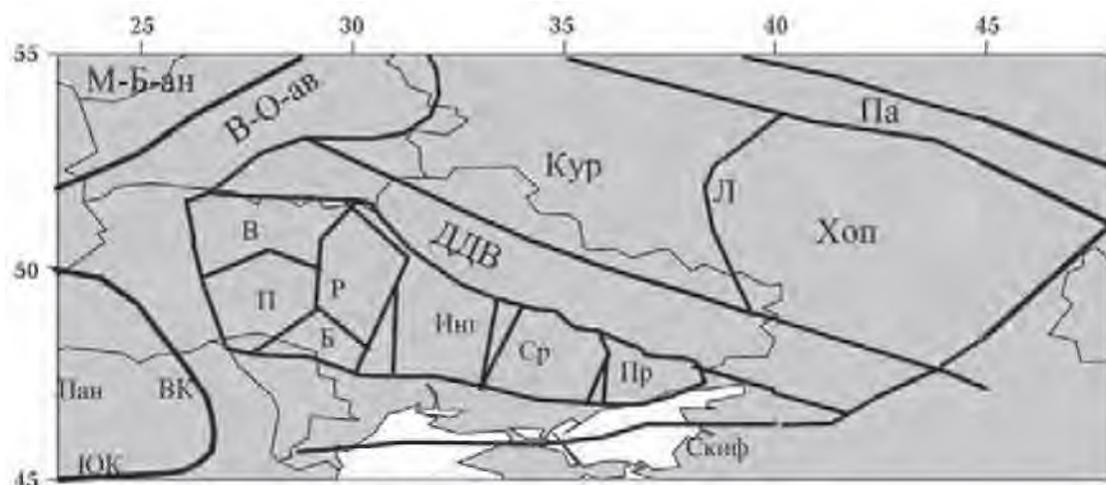


Рис. 2. Упрощенная схема тектонического районирования по В. Е. Хаину [Хаин, 2001] и О. Б. Гинтову [Гинтов, 2005]). Структуры: Б — Бугский мегаблок УЩ, В — Волынский мегаблок УЩ, ВК — Восточные Карпаты, В-О-ав — Вольно-Оршанский авлакоген, ДДВ — Днепрово-Донецкая впадина, Инг — Ингульский мегаблок УЩ, Кур — Курский мегаблок ВКМ, Л — Лосевская шовная зона, М-Б-ан — Мазуро-Белорусская антиклизиса, П — Подольский мегаблок УЩ, Па — Пачелмский авлакоген, Пан — Паннонская впадина, Пр — Приазовский мегаблок УЩ, Р — Росинский мегаблок УЩ, Скиф — Скифская плита, Ср — Среднеприднепровский мегаблок УЩ, Хоп — Хоперский мегаблок ВКМ, ЮК — Южные Карпаты.

чередованием повышения и понижения последних.

Согласно данным работы [Богатиков и др., 2010], под мантийными плюмами понимают струи разогретого мантийного вещества, которые поднимаются из различных глубин до уровня своей плавучести, где их головные части начинают растекаться.

По Ф. А. Летникову, флюид — существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда, состоящая из компонент флюида в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами. Сверхглубинный высокоэнергетический флюид [Летников, 1999] связан с понятием плюмов, отделяющихся от земного ядра. Согласно Ф. А. Летникову, «сформировалось представление о том, что в геологической истории Земли от жидкого ядра Земли неоднократно отделялись мощные газовые потоки, которые со временем достигали верхних горизонтов литосферы, включая и земную кору. Эти восходящие потоки флюидов, в которых преобладают газы и летучие компоненты широкого круга элементов, получили название плюмов».

В скоростных разрезах плюмы проявляются как низкоскоростные аномалии, распространяющиеся, возможно, от границы ядро—мантия до коры. Сверхглубинным

флюидным процессам соответствует чередование субвертикально расположенных повышенных и пониженных аномалий скорости, возможно, начиная от нижней мантии.

В мантии под Сарматией выделяются области, основной особенностью которых является распространение низкоскоростных неоднородностей из средней мантии через зону раздела-1 в ЗГГ. Как следствие этого, отмечается специфика скоростной расслоенности верхней мантии и ЗГГ. В работах [Добрецов и др., 2001; Nataf, 2000] распространение пониженных скоростей из нижней и средней мантии в верхнюю, возможное вплоть до коры, связывается с сейсмическим проявлением плюмовых процессов. Субвертикальные скоростные колонки чередующихся повышенных и пониженных аномалий скорости распространения сейсмических волн связываются с сейсмическим проявлением сверхглубинных флюидов [Гуфельд, 2007].

Геофизические признаки плюмовых процессов определяются характерными особенностями, а именно более глубоким залеганием границы М (более 45 км), положительными гравитационными аномалиями и повышенным тепловым потоком, низкоскоростной областью, распространяю-

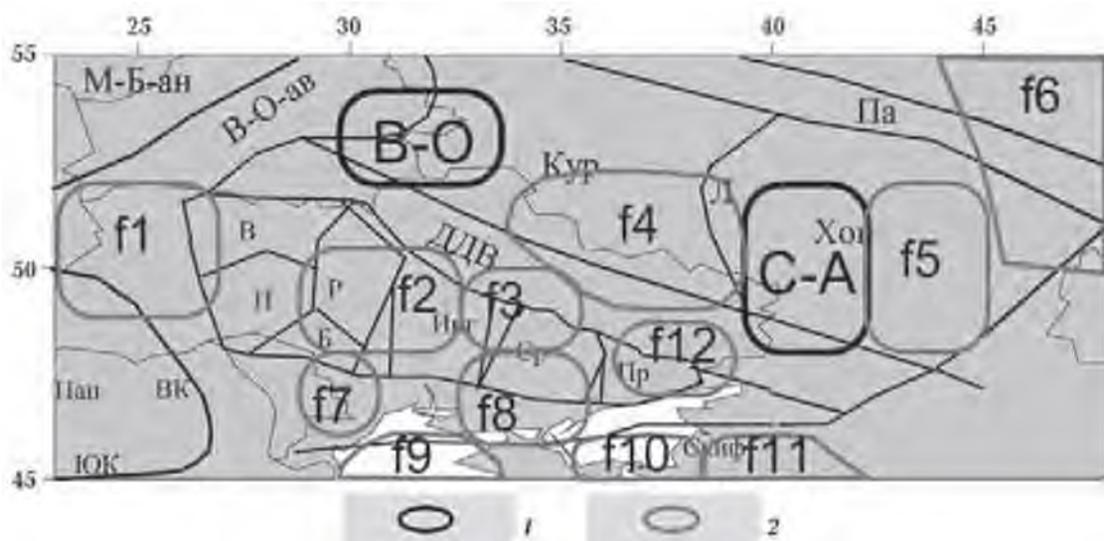


Рис. 3. Центральные части флюидных доменов (1) и сверхглубинные флюиды (2) исследуемой территории: В-О — Вольно-Оршанский ФД, С-А — Северо-Азовский ФД, f1—f12 — сверхглубинные флюиды.

щейся от нижней мантии вверх [Богатиков и др., 2010]. Определим *флюидный домен* (ФД) как область выходов низкоскоростных неоднородностей из нижней и средней мантии в верхнюю, возможно, вплоть до коры (центральная часть) включительно, и растекания по латерали вершин их центральной части. Центральная, низкоскоростная, часть ФД определяется как плюм. Отсюда ФД — это область, связанная со следами прохождения плюмов. В то же время следует отметить, что возможна локализация подошвы плюма в любой из геосфер мантии при общем распространении низкоскоростной неоднородности вверх. Границы области растекания определяются изменением скоростной структуры: переходом к области с повышенными скоростями или в низкоскоростную среднюю мантию. В данной статье с учетом трехмерности скоростной модели мантии рассмотрены растекания в направлениях юг—север и восток—запад для исследуемых глубин.

Отметим, что, согласно модельным исследованиям, время существования докембрийских плюмов (флюидов) [Добрецов, 2010] составляет 120 млн лет, активное время существования плюма — предположительно 25 млн лет [Добрецов, 2010; Фурман, 2010]. Затухание плюмового процесса связывается с исчезновением нижней части (ножки) в нижней и средней мантии, предположительно после 34 млн лет [Фурман, 2010]. Время существования фанерозойских (в том числе современных) плюмов — 32 млн лет [Добрецов, 2010; Фурман, 2010]. Глобальные (но иногда с локальным усилением) циклы, связанные с периодичностью плюмов, кратной 30 млн лет, составляют 30, 60, 90 и 120 млн лет [Добрецов, 2010].

Исходя из этого, данные сейсмической томографии представляют сейсмическую визуализацию следов распространения наиболее молодых плюмов.

Результаты. Таким образом, на скоростных сечениях трехмерной P -скоростной модели мантии территории Сарматии визуализируются, как минимум две разновидности скоростных неоднородностей,

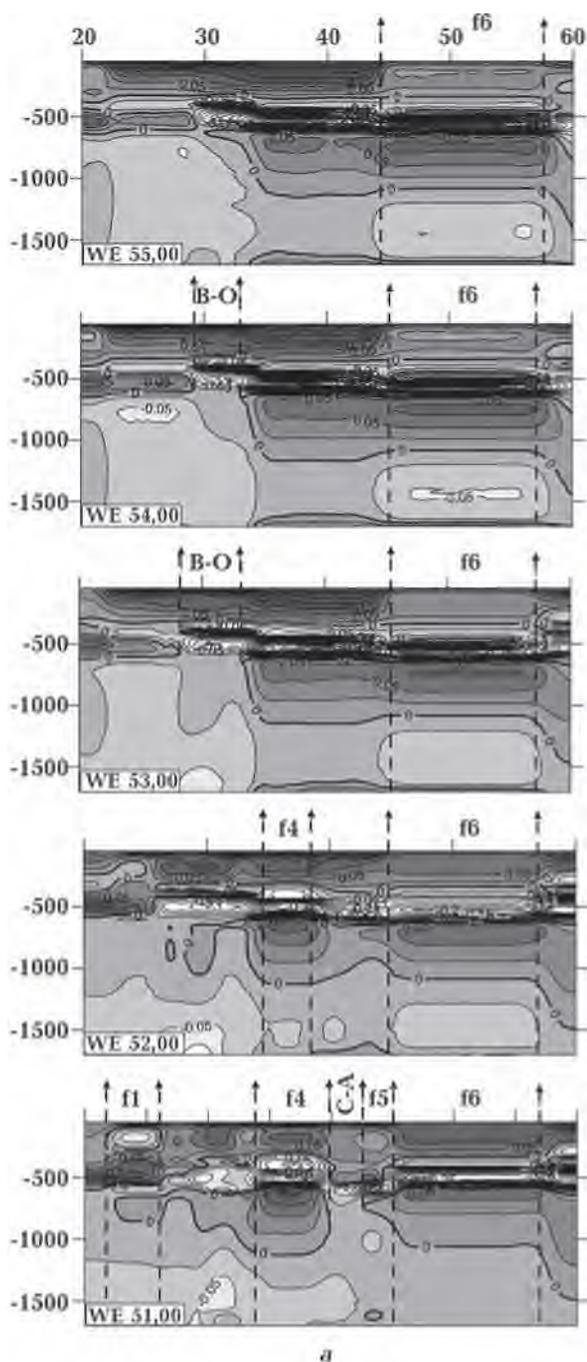
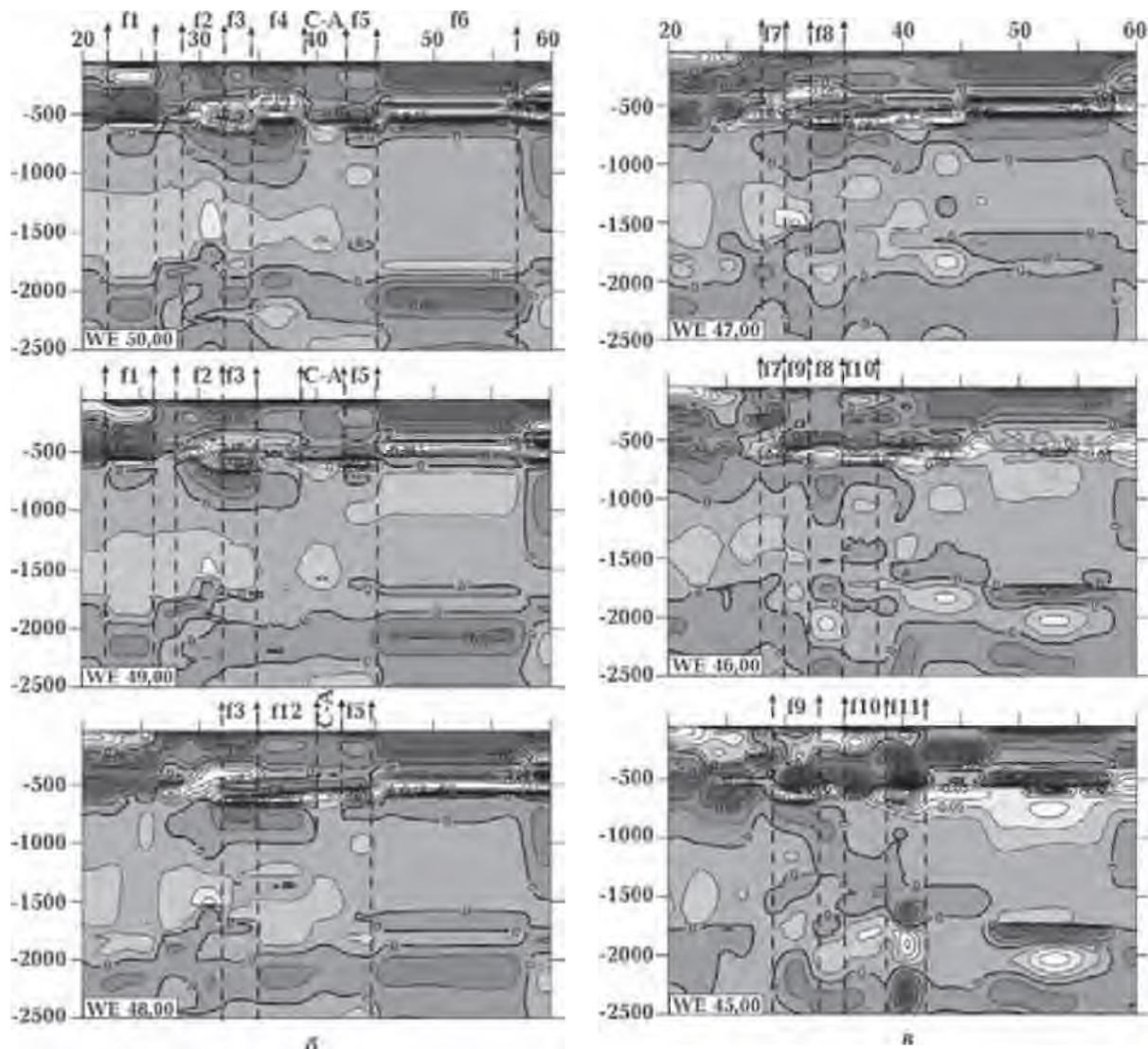


Рис. 4. Широтные вертикальные сечения трехмерной P -скоростной модели мантии исследуемой территории. Координаты: а — 55—51° с.ш., б — 50—48° с.ш., в — 47—45° с.ш.; сокращения: В-О — центральная часть Вольно-Оршанского ФД, С-А — центральная часть Северо-Азовского ФД, f1—f12 — сверхглубинные флюиды исследуемой территории (см. рис. 3—5).

связанных с плюмовыми процессами, — флюидные домены, центральные области которых являются собственно плюмами,



Продолжение рис. 4.

и сверхглубинные флюиды (*f*), представленные субвертикальными скоростными колонками чередующихся повышенных и пониженных аномалий скорости. Плановое положение этих мантийных структур показано на рис. 3.

Для рассматриваемого региона характерны следующие флюидные домены: Северо-Азовский, Вольно-Оршанский, Центрально-Черноморский. Их центральным частям (областям плюмов) соответствуют координаты: Северо-Азовский ФД — (39—42° в.д.)×(48—52° с.ш.); Вольно-Оршанский ФД — (29—33° в.д.)×(53—54° с.ш.). Центрально-Черноморский плюм, расположенный к югу от территории Украины (34—

35° в.д.; 42—45° с.ш.), представлен в работах [Бугаенко и др., 2008; Гинтов и др., 2016], поэтому здесь не рассматривается.

Северо-Азовский ФД. Центральная часть домена относится к мантии под Сарматией, а именно к сочленению мантии под Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ) (Донбассом) и Хоперским мегаблоком Воронежского кристаллического массива (рис. 3, 4, 5). Выход низкоскоростной средней мантии через зону раздела-1 и переходную зону фиксируется на глубине 525 км (рис. 4, *a*, сечение 51°; рис. 5, *б*, сечения 48—50°). Отмечается отсутствие низкоскоростных выходов из нижней мантии и зоны раздела-2, что, как было пред-

ставлено выше, предполагает затухание плюма. В то же время наблюдаются низкоскоростные аномалии в средней мантии, в области «выхода» плюма.

Широтному сечению 50° с.ш. (рис. 4, б) центральной части Северо-Азовского ФД, соответствуют следующие скоростные характеристики: скоростная расслоенность высокоскоростной верхней мантии — сгущение изолиний невязок скорости (до $0,075$ км/с) в более высокоскоростном слое на глубине 50 — 100 км; наличие более высокоскоростного слоя ($0,025$ — $0,05$ км/с) на глубинах 475 — 525 км. Необходимо отметить существенно увеличенную мощность высокоскоростной верхней мантии до глубины 525 км. В средней и нижней мантии в центральной области плюма выделяются низкоскоростные аномалии ($-0,025$ км/с).

На остальных широтных сечениях, которые проходят через центральную часть Северо-Азовского ФД, сохраняется аналогичная скоростная характеристика мантии с незначительными изменениями конфигурации изолиний (рис. 4, а, б).

Согласно приведенному выше определению области растекания, восточная область растекания Северо-Азовского ФД распространяется на широтных сечениях мантии от центральной части ФД на восток до окончания Прикаспийской впадины (58° в.д.). Для сечения 52° с.ш. области растекания соответствует мантия под южным окончанием Волго-Уралии (Жигулевско-Оренбургским массивом и Восточно-Жигулевской проекцией), что выходит за пределы рассматриваемой области исследования. Залегание кровли переходной зоны в обоих случаях определено на глубине 325 км, подошва в первом случае — на глубинах 550 — 575 , во втором — 625 км.

Западная область растекания Северо-Азовского ФД определена по кровле переходной зоны на глубине 300 км и заканчивается выходом ее через зону раздела-1 в среднюю мантию (26° в.д.). На сечениях 48 — 51° с.ш. указанная область ограничена высокоскоростным наклонным слоем, который распространяется начиная с глу-

бины 50 км от мантии под Подольским мегаблоком УЩ. Для сечения 52° с.ш. начало наклонного слоя определено на глубине 300 км, его завершение — на глубине 575 км в переходной зоне верхней мантии под Припятской впадиной.

Долготные сечения (см. рис. 5, 40° в.д.) соответствуют основным приведенным скоростным характеристикам широтных сечений ФД.

Северная область растекания Северо-Азовского ФД ограничивается мантией под Хоперским мегаблоком (Варваринский блок) Воронежского кристаллического массива (ВКМ) (55° с.ш.). Южная область растекания включает в себя мантию под Скифской плитой (45° с.ш.) и простирается далее до мантии под Рионской впадиной, которая находится за пределами области рассмотрения.

Волыно-Оршанский ФД. Центральная часть домена относится к сочленению мантии под Курским мегаблоком ВКМ, Оршанской впадиной (Волыно-Оршанский авлакоген) и северо-западной частью ДДВ (см. рис. 3, 4, а, в, 5). Используемая система наблюдений позволяет охарактеризовать распределение скорости в рассматриваемой области до глубины 1700 км. Выход низкоскоростной средней мантии через зону раздела-1 в переходную зону определяется на глубине 650 км.

Широтному сечению 53° с.ш. (рис. 4, а), проходящему через центральную часть домена, соответствуют следующие основные скоростные характеристики: подошва высокоскоростной верхней мантии определена на глубине 300 км; на глубине 50 — 125 км наблюдается сгущение изолиний невязок скорости, изменяющихся в интервале $0,1$ — $0,2$ км/с. Начиная с глубины 300 км и до 1700 км общей характеристикой мантии являются низкие скорости. В центральной части ФД низкоскоростной слой на глубине 300 — 650 км разделен на три части: на глубине 375 — 425 км выделяется высокоскоростная линза с невязками до $0,1$ км/с; верхняя часть слоя характеризуется значением невязки скорости до $-0,05$ км/с; нижняя часть — до $-0,125$ км/с.

Аналогичная трехслойность характерна для плюмов Фенноскандинавского щита [Цветкова и др., 2015а,б].

Для широт 53—54° с.ш. восточные области растекания Вольно-Оршанского ФД связаны с мантией под ВКМ (до Лосевской шовной зоны), западные области растекания — с мантией под Вольно-Оршанским авлакогеном и Мазуро-Белорусской антеклизой (до 15° в.д.). Для широты 52° с.ш. западная часть ФД охватывает Припятскую впадину и ограничена мантией под Подляско-Брестской впадиной.

Долготные сечения (см. рис. 5, 31° в.д.) соответствуют основным приведенным скоростным характеристикам широтных сечений ФД.

Долготные области растекания ограничены мантией под Оршанской впадиной на северном направлении (до 60° с.ш.). На южном направлении, для долгот 28—30° в.д., область растекания ограничена мантией под Северной Добруджей, для долгот 31—33° в.д. — северо-западным шельфом Черного моря (Каркинитский грабен). Следует отметить, что для последних сечений область растекания ограничена наклонным высокоскоростным слоем, распространяющемся от мантии под Сарматией до мантии под прогибом Сорокина, что выходит за пределы исследуемой территории.

Сверхглубинные флюиды. Наряду с выделенными плюмами для рассматриваемой территории выделяются субвертикальные колонки, характеризующиеся чередованием пониженных и повышенных аномалий скорости, представляющие проявление сверхглубинных флюидов. Для исследуемой территории выделяется 12 сверхглубинных флюидов, нумерация которых показана на рис. 3—5.

Флюид 1, 50° с.ш. (см. рис. 4, б): в верхней мантии высокоскоростная аномалия (невязки скорости более 0,1 км/с) на глубине 50—100 км и низкоскоростная (более -0,05 км/с) до глубины 280 км, в высокоскоростной переходной зоне аномалии до 0,1 км/с. Выделяется низкоскоростная аномалия более 0,025 км/с на глубине 550—

650 км и высокоскоростная до глубины 850 км, а также высокоскоростная аномалия (более 0,025 км/с) в зоне раздела-2.

Флюид 2, 49° с.ш. (см. рис. 4, б): области определения соответствует часть наклонного слоя, распространяющегося от ВКМ до Скифской плиты, между высокоскоростной верхней мантией (стучение изолиний на глубинах 50—100 км, значение невязок скорости 0,15 км/с) и низкоскоростной переходной зоной (более -0,15 км/с). Выделяется высокоскоростная зона раздела-1 (более 0,05 км/с), более низкоскоростная (более -0,05 км/с) аномалия в средней мантии на глубине 1400—1550 км и аномалии в зоне раздела-2 и нижней мантии.

Флюид 3, 49° с.ш. (см. рис. 4, б): высокоскоростная верхняя мантия до глубины 300 км. В низкоскоростной переходной зоне верхней мантии до глубины 675 км определяется высокоскоростная линза на глубине 500—550 км. Выделяется высокоскоростная зона раздела-1 (более 0,05 км/с) и высокоскоростная аномалия (до 0,025 км/с) на глубине 1700—1775 км в низкоскоростной средней мантии.

Флюид 4, 50° с.ш. (см. рис. 4, б): в высокоскоростной верхней мантии до 300 км выделяется более высокоскоростная область на глубине 50—100 км (более 0,175 км/с). Низкоскоростная до 580 км переходная зона верхней мантии характеризуется двумя аномалиями с максимумами до -0,075 км/с на глубине 400 км и -0,2 км/с на 500 км. Высокоскоростная до 1600 км зона раздела-1 содержит аномалию со значением невязки скорости до 0,075 км/с на глубине 600—700 км. Также выделяется аномалия в высокоскоростной зоне раздела-2 на глубине 1850—1975 км.

Флюид 5, 50° с.ш. (см. рис. 4, б): в высокоскоростной верхней мантии на глубине 50—100 км выделяется более высокоскоростная аномалия (более 0,175 км/с) и менее высокоскоростная (меньше 0,025 км/с) на глубине 120—300 км. В переходной зоне верхней мантии высокоскоростная аномалия (более 0,05 км/с) на глубине 450—550 км и низкоскоростная (более -0,15 км/с) на глубине до 700 км. В низко-

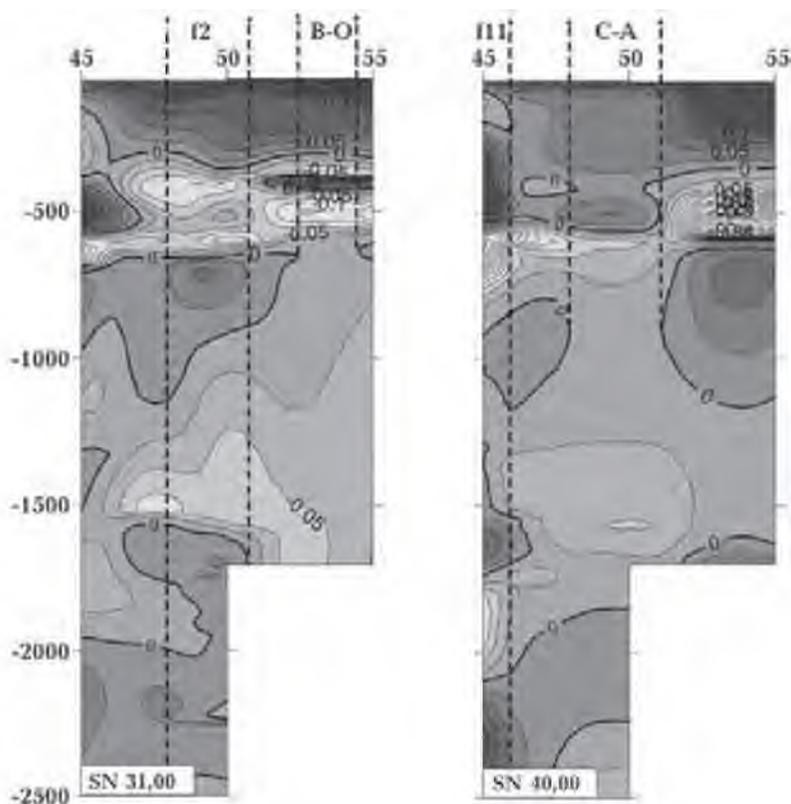


Рис. 5. Долготные вертикальные сечения трехмерной P -скоростной модели мантии исследуемой территории, пересекающие центральную часть Волыно-Оршанского (31° в.д.) и Северо-Азовского (40° в.д.) ФД. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

скоростной средней мантии прослеживается более низкоскоростная аномалия (меньше $-0,05$ км/с) на глубине 420—500 км и высокоскоростная (до $0,025$ км/с) на глубине 1580—1650 км.

Флюид 6, 52° с.ш. (см. рис. 4, а): высокоскоростная верхняя мантия (более $0,075$ км/с) до глубины 330 км, сильно низкоскоростная переходная зона (более $-0,2$ км/с) и высокоскоростная зона раздела-1 со значением невязки скорости более $0,05$ км/с. В низкоскоростной средней мантии определена низкоскоростная аномалия (более $-0,25$ км/с) на глубине 1300—1630 км.

Флюид 7, 47° с.ш. (см. рис. 4, в): в высокоскоростной верхней мантии на глубине 100—175 км выделяется менее высокоскоростная область (меньше $0,025$ км/с). Переходная зона низкоскоростная, зона раздела-1 — высокоскоростная. Выделяется более низкоскоростная аномалия (более

$-0,05$ км/с) на глубине 1400—1550 км в низкоскоростной средней мантии и более высокоскоростная (более $0,025$ км/с) на глубине 1875—2000 км в высокоскоростной зоне раздела-2.

Флюид 8, 47° с.ш. (см. рис. 4, в): высокоскоростная верхняя мантия до глубины 300 км, в низкоскоростной переходной зоне присутствует высокоскоростная аномалия на глубине 500—550 км. В высокоскоростной зоне раздела-1 отмечается более высокоскоростная аномалия (более $0,025$ км/с). Также выделяются аномалии в средней мантии и зоне раздела-2.

Флюид 9, 45° с.ш. (см. рис. 4, в): верхняя мантия до 125 км является высокоскоростной (более $0,05$ км/с), до 380 км — низкоскоростной (более $-0,05$ км/с). Переходная зона до 580 км высокоскоростная (более $0,15$ км/с), до 700 км — низкоскоростная (более $-0,2$ км/с). В средней мантии, зоне раздела-2 и нижней мантии также наблю-

дается чередование аномалий.

Флюид 10, 47° с.ш. (см. рис. 4, в): до 75 км верхняя мантия высокоскоростная, до 300 км — низкоскоростная (невязки скорости более $-0,1$ км/с). Переходная зона высокоскоростная до 675 км (более $0,125$ км/с), зона раздела-1 — низкоскоростная. В низкоскоростной зоне раздела-2 присутствует более низкоскоростная аномалия (менее $-0,05$ км/с) на глубине 1250—1350 км.

Флюид 11, 47° с.ш. (см. рис. 4, в): характеризуется наиболее контрастным чередованием скоростных аномалий на всем протяжении глубин исследуемой территории, особенно в нижней части средней мантии, зоне раздела-2 и нижней мантии.

Флюид 12, 48° с.ш. (см. рис. 4, б): в высокоскоростной верхней мантии до глубины 380 км выделяется менее высокоскоростная аномалия (менее $0,025$ км/с) на глубине 125—225 км. Переходная зона является низкоскоростной до глубины 700 км с высокоскоростной линзой на глубине 450—560 км. В низкоскоростной средней мантии присутствуют две более низкоскоростные аномалии (более $-0,025$ км/с) на глубине 1175—1290 и 1500—1880 км. В высокоскоростной зоне раздела-2 определена более высокоскоростная аномалия на глубине 2030—2240 км.

Как отмечалось выше, плюмовым и сверхглубинным флюидным процессам кроме сейсмической визуализации должны соответствовать повышенный тепловой поток и повышенная гравитационная аномалия. Сложность этих связей в общем случае определяется нелинейностью и глубиной рассматриваемых мантийных

процессов. Как правило, построены карты для указанных полей на уровне земной поверхности (тепловое поле) или уровне моря (аномалии Буге и Фая). На карте теплового потока на уровне земной поверхности [Geotermal..., 1981] и на карте гравитационных мантийных аномалий [Кабан, 2001] отмечается выполнение указанных выше требований.

Выводы. Приведенные данные позволяют заключить следующее.

1. Мантия под территорией Украины находится под влиянием Северо-Азовского, Вольно-Оршанского и Центрально-Черноморского ФД и областей их растекания.

2. Верхняя мантия как над Северо-Азовским ФД (до глубины 525 км), так и над Вольно-Оршанским ФД (до глубины 300 км) высокоскоростная.

3. В рассматриваемом случае с учетом отсутствия проявлений выходов центральной области ФД из нижней мантии и наличия высокоскоростной верхней мантии можно ожидать, что обе указанные центральные области, связанные с проявлением плюмов, находятся на стадии затухания.

4. Как Северо-Азовский, так и Вольно-Оршанский ФД (центральные области) относятся к областям сочленения тектонических структур. Северо-Азовский ФД приурочен к сочленению Хоперского мегаблока ВКМ и Донбасса; Вольно-Оршанский — Курского мегаблока ВКМ, Оршанской впадины (Вольно-Оршанский авлакоген) и северо-западной части ДДВ.

5. В области растекания как Северо-Азовского, так и Вольно-Оршанского ФД выделяются 12 сверхглубинных флюидов.

Список литературы

- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм. Тектоника. Геодинамика Земли. Москва: Наука, 2010. 607 с.
- 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.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 48—68.
- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 27—39.
- 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.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформации земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 568 с.
- 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.
- Гуфельд И. А. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМаш, 2007. 160 с.
- Добрецов Н. А. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели Земли. *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 761—784.
- Добрецов Н. А., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 405 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. Москва: Наука, 1993. 192 с.
- Кабан М. К. Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести. *Российский журнал наук о Земле*. 2001. Т. 3. № 2. http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/v03con_r.htm#no2.
- Лаврентьев М. М., Романов В. Г., Шишатский С. П. Некоторые проблемы математической физики и анализа. Москва: Наука, 1980. 286 с.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной среды и проблемы рудообразования. Смирновский сборник. Москва: Изд-во МГУ, 1999. С. 63—95.
- Оронецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. Киев: Наук. думка, 1990. 172 с.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: Геос, 2010. 138 с.
- Старостенко В. И., Лукин А. Е., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А. Геофлюиды и современное проявление активизации Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн*. 2014. Т. 36. № 5. С. 3—25.
- Фурман В. Теплоперенесення і теплова дифузія в плинні конвективних мантийних паюнів Землі. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геолог.* 2010. Вип. 24. С. 35—49.
- Хаин В. Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли. *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 753—760.
- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 604 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—87.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Структура низкоскоростных областей в мантии северной Европы. *Труды Карельского научного центра РАН*. 2015а. № 7. С. 106—126.
- Цветкова Т., Бугаенко И., Заец Л. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. Saarbrücken (Deutschland): LAP LAMBERT Academic Publ., 2015б. 138 с.
- Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской и Баренцево-Печорской платформ: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Волго-Уралней, Прикаспийской впадиной и Баренцево-Печорской платформой. *Геофиз. журн*. 2010. Т. 32. № 5. С. 35—50.
- Шумлянская Л. А. Мантийные блоки и зоны повышенной проницаемости мантии Украинского щита. *Геофиз. журн*. 2008. Т. 30. № 2. С. 135—144.
- Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность. *Геофиз. журн*. 2007. Т. 29. № 1. С. 122—131.
- Шумлянская Л. А., Трипольский А. А., Цветкова Т. А. Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита. *Геофиз. журн*. 2014. Т. 36. № 4. С. 95—117.
- Gerver M., Markushevich V., 1966. Determination of a seismic wave velocity from the travel-time curve. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 11, 165—173.
- Geyko V. S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн* 26(2), 3—32.
- Geothermal atlas of Europe, 1981. Ed. Hurtig. Potsdam: Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH Gotha.
- Nataf H.-C., 2000. Seismic imaging of mantle plumes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 391—417. doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.391.
- Shchipsansky A., Bogdanova S. V., 1996. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets aulacogen. *Tectonophysics* 268(1-4), 109—125.

Seismic visualization of plumes and super-deep fluids in mantle under Ukraine

© T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets, 2017

According to the Taylor approximation of the three-dimensional P-velocity model of the mantle under Eurasia, a seismic visualization of the manifestation of mantle plumes and super-deep fluid processes was carried out. As initial data, the times of the first arrival of the P-wave were used according to the ISC bulletins for the period 1964—2006. The research area is defined in the interval (45—50° N) × (23—48° E) to the depth of 2500 km, in the interval (51—55° N) × (23—48° E) to the depth of 1700 km according to the used observation system and includes a mantle near Sarmatia (including the territory of Ukraine) and its surroundings. The fluid domain is defined as the region of the yields of low-velocity heterogeneities from the lower, middle mantle to the upper one and spreading along the laterals of their central part. The central, low-velocity part of the fluid domain is defined as a plume. Hence, the fluid domain is an area associated with traces of the passage of plumes.

The mantle under the territory of Ukraine is under the influence of the North-Azov, Volyn-Orsha and Central-Black Sea fluid domains and regions of their spreading. The upper mantle above the central part of the North-Azov fluid domain (to a depth of 525 km) and above the central part of the Volyn-Orsha fluid domain (to a depth of 300 km) is high-velocity one. In the case under consideration, taking into account the absence of manifestations of the outlet of the central region of the fluid domain from the lower mantle and the presence of a high-velocity upper mantle, it can be expected that both of these central regions associated with the manifestation of plumes are in the decay stage. The central regions of both the North-Azov and Volyn-Orsha fluid domains belong to the areas of articulation of tectonic structures. The North Azov fluid domain is confined to the junction of the Koper megablock of the Voronezh Massif and the Donbas, the Volyn-Orsha to the Kursk megablock of the Voronezh Massif, the Orsha Depression (Volyn-Orsha aulakogen) and the north-western part of the Dneprovo-Donets Basin. In the area of spreading of both the North-Azov and Volyn-Orsha fluid domains, 12 super-deep fluids are emitted.

Key words: seismic tomography, Ukraine, Volyn-Orsha fluid domain, North-Azov fluid domain, super-deep fluids.

References

- Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V., 2010. Magmatism. Tectonics. Geodynamics of the Earth. Moscow: Nauka, 607 p. (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 adjacent territory. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 145—160 (in Russian).
- Geyko V. S., 1997. Taylor approximation of the wave equation and the eikonal equation in inverse seismic problems. *Geofizicheskiy zhurnal* 19(3), 48—68 (in Russian).
- Geyko V. S., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2005. Regional 3-D P-velocity model of the Sarmatian mantle (south-west of the East European platform). *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 27—39 (in Russian).
- Geyko V. S., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine from the times of arrival of P-waves. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of the Earth's crust of the Ukraine. Kiev: Feniks, 568 p. (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 Eastern Mediterranean and their geodynamic interpretation. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(1), 17—29 (in Russian).
- Gufeld I. L., 2007. Seismic process. Physico-chemical aspects. Korolev: TsNIIMash Publ., 160 p. (in Russian).
- Dobretsov N. L., 2010. Global geodynamic evolution of the Earth and global geodynamic models of the Earth. *Geologiya i geofizika* 51(6), 761—784 (in Russian).
- Dobretsov N. L., Kirdyashkin A. G., Kirdyashkin A. A., 2001. Deep geodynamics. Novosibirsk: Publishing house of the RAS «GEO», 405 p. (in Russian).
- Zonenshayn L. P., Kuzmin M. I., 1993. Paleogeodynamics. Moscow: Nauka, 192 p. (in Russian).
- Kaban M. K., 2001. Gravitational model of the crust and

- upper mantle of Northern Eurasia Mantle and isostatic anomalies of gravity. *Rossiyskiy zhurnal nauki o Zemle* 3(2) (in Russian). http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/v03con_r.htm#no2.
- Lavrentyev M. M., Romanov V. G., Shishatskiy S. P., 1980. Some problems of mathematical physics and analysis. Moscow: Nauka, 286 p. (in Russian).
- Letnikov F. A., 1999. Fluid facies of the continental environment and ore formation problems. Smirnovsky collection. Moscow: MSU Publ. House, 63—95 (in Russian).
- Orovetskiy Yu. P., 1990. Mantle diapirism. Kiev: Naukova Dumka, 172 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu., 2010. Geology of the Earth's mantle. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Lukin A. E., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., 2014. Geofluids and the modern manifestation of the activation of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 3—25 (in Russian).
- Furman V., 2010. Heat transfer and heat diffusion in the plinth of convective Manti plumes. *Visnyk Lvivskogo universyteta. Ser. geologichna* 24, 35—49 (in Ukrainian).
- Khain V. E., 2010. On the basic principles of building a truly global model of the dynamics of the Earth. *Geologiya i geofizika* 51(6), 753—760 (in Russian).
- Khain V. E., 2001. Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnyy Mir, 604 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., 2012. Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 161—172 (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2016. Speed divisibility of the mantle under Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(4), 75—87 (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2015a. Structure of low-speed regions in the mantle of northern Europe. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN* (7), 106—126 (in Russian).
- Tsvetkova T., Bugaenko I., Zaets L., 2015b. Three-dimensional P-velocity model of the mantle of Fennoscandia. Saarbrücken (Deutschland): LAP LAMBERT Academic Publishing, 138 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2010. Seismotomography of the East European and Barents Pechora platforms: a three-dimensional P-velocity model of the mantle near the Volga-Uralia, the Caspian basin and the Barents-Pechora platform. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(5), 35—50 (in Russian).
- Shumlyanskaya L. A., 2008. Mantle blocks and areas of increased permeability of the mantle of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(2), 135—144 (in Russian).
- Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2007. Three-dimensional high-speed structure of the mantle of the territory of Ukraine and oil and gas content. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(1), 122—131 (in Russian).
- Shumlyanskaya L. N., Tripolskiy A. A., Tsvetkova T. A., 2014. Influence of cortical velocity structure on the results of seismic tomography of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 95—117 (in Russian).
- Gervert M., Markushevich V., 1966. Determination of a seismic wave velocity from the travel-time curve. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 11, 165—173.
- Geyko V. S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн* 26(2), 3—32.
- Geothermal atlas of Europe, 1981. Ed. Hurtig. Potsdam: Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH Gotha.
- Nataf H.-C., 2000. Seismic imaging of mantle plumes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 391—417. doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.391.
- Shchipansky A., Bogdanova S. V., 1996. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets aulacogen. *Tectonophysics* 268(1-4), 109—125.

Низкочастотное рассеяние на полупространстве, заполненном периодической жидкотвердой средой с наклонными слоями

© Ю. В. Роганов¹, В. Ю. Роганов², 2017

¹Tesseral Technologies Inc., Киев, Украина

²Институт кибернетики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 31 мая 2017 г.

Розроблено низкочастотну ефективну модель для середовища з нахиленими рідкими і твердими шарами з проковзуванням, що періодично повторюються. Показано, що для ефективного періодичного n -шарового середовища з твердими похилими шарами з проковзуванням існують $n + 1$ плоских хвиль з фіксованою горизонтальною повільністю, які поширюються вниз. Визначено крайові умови за низкочастотного розсіяння на межі між твердим півпростором і півпростором, заповненим ефективним середовищем. Ці умови залежать від кута нахилу шарів періодичного середовища та його заповнення. На підставі крайових умов виведено лінійні системи рівнянь для коефіцієнтів відбиття і заломлення. Низкочастотне розсіяння на півпросторі з нахиленими твердими шарами з проковзуванням описується системою $n + 3$ рівнянь з $n + 3$ невідомими. При наявності рідкого шару кількість рівнянь і невідомих дорівнює $n + 2$. Якщо нижній напівпростір складається з горизонтальних шарів, кількість рівнянь і невідомих дорівнює 3. Отримано явні формули для коренів цієї системи рівнянь, якщо шари горизонтальні. Теорію продемонстровано на різних прикладах розрахунку коефіцієнтів відбиття і заломлення.

Ключові слова: періодичне рідкотверде середовище, дисперсійне рівняння, розсіяння, коефіцієнти відбиття і заломлення.

Введение. Периодические горизонтально-слоистые среды с твердыми изотропными слоями, находящимися в жестком контакте, в низкочастотном пределе эквивалентны однородной вертикальной трансверсально-изотропной среде [Backus, 1962]. Свойства такой среды определяются осреднением по периоду определенных функций от параметров слоев.

В статье [Schoenberg, Muir, 1989] показано, что эффективной средой для периодической горизонтально-слоистой среды с анизотропными слоями является однородная анизотропная среда, коэффициенты упругости и плотность которой также вычисляются с помощью техники осреднения по периоду.

Эффективная среда для периодической горизонтально-слоистой среды с проскальзываниями между твердыми слоями, которые пропорциональны приложенным напряжениям, является хорошей моделью трещиноватой среды [Schoenberg, 1983]. По свойствам она также является однородной анизотропной средой. Эффективной средой для периодической горизонтально-слоистой среды с жидкими слоями является жидкая среда с эллиптически анизотропной плотностью [Молотков, 1979; Molotkov, 1982].

Будем в дальнейшем считать, что параметры слоев симметричны относительно вертикальной плоскости XZ , в которой рассматривается волновое поле.

Во всех перечисленных случаях классический метод [Аки, Ричардс, 1983] позволяет определить коэффициенты отражения и преломления на границе между упругим и эффективным полупространствами, исходя из краевых условий контакта на интерфейсе. Для эффективной среды с твердыми горизонтальными слоями это — условие непрерывности на границе между полупространствами напряжений τ_{13} , τ_{33} и скоростей смещений u_1 , u_3 . Для эффективной среды с жидкими горизонтальными слоями это — непрерывность u_3 , τ_{33} и отсутствие касательных напряжений $\tau_{13}=0$.

Наличие в периодической пачке как твердых слоев, так и слоев с идеальной жидкостью (с нулевой вязкостью), либо только твердых слоев с полным проскальзыванием ($\tau_{13}=0$ на всех промежуточных границах между слоями) приводит к эффективной среде с большим количеством параметров [Молотков, Хило, 1984; Molotkov, Khilo, 1986; Молотков, 1994; Molotkov, 1997]. Для периода такой жидкотвердой горизонтально-слоистой периодической среды существует 2×2 матричный пропагатор [Schoenberg, 1984; Молотков, 1991; Molotkov, 1992; Роганов, Роганов, 2016], которому соответствует эффективная системная матрица, позволяющая рассматривать такую среду как обобщенную жидкую и вывести формулы для рассеяния на ней.

Рассеянию на полупространстве с жидкоупругой средой в контексте модели Био посвящено много работ [Deresiewicz, Rice, 1960; Lovera, 1987; Rajesh, 2015; Nakagawa, Schoenberg, 2007; Corredor et al., 2016]. Жидкоупругую периодическую бинарную среду в низкочастотном диапазоне можно рассматривать как анизотропную среду Био [Молотков, Бакулин, 1995; Molotkov, Bakulin, 1998; Молотков, 2001; Молотков, Перекарева, 2006; Molotkov, Perecareva, 2007]. Однако при количестве слоев в периоде большем двух требуется более сложная модель, которая содержит параметры волн, относящиеся к разным слоям.

Теория. Плоские волны в периодической горизонтально-слоистой среде с проскальзыванием. Рассмотрим распространение плоских волн при низких частотах в бесконечной периодической горизонтально-слоистой среде с упругими слоями и контактами проскальзывания между ними. Упругие слои являются изотропными и описываются мощностями d_i , плотностями ρ_i , скоростями продольных и поперечных волн $\alpha_i, \beta_i, i=1, \dots, n$. Обозначим $\lambda_i = \rho_i(\alpha_i^2 - 2\beta_i^2)$ и $\mu_i = \rho_i\beta_i^2$ соответствующие параметры Ламе.

Выберем систему координат так, чтобы ось Ox была горизонтальной и проходила через середину первого слоя, а ось Oz была вертикальной и направленной вниз (рис. 1).

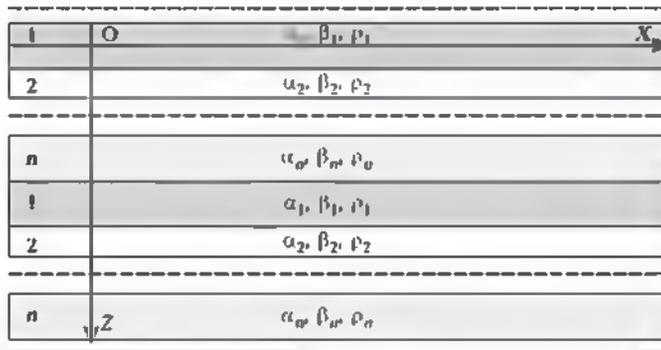


Рис. 1. Периодическая среда с твердыми горизонтальными слоями с проскальзыванием.

В статье предполагается, что все плоские волны распространяются в плоскости XOZ , имеют горизонтальную медленность p , круговую частоту $\omega=2\pi f$ и содержат фазовый множитель $\exp[I\omega(px-t)]$, $I = \sqrt{-1}$, который исключен из соответствующих формул.

Обозначим соответственно $\xi_i = \sqrt{\frac{1}{\alpha_i^2} - p^2}$, $\eta_i = \sqrt{\frac{1}{\beta_i^2} - p^2}$ вертикальные медленности продольных и поперечных волн в упругих слоях, $H=d_1+\dots+d_n$ — мощность периода, $\varepsilon_i=d_i/H$, $\rho = \langle \rho_i \rangle = \varepsilon_1\rho_1 + \dots + \varepsilon_n\rho_n$ — среднюю плотность, \mathbf{M} — пропагатор на расстояние d для упругой среды с параметрами i -го слоя. Пропагатор \mathbf{M} является 4×4 -матрицей и преобразует вектор скоростей смещений-напряжений с одной границы твердого слоя на другую без учета условий проскальзывания.

Условия проскальзывания на границах слоев означают, что там отсутствуют касательные напряжения $\tau_{13}=0$, а компоненты u_1 скоростей смещений разрывны. В работах [Schoenberg, 1984; Молотков, 1991; Molotkov, 1992; Роганов, Роганов, 2016] показано, как преобразовать пропагатор \mathbf{M} , чтобы в нем автоматически учитывались условия проскальзывания на промежуточных границах. Модифицированный пропагатор является 2×2 -матрицей и задается формулой

$$\mathbf{P} = \mathbf{FMG}, \quad (1)$$

где

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} -\mathbf{M}_{32} / \mathbf{M}_{31} & -\mathbf{M}_{34} / \mathbf{M}_{31} \\ 1 & 0 \\ 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}$$

и \mathbf{M}_i — элементы матрицы \mathbf{M} . Матрице \mathbf{P} соответствует системная матрица $\tilde{\mathbf{A}}_i(\omega)$, для которой $\mathbf{P} = \exp(i\omega d \tilde{\mathbf{A}}_i(\omega))$. Используя разложение в ряд

$$\log \mathbf{P} = \log(\mathbf{I} - (\mathbf{I} - \mathbf{P})) = (\mathbf{I} - \mathbf{P}) + (\mathbf{I} - \mathbf{P})^2 / 2 - \quad (2)$$

и учитывая, что

$$\mathbf{I} - \mathbf{P} = I\omega d \begin{pmatrix} 0 & \frac{q_i^2}{\rho_i(1-v_i^2 p^2)} \\ \rho_i & 0 \end{pmatrix} + O(\omega^2), \quad (3)$$

получаем формулу для системной матрицы в низкочастотном приближении эффективной среды с одним периодически повторяющимся i -м твердым слоем с условием проскальзывания на промежуточных границах:

$$\mathbf{A}_i = \tilde{\mathbf{A}}_i(0) = \lim_{\omega \rightarrow 0} \frac{1}{I\omega d} \log \mathbf{P} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{q_i^2}{\rho_i(1-v_i^2 p^2)} \\ \rho_i & 0 \end{pmatrix}, \quad (4)$$

где $q_i^2 = \frac{1}{\alpha_i^2} - p^2$ — вертикальная медленность и $v_i^2 = 4\beta_i^2 \left(1 - \frac{\beta_i^2}{\alpha_i^2}\right)$ — пластинчатая скорость для i -го слоя. Системная матрица (4) описывает вертикально-изотропную среду со скоростями qP и qSV волн по вертикали α_i , 0 соответственно и параметрами Томсона $\epsilon=0$ и $\delta = -2 \frac{\beta_i^2}{\alpha_i^2} \left(1 - \frac{\beta_i^2}{\alpha_i^2}\right)$. Значение параметра δ достигает значения $-0,5$, если $\alpha^2 = 2\beta^2$.

Системной матрицей горизонтально-слоистой периодической упругой среды в низкочастотном диапазоне является осреднение системных матриц (4) по мощностям слоев [Roganov, Stovas, 2012]:

$$\mathbf{A}_e = \epsilon_1 \mathbf{A}_1 + \dots + \epsilon_n \mathbf{A}_n = \begin{pmatrix} 0 & \left\langle \frac{q_i^2}{\rho_i(1-v_i^2 p^2)} \right\rangle \\ \rho & 0 \end{pmatrix}, \quad (5)$$

Собственными числами системной матрицы \mathbf{A} являются вертикальные медленности q плоских волн в эффективной среде. Поскольку $\det(q\mathbf{I} - \mathbf{A}_e) = q^2 - \rho \left\langle \frac{q_i^2}{\rho_i (1 - v_i^2 p^2)} \right\rangle$ то дисперсионное уравнение для эффективной среды имеет вид

$$\frac{1/\alpha_i^2 - p^2}{\rho_i (1 - v_i^2 p^2)} = \dots = \frac{1/\alpha_n^2 - p^2}{\rho_n (1 - v_n^2 p^2)} = \frac{q^2}{\rho} \quad (6)$$

Корнями уравнения (6) являются значения вертикальных медленностей $\pm q(p)$ нисходящей и восходящей плоских волн с горизонтальной медленностью p . Если левая часть уравнения (6) отрицательна, то эти волны являются неоднородными.

В частном случае, если все слои являются жидкими, то $v=0$. Тогда из формулы (5) следует, что в низкочастотном диапазоне

$$\mathbf{A}_e = \begin{pmatrix} 0 & \left\langle \frac{1}{\alpha_i^2 \rho_i} \right\rangle - \left\langle \frac{1}{\rho_i} \right\rangle p^2 \\ \left\langle \rho_i \right\rangle & 0 \end{pmatrix} \quad (7)$$

и дисперсионное уравнение задается формулой

$$\left\langle \frac{1}{\rho_i} \right\rangle p^2 + \frac{q^2}{\left\langle \rho_i \right\rangle} = \left\langle \frac{1}{\alpha_i^2 \rho_i} \right\rangle. \quad (8)$$

Соотношения (7), (8) показывают, что эффективной низкочастотной средой горизонтально-слоистой жидкой среды является обобщенная жидкая среда, плотность которой есть эллиптический тензор с компонентами $\rho_1 = \left\langle 1/\rho_i \right\rangle^{-1}$ и $\rho_3 = \left\langle \rho_i \right\rangle$, а модуль упругости $\lambda^{-1} = \left\langle 1/(\alpha^2 \rho_i) \right\rangle$. Этот результат был опубликован в статьях [Молотков, 1979; Molotkov, 1982].

Обозначим $u_1^{(i)}, u_3^{(i)}$ скорости смещений и $\tau_{11}^{(i)}, \tau_{33}^{(i)}$ — напряжения для волны в i -м слое. Параметры $u_3^{(i)}, \tau_{33}^{(i)}$ являются непрерывными и удовлетворяют уравнениям $\begin{pmatrix} u_3^{(i)} \\ \tau_{33.3}^{(i)} \end{pmatrix} = i\omega \mathbf{A}_e \begin{pmatrix} u_3^{(i)} \\ \tau_{33}^{(i)} \end{pmatrix}$

Поэтому из соотношения (5) следует, что для эффективных параметров u_3, τ_{33} справедливы равенства

$$u_{3.3} = \varepsilon_1 u_{3.3}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n u_{3.3}^{(n)}, \quad (9)$$

$$\tau_{33.3} = \varepsilon_1 \tau_{33.3}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n \tau_{33.3}^{(n)}. \quad (10)$$

Соотношения (9), (10) являются основой при выводе системы уравнений для волнового поля в низкочастотном пределе [Молотков, Хило, 1984; Molotkov, Khilo, 1986; Молотков, 1994; Molotkov, 1997].

Параметры $u_3^{(i)}, \tau_{33}^{(i)}, \tau_{13}^{(i)}$ являются непрерывными в многослойной среде. Поэтому в низкочастотном пределе следует считать, что $u_3 = u_3^{(i)}, \tau_{33} = \tau_{33}^{(i)}, \tau_{13}^{(i)} = 0$ для всех $i = 1, \dots, n$. Следовательно, распространение волн в i -м слое описывается уравнениями

$$\frac{\partial \tau_{11}^{(i)}}{\partial t} = (\lambda_1^{(i)} + 2\mu_1^{(i)}) u_{1.1}^{(i)} + \lambda_1^{(i)} u_{3.3}^{(i)}, \quad (11)$$

$$\frac{\partial \tau_{33}^{(i)}}{\partial t} = \lambda_3^{(i)} u_{1.1}^{(i)} + (\lambda_1^{(i)} + 2\mu_1^{(i)}) u_{3.3}^{(i)}, \quad (12)$$

$$\rho_i \frac{\partial u_3^{(i)}}{\partial t} = \tau_{33,3}^{(i)}, \quad (13)$$

$$\rho_i \frac{\partial u_1^{(i)}}{\partial t} = \tau_{11,1}^{(i)}. \quad (14)$$

Умножим равенства (12), (13) соответственно на $\varepsilon_i / (\lambda_1^{(i)} + 2\mu_1^{(i)})$, ε_i и просуммируем их по $i=1, \dots, n$. Затем с помощью соотношений (9) и (10) исключим производные $u_{3,3}^{(i)}$ из $\tau_{33,3}^{(i)}$. В результате получим соотношения

$$\rho \frac{\partial u_3}{\partial t} = \tau_{33,3}, \quad (15)$$

$$\tilde{\lambda}^{-1} \frac{\partial \tau_{33}}{\partial t} = \sum \varepsilon_i b_i u_{1,1}^{(i)} + u_{3,3}, \quad (16)$$

где $\tilde{\lambda}^{-1} = \sum \frac{\varepsilon_i}{\rho_i \alpha_i}$, $\rho = \sum \varepsilon_i \rho_i$, $b_i = 1 - \frac{2\beta_i^2}{\alpha_i}$. Обозначим, $a_i = \tilde{\lambda}^{-1} \rho_i$.

Из уравнений (11) и (12) исключим переменную $u_{3,3}^{(i)}$ и подставим в результат значение $\partial \tau_{33} / \partial t$ из (16):

$$\tilde{\lambda}^{-1} \frac{\partial \tau_{11}^{(i)}}{\partial t} = a_i u_{1,1}^{(i)} - b_i \sum_j \varepsilon_j b_j u_{1,1}^{(j)} + b_i u_{3,3}. \quad (17)$$

Соотношения (14)–(17) представляют полную систему дифференциальных уравнений относительно $2n+2$ переменных $u_1^{(i)}, u_3, \tau_{11}^{(i)}, \tau_{33}$ для низкочастотной модели горизонтально-слоистой периодической среды с проскальзыванием.

Отметим, что переменные $u_1^{(i)}, \tau_{11}^{(i)}$ в эффективной среде определяют предельные значения этих параметров в i -м слое, но определены они везде, во всем пространстве.

Уравнения (16) и (17) выражают закон Гука для эффективной среды. Однако соответствующая матрица упругости несимметрична. Матрица станет симметричной, если вместо переменных $\tau_{11}^{(i)}$ использовать переменные $\varepsilon_i \tau_{11}^{(i)}$.

Для исследования свойств плоских волн в эффективной среде будем считать, что все компоненты $u_1^{(i)}, u_3, \tau_{11}^{(i)}, \tau_{33}$ волнового поля содержат множитель $\exp[i\omega(x_1 p + x_3 q - t)]$, $I = \sqrt{-1}$. Выполним по переменным x_1, x_3, t преобразование Фурье и новые переменные обозначим p, q, ω . После преобразования Фурье система уравнений (14)–(17) примет вид

$$\begin{cases} \mathbf{w}_1 = -\mathbf{B}\mathbf{w}_2, \\ \mathbf{w}_2 = -\tilde{\lambda}\mathbf{C}\mathbf{w}_1, \end{cases} \quad (18)$$

где

$$\mathbf{w}_1 = (u_1^{(1)}, \dots, u_1^{(n)}, u_3)^T, \quad \mathbf{w}_2 = (\tau_{11}^{(1)}, \dots, \tau_{11}^{(n)}, \tau_{33})^T, \quad \mathbf{B} = \text{diag} \left(\frac{\rho}{\rho_1}, \dots, \frac{\rho}{\rho_n}, \frac{\rho}{\rho} \right),$$

$$\mathbf{C} = \mathbf{L} - \mathbf{v}_1^T \mathbf{v}_2, \quad \mathbf{L} = \rho \text{diag} (a_1, \dots, a_n, 0), \quad \mathbf{v}_1 = (b_1, \dots, b_n, 1), \quad \mathbf{v}_2 = (\rho \varepsilon b_1, \dots, \rho \varepsilon b_n, \rho).$$

Из (18) следует, что $\mathbf{CB}\mathbf{w}_2 = \tilde{\lambda}^{-1} \mathbf{w}_2$. Следовательно, \mathbf{w}_2 является собственным вектором матрицы

$$\mathbf{CB} = \mathbf{R} + \mathbf{v}_1^T \mathbf{v}_3 \quad (19)$$

с собственным значением $\tilde{\lambda}^{-1}$, где

$$\mathbf{R} = p^2 \text{diag} \left(\frac{\sigma_1}{\rho_1}, \dots, \frac{\sigma_n}{\rho_n}, 0 \right), \quad \mathbf{v} = \left(\frac{p^2 \varepsilon_1 b_1}{\rho_1}, \dots, \frac{p^2 \varepsilon_n b_n}{\rho_n}, \frac{q^2}{\rho} \right) \quad (20)$$

Согласно приложению (утверждение 1), вектор \mathbf{w}_2 можно определить по формуле

$$\mathbf{w}_2 = \tilde{\lambda} \left(\frac{\mathbf{v}_1}{\tilde{\lambda}^{-1} - \mathbf{R}_n} \right) = \left(\frac{b_1}{1 - v_1^2 p^2}, \dots, \frac{b_n}{1 - v_n^2 p^2}, 1 \right) \quad (21)$$

Поэтому справедливо равенство

$$\frac{\varepsilon_1 b_1^2 p^2}{\rho_1 (1 - v_1^2 p^2)} + \dots + \frac{\varepsilon_n b_n^2 p^2}{\rho_n (1 - v_n^2 p^2)} + \frac{q^2}{\rho} = \tilde{\lambda}^{-1} \quad (22)$$

равносильное дисперсионному уравнению (6).

Из соотношения (18) следует

$$\mathbf{w}_1 = -\mathbf{B}\mathbf{w}_2 = - \left(\frac{pb_1}{\rho_1 (1 - v_1^2 p^2)}, \dots, \frac{pb_n}{\rho_n (1 - v_n^2 p^2)}, \frac{q}{\rho} \right) \quad (23)$$

Формулы (21) и (23) определяют все компоненты плоской волны в n -слойной периодической среде с проскальзыванием в низкочастотном пределе. Смысл переменных $u_i^{(i)}, \tau_{11}^{(i)}$ в эффективной среде остался прежним: они являются значениями соответствующих параметров в i -м слое. При этом эффективная среда однородна и описывается более сложными уравнениями, чем однородная упругая среда. Отметим также, что полученные формулы совпадают с соответствующими формулами из статьи [Роганов, Роганов, 2016], если $n=2$ и второй слой является жидкостью.

Для дальнейших ссылок выпишем явно параметры плоской волны, удовлетворяющей соотношению (6):

$$u_1^{(i)} = \frac{pb_i}{\rho_i (1 - v_i^2 p^2)}, \quad u_i = \frac{q}{\rho}, \quad \tau_{11}^{(i)} = -\frac{b_i}{1 - v_i^2 p^2}, \quad \tau_{13} = 0, \quad \tau_{33} = -1, \quad i = 1, \dots, n. \quad (24)$$

Вектор Умова плотности потока энергии, которая переносится плоской волной в низкочастотном диапазоне, описывается формулой

$$\mathbf{W} = - \left(\varepsilon_1 u_1^{(1)} \tau_{11}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n u_n^{(n)} \tau_{11}^{(n)} \right) = \left(\varepsilon_1 \frac{pb_1^2}{\rho_1 (1 - v_1^2 p^2)} + \dots + \varepsilon_n \frac{pb_n^2}{\rho_n (1 - v_n^2 p^2)^2}, \frac{q}{\rho} \right) \quad (25)$$

Вектор групповой скорости определяется соотношением $\mathbf{v}_{gr} = \mathbf{W} / (pW_1 + qW_3)$, где $\mathbf{W} = (W_1, W_3)$.

Плоские волны в периодической среде с наклонными границами с проскальзыванием. Дисперсионное уравнение в низкочастотном пределе для периодической среды с проскальзыванием и границами, наклонными под углом φ к горизонтали, описывается уравнением (6) относительно медленностей p_0, q_0 , для которых

$$\begin{cases} p = p_0 \cos \varphi + q_0 \sin \varphi, \\ q = -p_0 \sin \varphi + q_0 \cos \varphi. \end{cases} \quad (26)$$

Указанное дисперсионное уравнение при фиксированном p_0 имеет корни q_0 . Каждый корень q_0 определяет вертикальную медленность восходящей или нисходящей

плоской волны с горизонтальной медленностью p_0 . Волны могут быть неоднородными.

Будем считать, что нисходящим волнам соответствуют номера j , начиная с 1. Воспользовавшись соотношением (26), представим вектор медленности (p_0, q_0) в системе координат, в которой промежуточные границы горизонтальны, и обозначим его (p, q) .

Обозначим $f_j = \frac{p_j}{1 - v_j^2 p_j^2}$. Параметры j -й плоской волны удовлетворяют соотношениям

$$u_{1j}^{(i)} = \frac{p_j f_j \cos \varphi}{\rho_j} - \frac{q_j \sin \varphi}{\rho}, \quad v_{1j}^{(i)} = \frac{p_j f_j \sin \varphi}{\rho_j} - \frac{q_j \cos \varphi}{\rho} \quad (27)$$

$$\tau_{11j}^{(i)} = -f_j \cos^2 \varphi - \sin^2 \varphi, \quad \tau_{13j}^{(i)} = (-f_j + 1) \sin \varphi \cos \varphi, \quad \tau_{33j}^{(i)} = -f_j \sin^2 \varphi - \cos^2 \varphi \quad (28)$$

Из формулы (25) и формул (27), (28) следует, что вертикальная компонента вектора плотности потока энергии j -й волны вычисляется по формуле

$$W_{3j} = \varepsilon_1 \frac{p_j f_j \sin \varphi}{\rho_j} + \dots + \varepsilon_n \frac{p_j f_j \sin \varphi}{\rho_j} + \frac{q_j \cos \varphi}{\rho} \quad (29)$$

Положительным значениям W_{3j} соответствуют нисходящие волны, а отрицательным — восходящие. При расчете энергетических коэффициентов преломления все параметры плоских волн нормируются делением на число $k_{Tj} = \sqrt{|W_{3j}|}$.

Низкочастотное рассеяние на полупространстве, заполненном периодической средой с проскальзыванием. Обозначим соответственно α_0 и β_0 скорости продольной и поперечной волн, ρ_0 — плотность среды в верхнем полупространстве.

При изучении низкочастотного рассеяния на границе между твердым полупространством и полупространством, состоящем из периодически повторяющихся твердых слоев с проскальзыванием, отдельно рассматриваются случаи различных наклонов слоев периодической среды: $\varphi=0$, $\varphi=90^\circ$ и $-90^\circ < \varphi < 90^\circ$, $\varphi \neq 0^\circ$.

Как было отмечено, $\varphi=0^\circ$ соответствует горизонтально-слоистой среде. Дисперсионное уравнение для соответствующей эффективной среды имеет один корень, соответствующий нисходящей волне.

При $\varphi=90^\circ$ дисперсионное уравнение имеет n корней для n нисходящих волн. В обоих случаях в нижнем полупространстве $\tau_{13}=0$. При остальных значениях φ дисперсионное уравнение имеет $n+1$ корень для нисходящих волн и τ_{13} может иметь ненулевые значения.

Будем предполагать, что на горизонтальную границу раздела сверху падает продольная плоская волна под углом θ . При рассеянии в верхнем полупространстве порождаются отраженные продольная и поперечная волны с коэффициентами отражения R_p, R_s . В нижнем полупространстве порождаются преломленные волны с коэффициентами преломления T . Количество преломленных волн совпадает с количеством положительных корней q_{ij} дисперсионного уравнения (6) при фиксированной горизонтальной медленности $p_0 = \sin \theta / \alpha_0$ и условию (26).

Определение значений R_p, R_s, T основано на решении системы линейных уравнений, задающих непрерывность определенных функций от параметров на границе раздела между верхним и нижним полупространствами.

В верхнем полупространстве для фиксированного p_0 существует четыре плоские волны: нисходящие продольная и поперечная, а также восходящие продольная и поперечная. Параметры $(u_1^{(0)}, u_3^{(0)}, \tau_{13}^{(0)}, \tau_{33}^{(0)})^T$ волн в порядке их перечисления, указанном выше, являются столбцами матрицы собственных векторов системной матрицы верхнего полупространства [Роганов, Роганов, 2016]:

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} \alpha_0 p_0 & \beta_0 \eta_0 & \alpha_0 p_0 & \beta_0 \eta_0 \\ \alpha_0 \xi_0 & -\beta_0 p_0 & -\alpha_0 \xi_0 & \beta_0 p_0 \\ -2\rho_0 \alpha_0 \beta_0 p_0 \xi_0 & -\rho_0 \beta_0 (1 - 2\beta_0^2 p_0^2) & 2\rho_0 \alpha_0 \beta_0 p_0 \xi_0 & \rho_0 \beta_0 (1 - 2\beta_0^2 p_0^2) \\ -\rho_0 \alpha_0 (1 - 2\beta_0^2 p_0^2) & 2\rho_0 \beta_0^3 p_0 \eta_0 & -\rho_0 \alpha_0 (1 - 2\beta_0^2 p_0^2) & 2\rho_0 \beta_0^3 p_0 \eta_0 \end{pmatrix} \quad (30)$$

где $\xi_0 = \sqrt{\frac{1}{\alpha} - p_0^2}$, $\eta_0 = \sqrt{\frac{1}{\beta} - p_0^2}$.

При изучении рассеяния векторы параметров продольных и поперечных волн (столбцы матрицы (30)) нормируются к единичному потоку плотности энергии в вертикальном направлении делением соответственно на числа $k_p = \alpha_0 \sqrt{\rho_0 \xi_0}$ и $k_s = \beta_0 \sqrt{\rho_0 \eta_0}$.

Энергетические коэффициенты отражения и преломления удовлетворяют равенству $R_p^2 + R_s^2 + \sum T_i^2 = 1$, которое означает, что сумма энергий уходящих от интерфейса волн равна 1, т. е. энергии падающей продольной волны (доказательство: приложение, утверждение 3).

Низкочастотное рассеяние при $\varphi=0$. На горизонтальной границе между полупространствами (рис. 2) непрерывными являются компонента u_3 скорости смещений и компоненты τ_{13} , τ_{33} тензора напряжений. Составим систему линейных уравнений, выбирая из матрицы (30) и соотношения (24) параметры u_3 , τ_{13} , τ_{33} плоских волн, участвующие в рассеянии:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_{23} & \mathbf{E}_{24} & \rho & q \\ \mathbf{E}_{33} & \mathbf{E}_{34} & 0 & 0 \\ \mathbf{E}_{43} & \mathbf{E}_{44} & -1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{E}_{21} \\ \mathbf{E}_{31} \\ \mathbf{E}_{41} \end{pmatrix} \quad (31)$$

После нормировки корней x_i получим коэффициенты отражения и преломления:

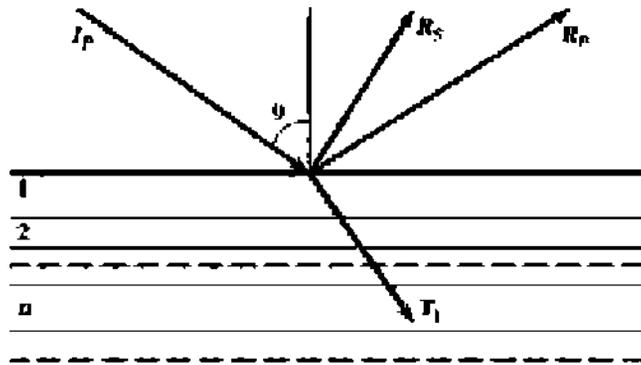


Рис. 2. Низкочастотное рассеяние на полупространстве с горизонтально-слоистой периодической средой: возникают две отраженные и одна преломленная волна.

$$R_p = x_1 = \frac{(1 - 2\beta_0^2 p^2)^2 - 4\beta_0^4 p^2 \xi_0 \eta_0 - \xi_0 \rho q^{-1} \rho_0^{-1}}{(1 - 2\beta_0^2 p^2)^2 + 4\beta_0^4 p^2 \xi_0 \eta_0 + \xi_0 \rho q^{-1} \rho_0^{-1}} \quad (32)$$

$$R_s = x_2 k_s k_c^{-1} = -\frac{4\beta_0^2 p \sqrt{\xi_0 \eta_0} (1 - 2\beta_0^2 p^2)}{(1 - 2\beta_0^2 p^2)^2 + 4\beta_0^4 p^2 \xi_0 \eta_0 + \xi_0 \rho q^{-1} \rho_0^{-1}} \quad (33)$$

$$T_1 = x_3 k_{11} k_2^2 = \frac{2\sqrt{\xi_0 \rho q^{-1} \rho_0^{-1}} (1 - 2\beta_0 p^2)}{(1 - 2\beta_0^2 p^2)^2 + 4\beta_0^4 p^2 \xi_0 \eta_0 + \xi_0 \rho q^{-1} \rho_0^{-1}} \quad (34)$$

Отметим, что формула (24) обеспечивает на границе между полупространствами непрерывность и одинаковые значения компонент $u_3, \tau_{13}, \tau_{33}$ во всех слоях нижнего полупространства. Разложив в ряд по p правую часть равенства (32), получим приближенное выражение для коэффициента отражения продольной волны:

$$R_p = \frac{\rho\alpha_1 - \rho_0\alpha_0}{\rho\alpha_1 + \rho_0\alpha_0} + \frac{\rho_0(\rho(\alpha_1 - 2\beta_1)^2 + \rho\alpha_1(8\beta_0 - \alpha_0) + 8\rho_0\alpha_1\beta_0^4)}{\alpha_0\alpha_1(\rho\alpha_1 + \rho_0\alpha_0)^2} \sin^2 \theta, \quad (35)$$

позволяющее оценить AVO-эффект для продольной отраженной волны. В частности, при одинаковых скоростях и плотностях в обоих полупространствах формула (35) значительно упрощается:

$$R_p = 2 \left(1 + \frac{\beta_0}{\alpha_0} \right) \left(\frac{\beta_0}{\alpha_0} \right)^2 \sin^2 \theta. \quad (36)$$

Низкочастотное рассеяние при $\varphi=90^\circ$. При $\varphi=90^\circ$ контакт с верхним полупространством происходит у всех слоев нижнего полупространства (рис. 3). Эффективная среда нижнего полупространства при $\varphi=90^\circ$, также как при $\varphi=0^\circ$, имеет свойство жидкости, поскольку $\tau_{13}^{(i)} = 0$ для всех слоев i и плоских волн j . На границе между полупространствами в каждом слое непрерывны скорости смещений u_3 (n уравнений) и усредненные по слоям напряжения τ_{13}, τ_{33} (два уравнения). В данном случае $p=q_0, q=-p_0$ (см. (26)) и формулы (27), (28) при $\varphi=90^\circ$ определяют параметры j -й преломленной волны в i -м слое:

$$u_{1j}^{(i)} = \frac{p_0}{\rho}, \quad u_{3j}^{(i)} = \frac{q_{0j} f_{ij}}{\rho_i}, \quad \tau_{13j}^{(i)} = 0, \quad \tau_{33j}^{(i)} = -f_{ij}, \quad \text{где } f_{ij} = \frac{b}{1 - v_i^2 q_{0j}^2}. \quad (37)$$

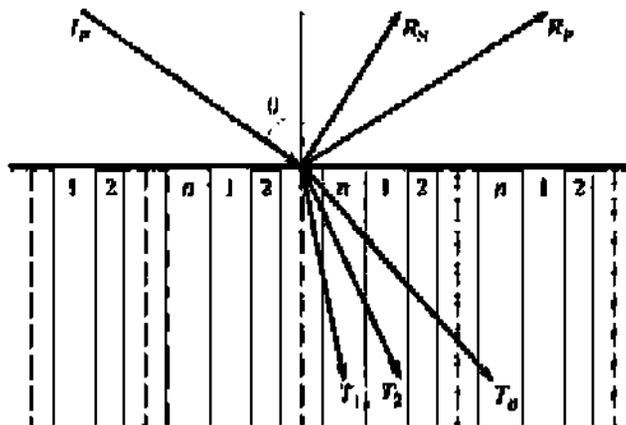


Рис. 3. Низкочастотное рассеяние на полупространстве с вертикально-слоистой периодической средой: возникают две отраженные и n преломленных волн.

Если обозначить $x_k, k=1, \dots, n+2$, амплитуды волн, участвующих в рассеянии, то условия непрерывности на интерфейсе сведутся к линейной системе $(n+2)$ -х уравнений с $(n+2)$ -мя неизвестными:

$$\begin{pmatrix} E_{23} & E_{24} & q_{01}f_{11}\rho_1 & \dots & q_{0n}f_{1n}\rho_1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ E_{23} & E_{24} & q_{01}f_{m1}\rho_n & \dots & q_{0n}f_{mn}\rho_n \\ E_{33} & E_{34} & 0 & \dots & 0 \\ E_{43} & E_{44} & -\sum_{i=1..n} \varepsilon_i f_{i1} & \dots & -\sum_{i=1..n} \varepsilon_i f_{in} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ \dots \\ x_n \\ x_{n+1} \\ x_{n+2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_{21} \\ \dots \\ E_{21} \\ E_{31} \\ E_{41} \end{pmatrix} \quad (38)$$

Коэффициенты отражения R_j , R_S и преломления $T_j, j=1, \dots, n$, определяются энергетической нормировкой значений $x_k, k=1, \dots, n+2$:

$$R_p = x_1, R_S = x_2 k_S k_p, T_j = x_{j+2} k_n k_p, j=1, \dots, n. \quad (39)$$

Низкочастотное рассеяние при $-90^\circ < \varphi < 0^\circ$ или $0^\circ < \varphi < 90^\circ$. При $\varphi \neq 0$ и $\varphi \neq 90^\circ$ (рис. 4) дисперсионное уравнение имеет $2n+2$ корня относительно q_0 при фиксированном p_0 . Из этих корней $n+1$ корень положителен и соответствует нисходящим преломленным волнам, участвующим в рассеянии. На границе между полупространствами непрерывны во всех слоях вертикальные и горизонтальные компоненты скоростей смещений и усредненные по слоям нормальные и касательные напряжения. Непрерывность вертикальных и горизонтальных компонент скоростей смещений в слоях обеспечивается системой $2n$ линейных уравнений. Однако в этой системе независимыми являются только $(n+1)$ уравнений. Остальные $(n-1)$ уравнений выполняются автоматически, поскольку значения $u_i^{(j)}$ не зависят от слоев (см. (24) и приложение, утверждение 3). Поэтому в системе уравнений будем использовать n уравнений непрерывности $u_i^{(j)}$ и одно уравнение непрерывности $u_1^{(1)}$. К этим уравнениям добавим еще два уравнения непрерывности усредненных по слоям напряжений τ_{13}, τ_{33} .

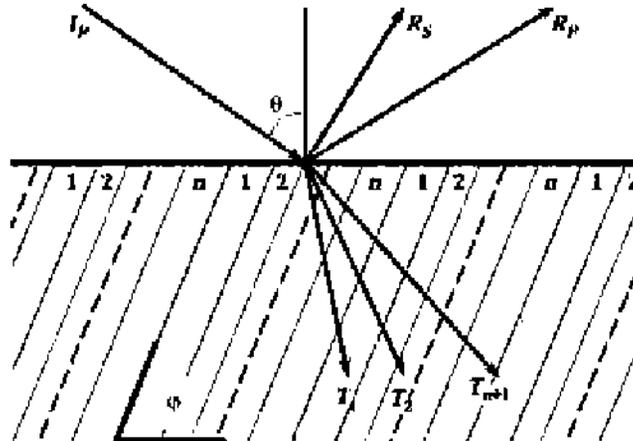


Рис. 4. Низкочастотное рассеяние на полупространстве, заполненном периодической средой с наклонными границами: возникают две отраженные и $(n+1)$ -я преломленная волна.

Элементы матрицы (30) определяют скорости смещений и напряжения плоских волн в верхнем полупространстве, а формулы (27), (28) определяют параметры j -й преломленной волны в i -м слое. В результате получаем линейную систему $(n+3)$ -х уравнений с $(n+3)$ -мя неизвестными:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_{13} & \mathbf{E}_{14} & u_{11}^{(1)} & - & u_{1\ n+1}^{(1)} \\ \mathbf{E}_{23} & \mathbf{E}_{24} & u_{31}^{(1)} & - & u_{3\ n+1}^{(1)} \\ & & & & \\ \mathbf{E}_{23} & \mathbf{E}_{24} & u_{31}^{(n)} & - & u_{3\ n+1}^{(n)} \\ \mathbf{E}_{33} & \mathbf{E}_{34} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{13\ 1}^{(i)} & - & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{13\ n+1}^{(i)} \\ \mathbf{E}_{43} & \mathbf{E}_{44} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{33\ 1}^{(i)} & - & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{33\ n+1}^{(i)} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ x_{n+1} \\ x_{n+2} \\ x_{n+3} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{E}_{11} \\ \mathbf{E}_{21} \\ \dots \\ \mathbf{E}_{21} \\ \mathbf{E}_{31} \\ \mathbf{E}_{41} \end{pmatrix} \quad (40)$$

Коэффициенты отражения R_p, R_s и преломления $T, j=1, \dots, n+1$, определяются энергетической нормировкой значений $x, j=1, \dots, n+3$, по формулам (39).

Замечание. В рассматриваемой теории предполагалось, что все слои нижнего полупространства состоят из твердого вещества, т. е. скорости α, β_i при всех $i=1, \dots, n$ отличны от нуля. При этом считается, что слои проскальзывают на промежуточных границах. Эта теория допускает обобщение на случай наличия жидких слоев в периодической пачке.

Во-первых, заметим, что используя формулы (7), (8), при $\omega \rightarrow 0$ все жидкие слои можно объединить в один жидкий слой с анизотропной плотностью. Будем предполагать, что таким слоем является слой n , а остальные слои состоят из твердого вещества.

Во-вторых, если n -й слой является жидким, то $\beta_n=0, v_n = 2\beta_n \sqrt{1-\beta_n^2/\alpha_n^2} = 0, 1-v_n^2 p^2 \equiv 1, b_n = 1 - 2\beta_n^2/\alpha_n^2 = 1$. Дисперсионное уравнение (6) при наличии одного жидкого слоя имеет на два корня меньше, чем когда все слои твердые. Число преломленных волн в этом случае уменьшится на 1. При этом все компоненты скоростей смещений на границе между верхним и нижним полупространствами могут быть разрывными. Этот факт значительно усложняет краевые условия на интерфейсе с наклонным жидкотвердым полупространством. Изучая изменение компонент u_1', u_3' скоростей смещений при $\beta_n \rightarrow 0$, можно убедиться (см. приложение, утверждение 2) в том, что на интерфейсе остаются непрерывными параметры $u_1' \cos \varphi + u_3' \sin \varphi, i=1, \dots, n-1$ и $\sum_{i=1..n} \varepsilon_i u_3'$, а $x_{n+2} \rightarrow 0$.

В результате из системы уравнений (40) получаем линейную систему $(n+2)$ -х уравнений с $(n+2)$ -мя неизвестными

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_{13} \cos \varphi + & \mathbf{E}_{14} \cos \varphi + & u_{11}^{(1)} \cos \varphi + & u_{1\ n}^{(1)} \cos \varphi + \\ +\mathbf{E}_{23} \sin \varphi & +\mathbf{E}_{24} \sin \varphi & +u_{31}^{(1)} \sin \varphi & +u_{3\ n}^{(1)} \sin \varphi \\ & & & \\ \mathbf{E}_{13} \cos \varphi + & \mathbf{E}_{14} \cos \varphi + & u_{11}^{(n-1)} \cos \varphi + & u_{1\ n}^{(n-1)} \cos \varphi + \\ +\mathbf{E}_{23} \sin \varphi & +\mathbf{E}_{24} \sin \varphi & +u_{31}^{(n-1)} \sin \varphi & +u_{3\ n}^{(n-1)} \sin \varphi \\ \mathbf{E}_{23} & \mathbf{E}_{24} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i u_{3\ 1}^{(i)} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i u_{3\ n}^{(i)} \\ \mathbf{E}_{33} & \mathbf{E}_{34} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{13\ 1}^{(i)} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{13\ n}^{(i)} \\ \mathbf{E}_{43} & \mathbf{E}_{44} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{33\ 1}^{(i)} & \sum_{i=1..n} \varepsilon_i \tau_{33\ n}^{(i)} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ \dots \\ x_n \\ x_{n+1} \\ x_{n+2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{E}_{11} \cos \varphi + \\ +\mathbf{E}_{21} \sin \varphi \\ \dots \\ \mathbf{E}_{11} \cos \varphi + \\ +\mathbf{E}_{21} \sin \varphi \\ \mathbf{E}_{21} \\ \mathbf{E}_{31} \\ \mathbf{E}_{41} \end{pmatrix} \quad (41)$$

Коэффициенты отражения R_p, R_s и преломления $T, j=1, \dots, n$, определяются энергетической нормировкой значений $x, j=1, \dots, n+2$, по формулам (39).

Численные примеры. Продемонстрируем теорию расчета коэффициентов отражения и преломления плоских волн с частотой $\omega \rightarrow 0$ на примерах, в которых верхнее полупространство является изотропным и однородным, а нижнее является бинарной

периодической средой с проскальзыванием между слоями или бинарной периодической жидкотвердой средой.

Символом ЖТ обозначим периодическую бинарную жидкотвердую среду с параметрами $\alpha_1=3500$ м/с, $\beta_1=1750$ м/с, $\rho_1=2500$ кг/м³, $\alpha_2=1500$ м/с, $\beta_2=0$ м/с, $\rho_2=1000$ кг/м³.

Символом ТТ обозначим периодическую бинарную твердую среду с проскальзыванием между слоями, описываемую параметрами $\alpha_1=3500$ м/с, $\beta_1=1750$ м/с, $\rho_1=2500$ кг/м³, $\alpha_2=1500$ м/с, $\beta_2=700$ м/с, $\rho_2=1000$ кг/м³.

Коэффициенты рассеяния найдем для четырех значений ε_2 : 0,001; 0,01; 0,1; 0,5 и трех значений углов наклона слоев к горизонтали φ : 0°, 80°, 90°.

На рис. 5 показаны кривые медленности для указанных сред при $\varepsilon_2=0,01$ и $\omega \rightarrow 0$. Используя эти среды как заполнитель нижнего полупространства и среду с параметрами $\alpha_0=\alpha_1$, $\beta_0=\beta_1$, $\rho_0=\varepsilon_1\rho_1+\varepsilon_2\rho_2$ как заполнитель верхнего полупространства, найдем коэффициенты рассеяния R_p, R_s, T при падении сверху на границу между полупространствами продольной волны с частотой $\omega \rightarrow 0$ под углами $-80^\circ < \theta < 80^\circ$ к вертикали. Для этих углов горизонтальная медленность $p_0 = \sin\theta/\alpha_0$ и ее значение находится в интервале $(-\alpha_0^{-1}, \alpha_0^{-1})$. Количество преломленных волн зависит от рассматриваемого случая, а индексы $j > 1$ выбираются так, чтобы последовательность вертикальных медленностей q_j соответствовала нисходящим волнам и была возрастающей.

Из рис. 5 видно, что при фиксированном p_0 для среды ЖТ при $\varphi=0^\circ$ существует одна преломленная волна, для среды ЖТ с $\varphi \neq 0^\circ$ и среды ТТ с $\varphi=90^\circ$ существуют две преломленные волны, а для среды ТТ с $\varphi \neq 0^\circ$ и $\neq 90^\circ$ — три преломленные волны.

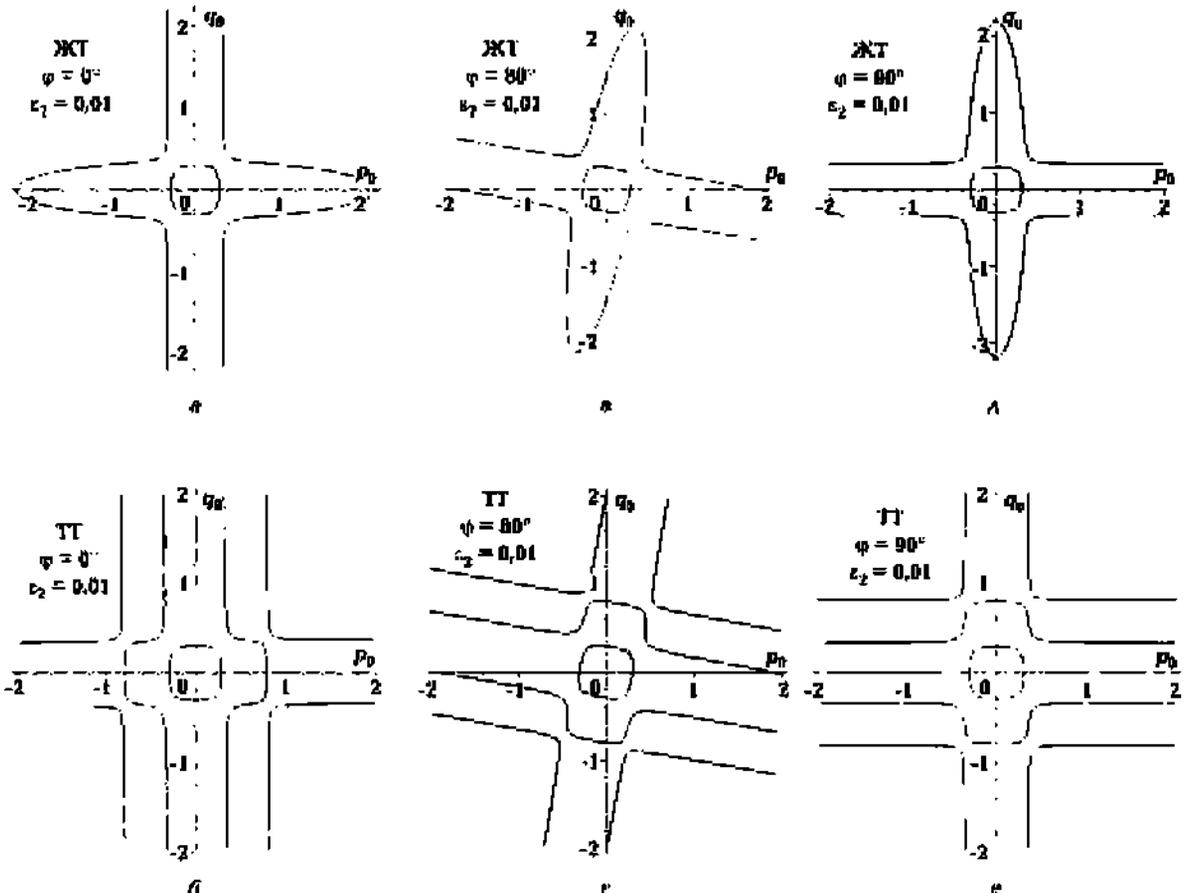


Рис. 5. Кривые медленности при $\omega \rightarrow 0$ бинарных периодических сред ЖТ и ТТ с углами наклона слоев $\varphi=0^\circ$, $\varphi=80^\circ$, $\varphi=90^\circ$ к горизонтали и $\varepsilon_2=0,01$.

На рис. 6—8 представлены зависимости $R_p(\theta)$, $R_s(\theta)$, $T(\theta)$ для разных заполнений нижнего полупространства, перечисленных выше. Сравнивая графики, расположенные в одном столбце, приходим к выводу, что изменение скорости поперечной волны β_2 в четных слоях периодической среды почти не влияет на коэффициенты отражения и преломления.

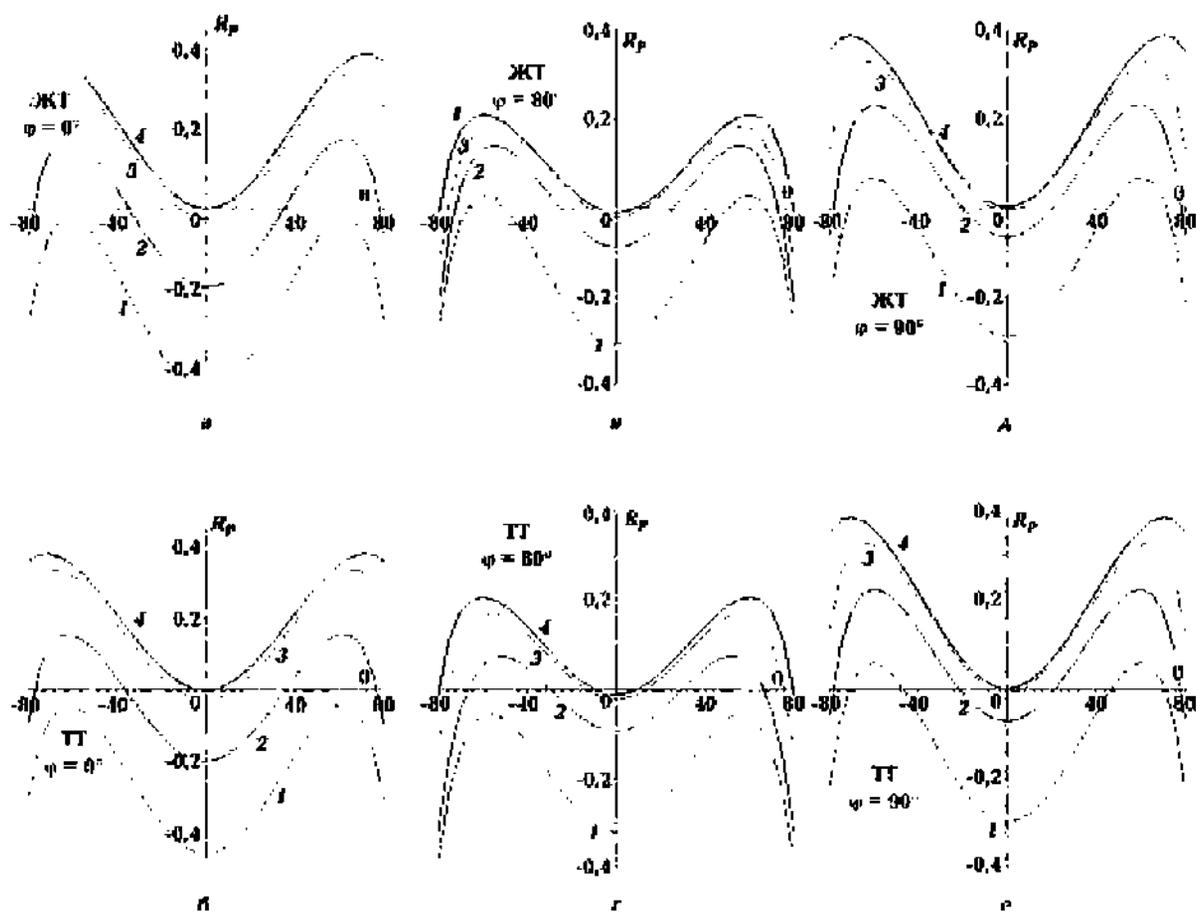


Рис. 6. Коэффициенты отражения $R_p(\theta)$: 1 — $\varepsilon_2=0,5$; 2 — $\varepsilon_2=0,1$; 3 — $\varepsilon_2=0,01$; 4 — $\varepsilon_2=0,001$.

Коэффициенты отражения $R_p(\theta)$ и преломления $T_1(\theta)$ являются почти четными функциями при любых углах наклона слоев нижнего полупространства, причем $R_p(\theta)=0$ и $T_1(\theta)=1$ при $\theta = -\varphi$ и $\theta = 90^\circ - \varphi$.

Функция $R_s(\theta)$ является нечетной при $\varphi=0$ и $\varphi=90^\circ$.

Вторая преломленная волна существует только при $\varphi \neq 0$. Если $\varepsilon_2 \rightarrow 0$ и $\varphi \neq 90^\circ$, то $T_2(\theta)=0$ при $\theta = -\varphi$ и $\theta = 90^\circ - \varphi$ (рис. 9). Если $\varepsilon_2 \rightarrow 0$ и $\varphi = 90^\circ$, то $T_2(\theta)=0$ при любом значении θ .

Третья преломленная волна существует только для среды ТТ при $\varphi \neq 0$ и $\varphi \neq 90^\circ$, причем $T_3(\theta)=0$ при $\varepsilon_2 \rightarrow 0$ (рис. 10).

Выводы. В статье разработана низкочастотная эффективная модель для среды с периодически повторяющимися наклонными жидкими и твердыми слоями с проскальзыванием. Показано, что для периодической n -слойной среды с твердыми наклонными слоями с проскальзыванием существуют $n+1$ плоских волн с фиксированной горизонтальной медленностью, которые распространяются вниз.

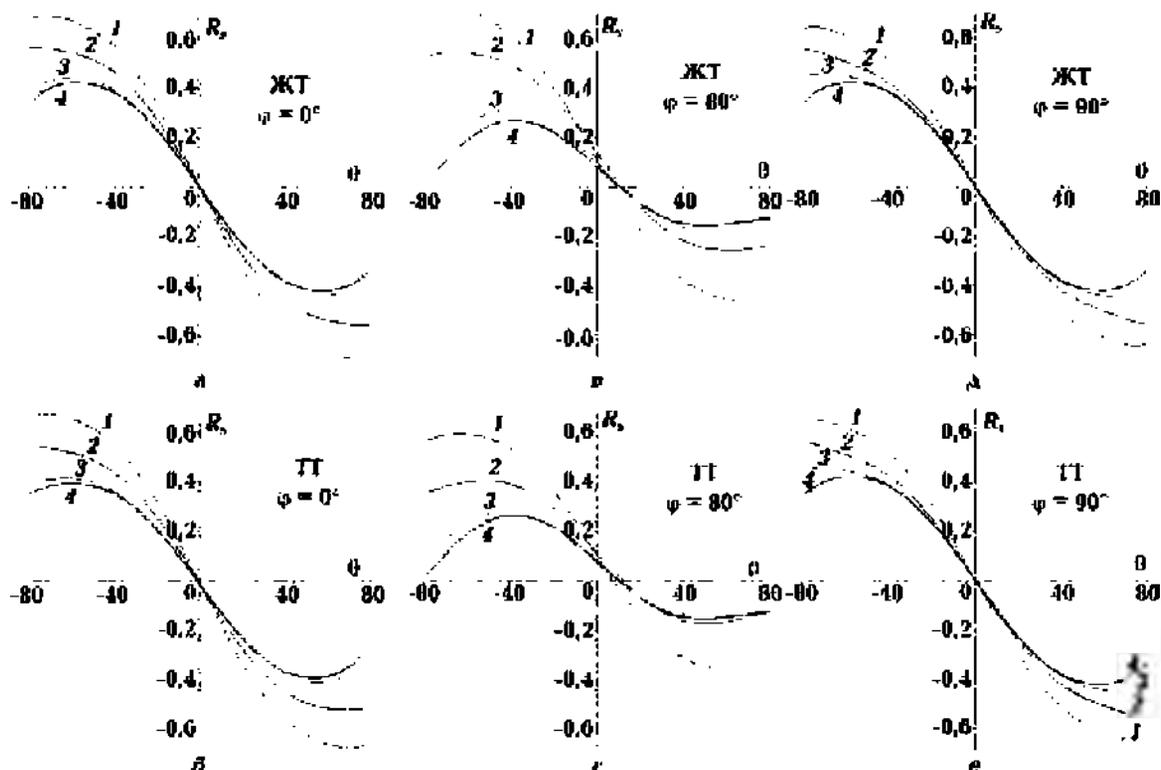


Рис. 7. Коэффициенты отражения $R_s(\theta)$. Условные обозначения см. на рис. 6.

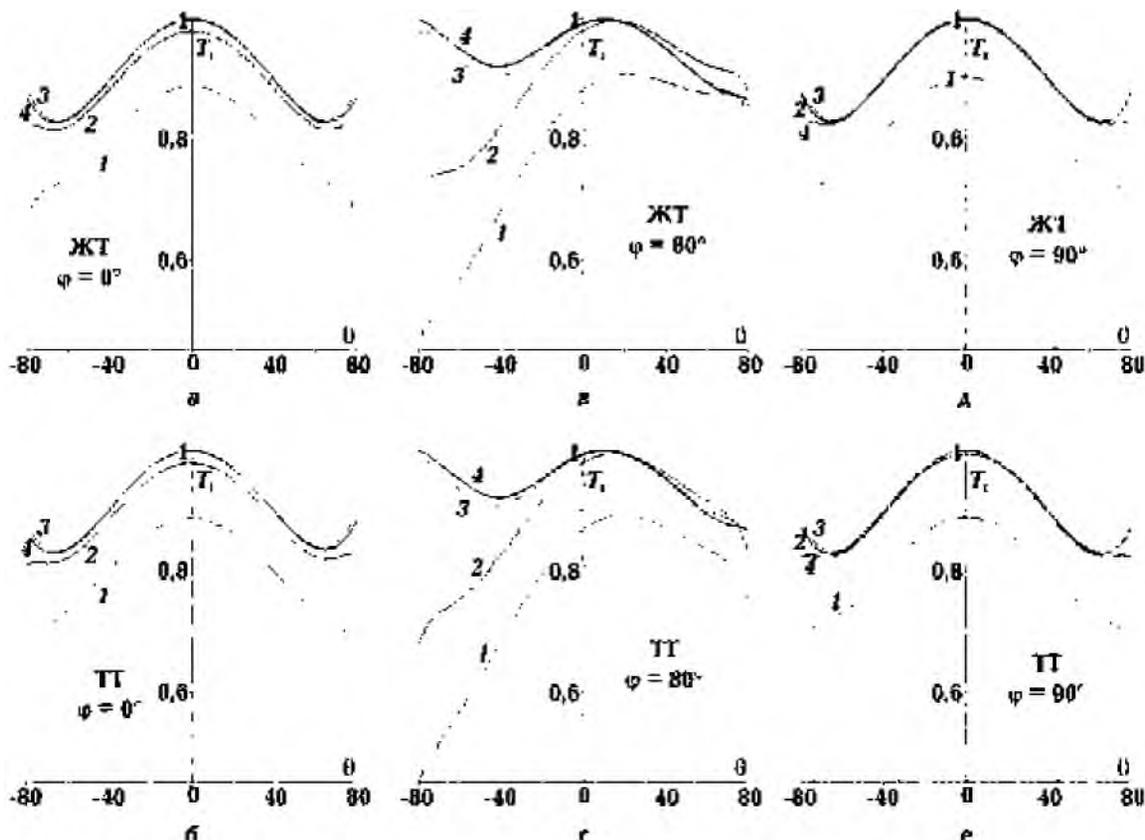


Рис. 8. Коэффициенты преломления $T_t(\theta)$. Условные обозначения см. на рис. 6.

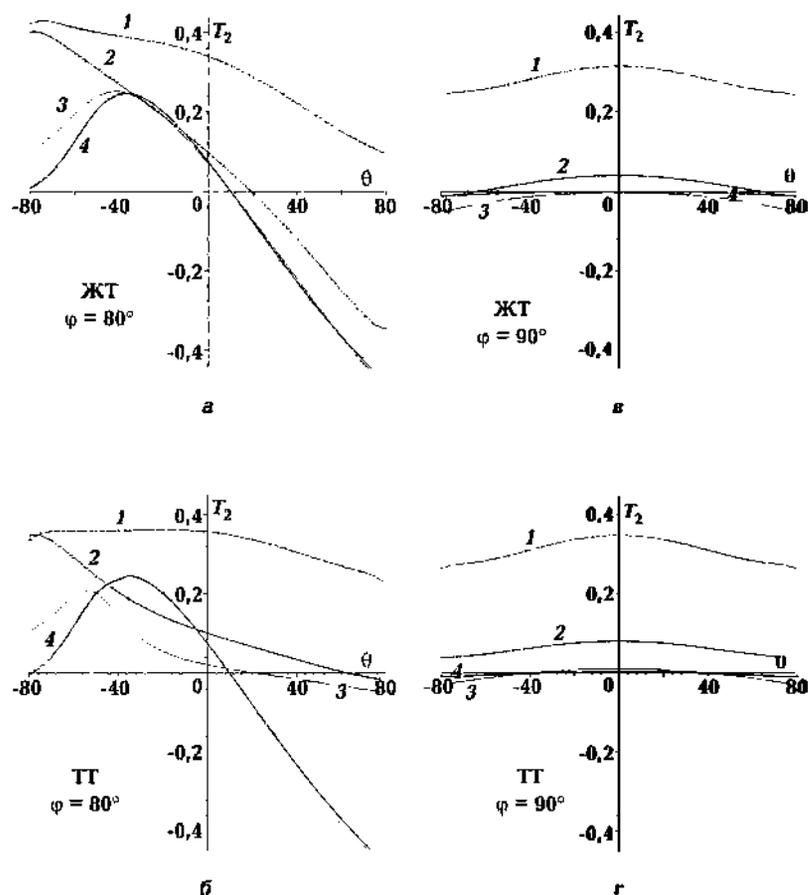


Рис. 9. Коэффициенты преломления $T_2(\theta)$. Условные обозначения см. на рис. 6.

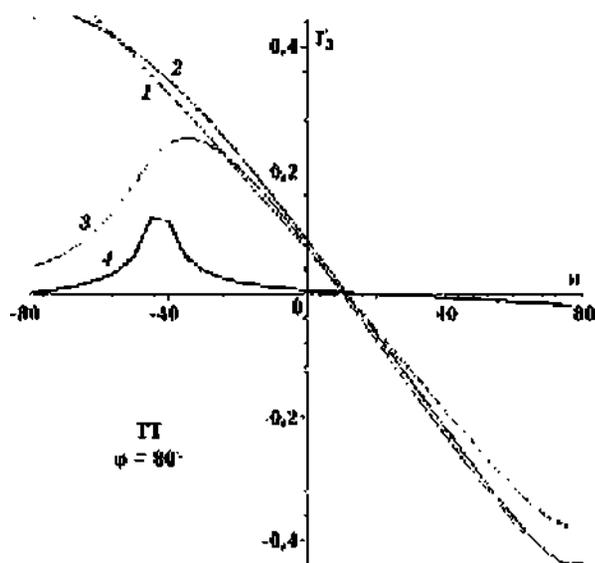


Рис. 10. Коэффициенты преломления $T_3(\theta)$. Условные обозначения см. на рис. 6.

Определены краевые условия при низкочастотном рассеянии на границе между твердым полупространством и полупространством, заполненным эффективной средой. Эти условия зависят от угла наклона слоев периодической среды и их заполнения.

На основании краевых условий выведены линейные системы уравнений для коэффициентов отражения и преломления. Получены явные формулы корней этой системы уравнений для случая, когда слои горизонтальны.

Практическое применение разработанной теории состоит в возможности использования полученных формул для расчета амплитуд отраженных и преломленных волн от зон трещиноватости и повышения точности инверсии сейсмических данных в физические параметры трещиноватой среды.

Теория продемонстрирована на различных примерах расчета коэффициентов отражения и преломления.

Авторы выражают благодарность кандидату технических наук Н. Я. Мармалевскому за полезные советы и замечания в процессе написания статьи.

Приложение

Утверждение 1. Пусть $\mathbf{R} = \text{diag}(r_1, \dots, r_n)$, $\mathbf{v}_1 = (x_1, \dots, x_n)$, $\mathbf{v}_2 = (y_1, \dots, y_n)$, причем $r_i \neq r_j$ для всех $i \neq j$, $r_i, x_i, y_i > 0$.

Тогда собственное значение t матрицы $\mathbf{A} = \mathbf{R} + \mathbf{v}_1^T \mathbf{v}_2$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{x_1 y_1}{t - r_1} + \dots + \frac{x_n y_n}{t - r_n} - 1 = 0, \quad (42)$$

а соответствующий собственный вектор определяется по формуле

$$\mathbf{w} = \left(\frac{x_1}{t - r_1}, \dots, \frac{x_n}{t - r_n} \right)^T \quad (43)$$

Доказательство. Допустим, что t удовлетворяет соотношению (42), которое представим в виде $\mathbf{v}_2 \mathbf{w} = 1$ и выполним алгебраические преобразования:

$$\mathbf{A} \mathbf{w} = (\mathbf{R} + \mathbf{v}_1^T \mathbf{v}_2) \mathbf{w} = \mathbf{R} \mathbf{w} + \mathbf{v}_1^T \mathbf{v}_2 \mathbf{w} = \mathbf{R} \mathbf{w} + \mathbf{v}_1^T = t \mathbf{w}. \quad (44)$$

Соотношение (44) означает, что \mathbf{w} — собственный вектор с собственным значением t . Нетрудно показать и обратное, если верно соотношение (44), то нормированный условием $\mathbf{v}_2 \mathbf{w} = 1$ вектор \mathbf{w} удовлетворяет формуле (43).

Докажем также, что

$$\det(\mathbf{A}) = r_1 \dots r_n \left(1 + \frac{x_1 y_1}{r_1} + \dots + \frac{x_n y_n}{r_n} \right) \quad (45)$$

Для этого рассмотрим треугольные матрицы \mathbf{P} и \mathbf{Q} , ненулевые элементы которых определены соотношениями $P_{ii} = Q_{ii} = 1$, $P_{im} = -\frac{x_i}{x_m}$, $Q_{in} = \frac{x_i r_n}{r_n}$, где $i=1, \dots, n$ и $j=1, \dots, n-1$.

Вычисления показывают, что матрица $\mathbf{B} = \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{Q}$ является треугольной с ненулевыми элементами $B_{ii} = r_i$, $B_{ij} = -x_i y_j$, $B_{in} = r_n \left(1 + \frac{x_1 y_1}{r_1} + \dots + \frac{x_n y_n}{r_n} \right)$, $j=1, \dots, n-1$. Следовательно,

$$\det(\mathbf{A}) = \det(\mathbf{B}) = r_1 \dots r_n \left(1 + \frac{x_1 y_1}{r_1} + \dots + \frac{x_n y_n}{r_n} \right).$$

Из критерия Сильвестра и соотношения (45) следует, что матрица \mathbf{A} является положительно определенной, если $r_i, x_i, y_i > 0$ при $i=1, \dots, n$, и неотрицательно определенной при $r_i, x_i, y_i \geq 0$.

Утверждение 2. Для n -слойной периодической среды с проскальзыванием, углами наклона слоев $\varphi \neq 0$, $\varphi \neq 90^\circ$ и значениями скоростей поперечных волн $\beta > 0$, $i=1, \dots, n$, справедливы соотношения

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (u_{1n+1}^{(i)} \cos \varphi + u_{3n+1}^{(i)} \sin \varphi) = 0, \quad i=1, \dots, n-1, \quad (46)$$

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (\varepsilon_1 u_{3n+1}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n u_{3n+1}^{(n)}) = 0, \quad (47)$$

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (\varepsilon_1 \tau_{13n+1}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n \tau_{13n+1}^{(n)}) = 0, \quad (48)$$

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (\varepsilon_1 \tau_{33n+1}^{(1)} + \dots + \varepsilon_n \tau_{33n+1}^{(n)}) = 0, \quad (49)$$

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} \left(\frac{W_{3n+1}}{q_{n+1}} \right) = \frac{\cos \varphi}{\rho} \left(1 + \frac{\rho_n}{\varepsilon_n \rho \operatorname{tg} \varphi} \right) \quad (50)$$

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} T_{n+1} = 0 \quad (51)$$

Доказательство. Дисперсионное уравнение (6) при выполнении соотношения (26) и условий утверждения 2 имеет $n+1$ корень $q_{(j)}$, $j=1, \dots, n+1$. Если $\beta_n \rightarrow 0$, то $b_n \rightarrow 0$, $v_n \rightarrow 0$ и корни $q_{(j)}$, $j=1, \dots, n$ этого уравнения стремятся к корням уравнения (6) при $\beta_n=0$, $b_n=1$, а $q_{(n+1)} \rightarrow \infty$.

Поскольку $p_0 = \text{const}$, из соотношения (26) следует, что $p_{n+1}, q_{n+1} \rightarrow \infty$ и

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (p_{n+1}/q_{n+1}) = \operatorname{tg} \varphi. \quad (52)$$

Из (27) следует (46), поскольку $\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (u_{1n+1}^{(i)} \cos \varphi + u_{3n+1}^{(i)} \sin \varphi) = \lim_{p_{n+1} \rightarrow \infty} \frac{b_i p_{n+1}}{\rho_i (1 - v_i^2 p_{n+1}^2)} = 0$

Подставим в равенство (6) p_{n+1}, q_{n+1} и разделим его на q_{n+1}^2 . С учетом (52) получим

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} (1 - v_n^2 p_{n+1}^2) = \frac{\varepsilon_n \rho \operatorname{tg} \varphi}{\rho_n} \quad (53)$$

Следовательно, $\lim_{\beta_n \rightarrow 0} f_{in+1} = 0$ при $i=1, \dots, n-1$ и

$$\lim_{\beta_n \rightarrow 0} f_{nn+1} = -\frac{\rho_n}{\varepsilon_n \rho \operatorname{tg}^2 \varphi} \quad (54)$$

Соотношение (47) непосредственно следует из соотношений (27), (52), (54) и пределов $\lim_{\beta_n \rightarrow 0} \left(\frac{\varepsilon_1 p_{n+1} f_{1n+1} \sin \varphi}{\rho_1} + \dots + \frac{\varepsilon_{n-1} p_{n+1} f_{(n-1)n+1} \sin \varphi}{\rho_{n-1}} \right) = 0$ и $\lim_{\beta_n \rightarrow 0} \left(\frac{\varepsilon_n p_{n+1} f_{nn+1} \sin \varphi}{\rho_n} + \frac{q_{n+1} \cos \varphi}{\rho} \right) = 0$.

Аналогично доказываются равенства (48)–(50) с использованием соотношений (27), (28), (29), (53) с предельным переходом при $\beta_n \rightarrow 0$. Равенства (48), (49) справедливы только после нормировки левых частей делением на $k_{Tn+1} = \sqrt{|W_{3n+1}|}$. Для оценки W_{3n+1} воспользуемся равенствами (29), (52), (54) и получим соотношение (50).

Наконец, рассмотрим поведение корня x_{n+3} системы (40) при $\beta_n \rightarrow 0$. Значение этого корня можно найти по правилу Крамера как отношение определителей $x_{n+3} = \Delta_{n+3}/\Delta$. Нетрудно видеть, что определитель Δ_{n+3} не зависит от β_n , а определитель системы $\Delta \sim q_{n+1}$. Следовательно, $x_{n+3} \sim 1/q_{n+1}$. Согласно (50), нормировочный коэффициент $k_{Tn+1} \sim \sqrt{q_{n+1}}$. Таким образом, $T_{n+1} = k_{Tn+1} k_p^{-1} x_{n+3} \sim 1/\sqrt{q_{n+1}}$ и выполняется равенство (50), поскольку $q_{n+1} \rightarrow \infty$.

Утверждение 3. При низкочастотном рассеянии на полупространстве, заполненном n -слоистой периодической средой с твердыми слоями с проскальзыванием, справедливо равенство

$$R_p^2 + R_s^2 + \sum T_i^2 = 1. \tag{55}$$

Доказательство. Докажем утверждение 3 в предположении, что $\varphi \neq 0$, $\varphi \neq 90^\circ$ и $\beta > 0$. В этом случае справедлива система уравнений (40) и в нижнем полупространстве распространяются $n+1$ преломленных волн. Остальные случаи выводятся переходом к предельным значениям параметров.

Линейная система уравнений (40) включает $n+3$ уравнения для $n+3$ неизвестных $x_p, x_s, x_{Tj}, j=1, \dots, n+1$.

Из системы уравнений (40) $2+(n+1)$ для $i=1, \dots, n$

$$E_{23}x_p + E_{24}x_s + \sum_{j=1}^{n+1} u_{3j} x_{Tj} = E_{21} \tag{56}$$

следует, что $\sum_{j=1}^{n+1} u_{3j}^{(i)} x_{Tj}$ не зависит от слоя i . Так как $u_{3j}^{(i)}$ удовлетворяет (27), то $\sum_{j=1}^{n+1} p_j f_j \rho_j^{-1} x_{Tj}$ также не зависит от i . Поскольку $u_{1j}^{(i)} = p_j f_j \rho_j^{-1} \cos \varphi - q_j \rho_j^{-1} \sin \varphi$, то справедливы n уравнений $i=1, \dots, n$:

$$E_{13}x_p + E_{14}x_s + \sum_{j=1}^{n+1} u_{1j} x_{Tj} = E_{11}, \tag{57}$$

поскольку выполняются соотношения (56) и (57) при $i=1$, входящие в систему (40). Включение всех $2n$ уравнений (56) и (57) приводит к эквивалентной, но переопределенной системе уравнений.

Определим значения χ_{13}, χ_{33} из $2n$ соотношений $i=1, \dots, n$:

$$E_{33}x_p + E_{34}x_s + \sum_{j=1}^{n+1} \tau_{13j} x_{Tj} = \chi_{13}, \tag{58}$$

$$E_{43}x_p + E_{44}x_s + \sum_{j=1}^{n+1} \tau_{33j}^{(i)} x_{Tj} = \chi_{33}. \tag{59}$$

Поскольку система уравнений (40) включает уравнения

$$E_{33}x_p + E_{34}x_s + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n+1} \varepsilon_i \tau_{13j} x_{Tj} = E_{31}, \tag{60}$$

$$E_{43}x_p + E_{44}x_s + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n+1} \varepsilon_i \tau_{33j}^{(i)} x_{Tj} = E_{41}, \tag{61}$$

то справедливы равенства

$$\sum_{i=1}^n \varepsilon_i \chi_{13}^{(i)} = E_{31} \text{ и } \sum_{i=1}^n \varepsilon_i \chi_{33}^{(i)} = E_{41}. \tag{62}$$

Итак, систему уравнений (40) можно заменить на эквивалентную ей систему $4n$ -уравнений (56)–(59) при выполнении соотношений (62). Систему уравнений (56)–(59) представим в векторном виде:

$$\sum_{j=1}^{n+1} x_{Tj} \mathbf{F}_{Tj} = \mathbf{E}_1 - x_p \mathbf{E}_3 - x_s \mathbf{E}_4, \tag{63}$$

где

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_1 &= \left(E_{11}^{(i)}, E_{21}^{(i)}, \varepsilon_i \chi_{13}^{(i)}, \varepsilon_i \chi_{33}^{(i)} \right)^T, \quad \mathbf{E}_3 = \left(E_{13}^{(i)}, E_{23}^{(i)}, \varepsilon_i E_{33}^{(i)}, \varepsilon_i E_{43}^{(i)} \right)^T, \\ \mathbf{E}_4 &= \left(E_{14}^{(i)}, E_{24}^{(i)}, \varepsilon_i E_{34}^{(i)}, \varepsilon_i E_{44}^{(i)} \right)^T, \quad \mathbf{F}_j = \left(u_{1j}^{(i)}, u_{3j}^{(i)}, \varepsilon_i \tau_{13j}^{(i)}, \varepsilon_i \tau_{33j}^{(i)} \right)^T \end{aligned} \quad (64)$$

являются векторами размерности $4n$ с использованием обозначений $a^{(i)} = (a^{(1)}, \dots, a^{(n)})$ и $E_{mn}^{(i)} = E_{mn}$.

Выполняя перестановки компонент, введем дуальные вектор-строки по формулам

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{E}}_1 &= \left(\varepsilon_i \chi_{13}^{(i)}, \varepsilon_i \chi_{33}^{(i)}, E_{11}^{(i)}, E_{21}^{(i)} \right), \quad \tilde{\mathbf{E}}_3 = \left(\varepsilon_i E_{33}^{(i)}, \varepsilon_i E_{43}^{(i)}, E_{13}^{(i)}, E_{23}^{(i)} \right), \\ \tilde{\mathbf{E}}_4 &= \left(\varepsilon_i E_{34}^{(i)}, \varepsilon_i E_{44}^{(i)}, E_{14}^{(i)}, E_{24}^{(i)} \right), \quad \tilde{\mathbf{F}}_j = \left(\varepsilon_i \tau_{13j}^{(i)}, \varepsilon_i \tau_{33j}^{(i)}, u_{1j}^{(i)}, u_{3j}^{(i)} \right). \end{aligned} \quad (65)$$

Из определения нормировочных коэффициентов k_0, k_p, k_s, k_T следует

$$\mathbf{E}_1 \mathbf{E}_1 = 2k_0^2, \quad \mathbf{E}_P \mathbf{E}_P = -2k_p^2, \quad \mathbf{E}_S \mathbf{E}_S = -2k_s^2, \quad \mathbf{F}_j \mathbf{F}_j = 2k_T^2, \quad j=1, \dots, n+1. \quad (66)$$

Воспользовавшись формулой (30), нетрудно показать, что $\mathbf{E}_m \mathbf{E}_n = 0$ при $m \neq n$. Докажем, что $\tilde{\mathbf{F}}_m \mathbf{F}_{Tn} = 0$ при $m \neq n$. Действительно, из определения компонент этих векторов и соотношений (27), (28) следует

$$\begin{aligned} \tilde{\mathbf{F}}_{Tm} \mathbf{F}_{Tn} &= \sum_{i=1}^n \varepsilon_i \left(\tau_{13m}^{(i)} u_{1n}^{(i)} + \tau_{13n}^{(i)} u_{1m}^{(i)} + \tau_{33m}^{(i)} u_{3n}^{(i)} + \tau_{33n}^{(i)} u_{3m}^{(i)} \right) = \\ &= \sum \frac{\varepsilon_i f_m f_n (p_m + p_n) \sin \varphi}{\rho} + \frac{(q_m + q_n) \cos \varphi}{\rho} \end{aligned} \quad (67)$$

Вычитая формулы (26) для пар (p_m, q_m) и (p_n, q_n) , получаем равенство $\operatorname{tg} \varphi = \frac{p_m - p_n}{q_m - q_n}$. Следовательно, $\tilde{\mathbf{F}}_{Tm} \mathbf{F}_{Tn} = \left(\sum \frac{\varepsilon_i f_m f_n (p_m^2 - p_n^2)}{\rho} + \frac{(q_n^2 - q_m^2)}{\rho} \right) \cos \varphi = 0$. Последнее равенство нулю доказывается вычитанием соотношений (22), справедливых для пар (p_m, q_m) и (p_n, q_n) .

Наконец, преобразуем равенство (63) к виду $\sum_{j=1}^{n+1} x_j \tilde{\mathbf{F}}_j = \tilde{\mathbf{E}}_1 - x_p \tilde{\mathbf{E}}_3 - x_s \tilde{\mathbf{E}}_4$ и перемножим их. Из взаимной ортогональности и нормировки векторов, доказанной выше, следует соотношение (55).

Список литературы

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. Москва: Мир, 1983. 520 с.

Молотков Л. А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. Санкт-Петербург: Наука, 2001. 348 с.

Молотков Л. А. Об эквивалентности слоисто-периодических и трансверсально-изотропных сред. *Зап. науч. сем. ЛОМИ*. 1979. Т. 89. С. 219—233.

Молотков Л. А. Об эффективной модели, описывающей слоистую периодическую упругую среду с контактами проскальзывания на границах. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1994. Т. 210. С. 192—212.

Молотков Л. А. О новом способе вывода уравнений осредненной эффективной модели периодических сред. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1991. Т. 195. С. 82—102.

- Молотков Л. А., Бакулин А. В. Эффективная модель слоистой упруго-жидкой среды как частный случай модели Био. *Зап. научн. сем. ПОМИ*. 1995. Т. 230. С. 172—195.
- Молотков Л. А., Хило А. Е. Исследование однофазных и многофазных эффективных моделей, описывающих периодические среды. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1984. Т. 140. С. 105—122.
- Молотков Л. А., Перекарева М. Н. Исследование волнового поля в эффективной модели, описывающей упруго-жидкую слоистую среду. *Зап. научн. сем. ПОМИ*. 2006. Т. 332. С. 175—192.
- Роганов Ю. В., Роганов В. Ю. Распространение волн в периодических жидкотвердых слоистых средах. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 6. С. 101—117.
- Backus G. E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67, 4427—4440. doi: 10.1029/JZ067i011p04427.
- Corredor R., Santos J., Gauzellino P., Carcione J., 2016. Validation of the boundary conditions to model the seismic response of fractures. *Geophys. Prosp.* 64, 1149—1165. doi:10.1111/1365-2478.12375.
- Deresiewicz H., Rice J. T., 1960. The effect of boundaries on wave propagation in liquid-filled porous solids: I. Reflection of plane waves at a true plane boundary. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 50, 599—607.
- Lovera O. M., 1987. Boundary conditions for a fluid-saturated porous solid. *Geophysics*, 52 (2), 174—178.
- Molotkov L. A., 1982. Equivalence of periodically layered and transversally isotropic media. *J. Soviet Math.* 19(4), 1454—1466. doi: 10.1007/BF01085033.
- Molotkov L. A., 1992. New method for deriving equations of an effective average model of periodic media. *J. Soviet Math.*, 62(6), 3103—3107. doi: 10.1007/BF01095684.
- Molotkov L. A., 1997. On an effective model describing a layered periodic elastic medium with slide contacts on the interfaces. *J. Math. Sci.* 83(2), 288—301. doi: 10.1007/BF02405824.
- Molotkov L. A., Bakulin A. V., 1998. The effective model of a stratified solid-fluid medium as a special case of the Biot model. *J. Soviet Math.* 91(2), 2812—2827. doi: 10.1007/BF02433997.
- Molotkov L. A., Khilo A. E., 1986. Single-phase and multiphase effective models describing periodic media. *J. Soviet Math.*, 32 (2), 173—185. doi: 10.1007/BF0108415.
- Molotkov L. A., Perekareva M. N., 2007. Investigation of the wave field in an effective model of a layered elastic-fluid medium. *J. Math. Sci.* 142(6), 2620—2629. doi:10.1007/s10958-007-0150-1.
- Nakagawa S., Schoenberg M., 2007. Poroelastic modeling of seismic boundary conditions across a fracture. *J. Acoust. Soc. Am.* 122(2), 831—847. doi: 10.1121/1.2747206.
- Rajesh S., 2015. Reflection/refraction at the interface of an elastic solid and a partially saturated porous solid containing liquid filled bound pores and a connected pore space saturated by two-phase fluid. *Lat. Am. J. Solids Struct.* 12(10), 1870—1900. doi: 10.1590/1679-78251834.
- Roganov Yu., Stovas A., 2012. Low-frequency wave propagation in periodically layered media. *Geophys. Prosp.* 60, 825—837. doi: 10.1111/j.1365-2478.3011.01028.x.
- Schoenberg M., 1983. Reflection of elastic waves from periodically stratified media with interfacial slip. *Geophys. Prosp.* 31, 265—292. doi: 10.1111/j.1365-2478.1983.tb01054.x.
- Schoenberg M., 1984. Wave propagation in alternating solid and fluid layers. *Wave Motion* 6, 303—320. doi: 10.1016/0165-2125(84)90033-7.
- Schoenberg M., Muir F., 1989. A calculus for finely layered anisotropic media. *Geophysics* 54(5), 581—589. doi: 10.1190/1.1442685.

Low-frequency scattering on a half-space filled with periodic fluid-solid medium with dipped layers

© Yu. V. Roganov¹, V. Yu. Roganov², 2017

¹Tesseral Technologies Inc., Kiev, Ukraine

²Institute of Cybernetic of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

A low-frequency effective model has been developed for a medium with periodical liquid and solid layers with the slip between layers. It is shown that for an effective periodically n -layered medium with solid dipped layers with slip there exist $n+1$ plane waves with a fixed horizontal slowness that propagate downward. The boundary conditions are determined for low-frequency scattering at the boundary between a solid half-space and a half-space filled with an effective medium. These conditions depend on the dip angle of the layers and their filling. Based on the boundary conditions, linear systems of equations for the reflection and refraction coefficients are derived. Low-frequency scattering on a half-space with dipped solid layers with the slip is described by a system of $n+3$ equations with $n+3$ unknowns. In the presence of liquid layer, the number of equations and unknowns is equal to $n+2$. If the lower half-space consists of horizontal layers, the number of equations and unknowns is equal to 3. Explicit formulas for the roots of this system of equations are obtained for the case when the layers are horizontal. The theory is demonstrated on various examples of calculating the reflection and refraction coefficients.

Key words: periodical solid-fluid medium, dispersion equation, scattering, reflection and refraction coefficients.

References

- Aki K., Richards P., 1983. Quantitative seismology. Theory and methods. Moscow: Mir, 520 p. (in Russian).
- Molotkov L. A., 2001. The study of wave propagation in porous and fractured media based on effective models of BIO and layered media. St. Petersburg: Nauka, 348 p. (in Russian).
- Molotkov L. A., 1979. Equivalence of periodically layered and transversally isotropic media. *Zapiski nauchnykh seminarov LOMI* 89, 219—233 (in Russian).
- Molotkov L. A., 1994. On an effective model describing a layered periodic elastic medium with slide contacts on the interfaces. *Zapiski nauchnykh seminarov POMI* 210, 192—212 (in Russian).
- Molotkov L. A., 1991. New method for deriving equations of an effective average model of periodic media. *Zapiski nauchnykh seminarov LOMI* 195, 82—102 (in Russian).
- Molotkov L. A., Bakulin A. V., 1995. The effective model of a stratified solid-fluid medium as a special case of the Biot model. *Zapiski nauchnykh seminarov POMI* 230, 172—195 (in Russian).
- Molotkov L. A., Khilo A. E., 1984. Single-phase and multiphase effective models describing periodic media. *Zapiski nauchnykh seminarov LOMI* 140, 105—122 (in Russian).
- Molotkov L. A., Perekareva M. N., 2006. Investigation of the wave field in an effective model of a layered elastic-fluid medium. *Zapiski nauchnykh seminarov POMI* 332, 175—192 (in Russian).
- Roganov Yu. V., Roganov V. Yu., 2016. Wave propagation in periodic fluid-solid layered media. *Geofizicheskiy zhurnal* 38 (6), 101—117 (in Russian).
- Backus G. E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67, 4427—4440. doi: 10.1029/JZ067i011p04427.
- Corredor R., Santos J., Gauzellino P., Carcione J., 2016. Validation of the boundary conditions to model the seismic

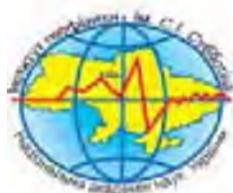
- response of fractures. *Geophys. Prosp.* 64, 1149—1165. doi:10.1111/1365-2478.12375.
- Deresiewicz H., Rice J. T., 1960. The effect of boundaries on wave propagation in liquid-filled porous solids: I. Reflection of plane waves at a true plane boundary. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 50, 599—607.
- Lovera O. M., 1987. Boundary conditions for a fluid-saturated porous solid. *Geophysics*, 52 (2), 174—178.
- Molotkov L. A., 1982. Equivalence of periodically layered and transversally isotropic media. *J. Soviet Math.* 19(4), 1454—1466. doi: 10.1007/BF01085033.
- Molotkov L. A., 1992. New method for deriving equations of an effective average model of periodic media. *J. Soviet Math.*, 62(6), 3103—3107. doi: 10.1007/BF01095684.
- Molotkov L. A., 1997. On an effective model describing a layered periodic elastic medium with slide contacts on the interfaces. *J. Math. Sci.* 83(2), 288—301. doi: 10.1007/BF02405824.
- Molotkov L. A., Bakulin A. V., 1998. The effective model of a stratified solid-fluid medium as a special case of the Biot model. *J. Soviet Math.* 91(2), 2812—2827. doi: 10.1007/BF02433997.
- Molotkov L. A., Khilo A. E., 1986. Single-phase and multiphase effective models describing periodic media. *J. Soviet Math.*, 32 (2), 173—185. doi: 10.1007/BF0108415.
- Molotkov L. A., Perekareva M. N., 2007. Investigation of the wave field in an effective model of a layered elastic-fluid medium. *J. Math. Sci.* 142(6), 2620—2629. doi:10.1007/s10958-007-0150-1.
- Nakagawa S., Schoenberg M., 2007. Poroelastic modeling of seismic boundary conditions across a fracture. *J. Acoust. Soc. Am.* 122(2), 831—847. doi: 10.1121/1.2747206.
- Rajesh S., 2015. Reflection/refraction at the interface of an elastic solid and a partially saturated porous solid containing liquid filled bound pores and a connected pore space saturated by two-phase fluid. *Lat. Am. J. Solids Struct.* 12(10), 1870—1900. doi: 10.1590/1679-78251834.
- Roganov Yu., Stovas A., 2012. Low-frequency wave propagation in periodically layered media. *Geophys. Prosp.* 60, 825—837.
- Schoenberg M., 1983. Reflection of elastic waves from periodically stratified media with interfacial slip. *Geophys. Prosp.* 31, 265—292. doi: 10.1111/j.1365-2478.1983.tb01054.x.
- Schoenberg M., 1984. Wave propagation in alternating solid and fluid layers. *Wave Motion* 6, 303—320. doi: 10.1016/0165-2125(84)90033-7.
- Schoenberg M., Muir F., 1989. A calculus for finely layered anisotropic media. *Geophysics* 54(5), 581—589. doi: 10.1190/1.1442685.

International Research Group Project
SOUTH CAUCASUS GEOSCIENCES

FINAL WORKSHOP

October 25-27, 2017

Kiev, Ukraine



ABSTRACTS
VOLUME



The Workshop is organized by:

CNRS, Université Côte d'Azur, UMR Geoazur
UNS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Sophia Antipolis France

S.I. Subbotin Institute of Geophysics,
National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev Ukraine



Tethyan evolution and continental collision in SW Caucasus (Georgia and adjacent areas)

© *S. Adamia, V. Alania, A. Gventsadze, O. Ehlukidze, N. Sadradze,
N. Tsereteli, G. Zakariadze, 2017*

Tbilisi State University, M. Nodia Institute of Geophysics, Tbilisi, Georgia

Georgia, the westernmost part of the southern Caucasus located at the junction of European and Asiatic branches of the Alpine-Himalayan orogenic belt represents an area where the Tethys Ocean was completely closed only in the late Cenozoic as a result of prolonged convergence between the Eurasian and Africa-Arabian plates.

During the Neoproterozoic—early Cenozoic, the territory of Georgia and the adjacent area of the Black Sea-Caspian Sea region were parts of the Tethys Ocean and its northern and southern margins. The Prototethys-Paleotethys-Tethys was not a single continuous oceanic plate, but rather developed in branches separating continental terranes of different sizes, which rifted and drifted away from the Gondwana margin and eventually collided with Laurasia. Prior to the final collision in the late Cenozoic, the region hosted systems of island arc, intra-arc, and back-arc basins located between the East European (Baltica) continent and Gondwana. Integrative geological and paleogeographical studies show a collage of several tectonic units (terranes) in Georgia and adjoining areas that have distinctive geological histories with Tethyan, Eurasian, or Gondwanian affinities. These include the Scythian platform, the Caucasiani (Great Caucasus), the Transcaucasus-Pontides, and the Lesser Caucasiani (Caucasus)—Alborz—West Iran regions. Their position between the Africa-Arabian and Eurasian continents provides a reason for grouping them into the Northern Tethyan (Eurasian) and Southern Tethyan (Gondwanian) domains. The Scythian platform, Caucasiani,

and Transcaucasus-Pontian belts are of North Tethyan origin while Anatolia, Taurus, Iran, and the southern Lesser Caucasus belong to the South Tethys.

The Arabia-Nubian Shield, at the end of the Proterozoic, experienced basement consolidation related to the final stages of the Pan-African cycle of tectogenesis. In contrast to the southern Lesser Caucasus (Daralagöz), the Transcaucasus did not undergo this process because it broke away from the Arabia-Nubia Shield and, during Cambrian—Devonian, drifted deep into the Prototethys toward the northern (Baltica) continent.

During the early—middle Paleozoic in the wake of northward-migrating Gondwanian fragments, the Paleotethyan basin formed, and, in the Ordovician, along its border with the Transcaucasus, subduction of oceanic crust occurred, accompanied by suprasubduction volcanic eruptions. Northward migration of the Transcaucasus throughout the Paleozoic caused narrowing of the Prototethys and its transformation into an oceanic back-arc (Dizi) basin. Fragments of paleoceanic crust are found along the southern border of the Transcaucasus, within accretionary complexes of the Lesser Caucasus ophiolite suture, and in the Pontides, also in Iranian Garadagh. During the late Paleozoic—early Mesozoic, the oceanic basin separating the Africa-Arabian continent from the Taurus-Anatolian-Iranian platformal domain gradually extended. During this phase, only the Central Iranian terrain separated from Gondwana, drifted northward, and collided with the Eurasian continent in the Late Triassic.

The Taurus-Anatolian terrane separated from Gondwana later, in the Early-Middle Jurassic. During the Mesozoic—Cenozoic, Daralagöz represented the northwestern most margin of the Central Iranian platform and was separated from the North Anatolian platform by an oceanic or back-arc basin (Khoy basin), which within the modern structure is represented by Mesozoic—Cenozoic ophiolites of Urumieh-Khoy (Iran) and Van (Turkey).

The Paleozoic–Eocene evolution of the North Tethyan domain was marked by major magmatic events corresponding to the Pacific-type and Mediterranean stages of Tethyan development. The precollisional magmatic assemblages reflect a variety of paleotectonic environments. They are indicative of a west Pacific-type oceanic setting in which a mature, Andean-type continental arc developed. There were several episodes of oceanic lithospheric obduction onto the continental terranes of the region: the middle-late Paleozoic, during which basite-ultrabasite complexes were thrust over the island-arc system of the Transcaucasus and the Main Range zone of

Caucasioni; pre-Late Triassic obduction in the Lesser Caucasus; and pre-Late Jurassic obduction during which ultrabasic rocks were thrust over the continental unit of the Artvin-Bolnisi Block of the Somkhet-Garabagh zone. The metabasites apparently represent Paleotethyan fragments.

During the Oligocene, marine Tethyan basins were replaced by euxinic basins, which are considered to represent the beginning of syncollisional development between Arabian and Eurasian plates in the region. Ongoing collision during Miocene–Quaternary caused inversion of topography such that fold-and-thrust mountain belts of the Caucasioni and Lesser Caucasioni, and the intermontane foreland basins in between were formed. In the late Miocene, coeval with molasse deposition in the foreland basins, subaerial volcanic eruptions occurred, characterized by intensively fractionated magma of suprasubduction-type calc-alkaline series from basalts to rhyolites.

In addition to volcanism, earthquakes indicate active tectonics in Georgia. Some of the

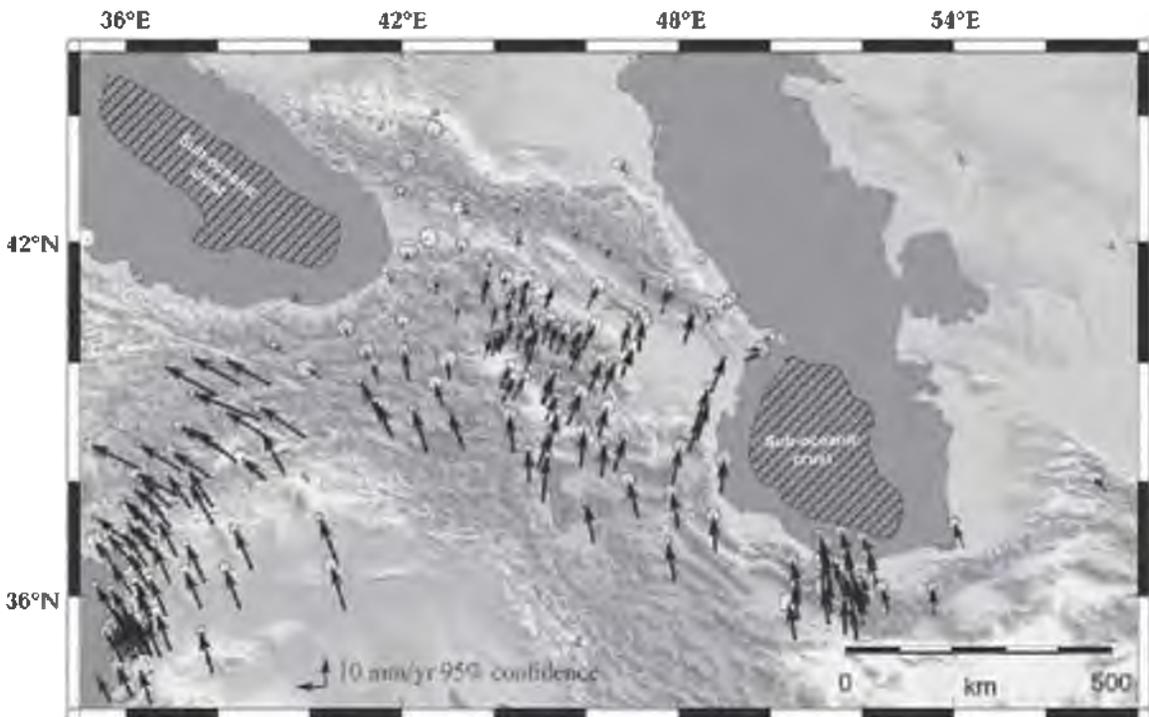


Fig. 1. Map showing global positioning system (GPS) velocities with respect to Eurasia and 95 % confidence ellipses for the eastern Black Sea—Caucasus—Caspian region [Vernant et al., 2013].

major earthquakes have proven to be devastating; i.e., the Racha earthquake of 29 April 1991, with $M_s=6.9$, was the strongest ever recorded in Georgia. The fault plane solution data for 130 earthquakes show that the territory of Georgia is currently under latitudinal compression, longitudinal extension, and an overall crustal thickening. A complex network of faults divides the region into a number of separate blocks. Three principal directions of active faults compatible with the dominant, near N-S compressional stress produced by northward displacement of the Arabian plate can be distinguished: one longitudinal, trending WNW-ESE or W-E, and two transversal, trending NE-SW and NW-SE. The first group (WNW-ESE), the so-called «Caucasian» strike, is composed of compressional structures, including reverse faults, thrusts, thrust slices, and strongly deformed fault-propagation folds. The transversal faults are also mainly compressional structures, but they contain considerable strike-slip components as well. The tensional nature of submeridional faults is associated with intensive Neogene-Quaternary volcanism in the Transcaucasus. The NE-SW left-lateral strike-slip faults are the main seismoactive structures in the western Transcaucasus, while right-lateral strike-slip faults are developed in the southeastern Transcaucasus. Considerable shortening and

deformation of the crust and lithosphere of the region have taken place via compressional structures, as well as lateral tectonic escape. The geometry of the topography and tectonic features is largely determined by the wedge-shaped rigid Arabian block (indenter) and by the configuration of the oceanic-suboceanic lithosphere (buttesse) of the eastern Black Sea and south Caspian Sea, all of which cause bending of the main morphological and tectonic structures of the region around the strong lithosphere (Fig. 1).

Large-scale intraplate deformation of the lithosphere of the region as a result of the indentation of Arabian and Indian plates resulted in Late Cenozoic shortening and uplift of the mountain belts of the region, subsidence acceleration of the Black Sea—South Caspian crust, formation of submeridional, transversal megastructure of the Caspian Sea that evidence for interference of lithospheric folding patterns induced by the Arabian and Indian collision with Eurasia [Smit et al., 2013].

Acknowledgements. This work was supported by Shota Rustaveli National Science Foundation (SRNSF), projects № 04-45 (GDRI — International Research Group: South Caucasus GeoScience (Georgia — Eastern Black Sea)) and № 217408 (Interactive Geological Map of Georgia, scale 1:200 000).

References

- Smit J. H. V., Cloetingh S. A. P. L., Burov E., Tesauro M., Sokoutis D., Kaban M., 2013. Interference of lithospheric folding in western Central Asia by simultaneous Indian and Arabian plate indentation. *Tectonophysics* 602(Spec. is. Topo-Europe III), 176—194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.032>.
- Vernant P., King R., Reilinger R., Floyd M., McClusky S., Hahubia G., Sokhadze G., Elashvili M., Kadirov F., Karakhanian A., Avagyan A., Ergintav S., Djamour Y., Doerflinger E., Ritz J.-F., 2013. GPS constraints on continental deformation in the Black Sea, Caucasus and Caspian region: Implications on geodynamics and seismic hazard. *Darius Programme (24—25 June, 2013), Eastern Black Sea and Caucasus, Abstracts Volume: Tbilisi, Georgia, I. Javakhishvili Tbilisi State University*, P. 74—75.

Structural architecture of the eastern Achara-Trialeti fold and thrust belt, Georgia: Implications for kinematic evolution

© V. Alania¹, M. Sosson², O. Enukidze¹, N. Asatiani³, T. Beridze⁴,
Z. Candaux², A. Chabukiani¹, A. Giorgadze³, A. Gventsadze¹,
N. Kvavadze¹, G. Kvintradze³, N. Tsereteli¹, 2017

¹Tbilisi State University, M. Nodia Institute of Geophysics, Tbilisi, Georgia

²Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Sophia Antipolis, France

³Tbilisi State University, Faculty of Exact and Natural Sciences, Tbilisi, Georgia

⁴Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, Georgia

We introduce a tectonic model of the eastern Achara-Trialeti fold and thrust belt (ATFTB) based on the recent field data, interpreted seismic reflection profiles and regional balanced cross section from northern part of Lesser Caucasus orogene. Like other collision-induced Alpine-type fold-thrust belts (e.g. [Naylor, Sinclair, 2008]), the Lesser Caucasus is a typical doubly-vergent orogenic wedge represented by pro and retro wedges and ATFTB is a constituent part of retro wedge [Alania et al., 2017].

The seismic interpretation presented here is further constrained by surface geology and subsurface geology revealed by several well penetrations. Fault-related folding theories were used to constrain the seismic interpretation and of the regional balanced cross-section [Suppe, 1983; Shaw et al., 2005]. Seismic reflection data reveals presence of basement structural wedge, south-vergent backthrust, north-vergent forethrust and some structural wedges.

Stratigraphy in the ATFTB records the evolution from the extensional Achara-Trialeti Basin to Kura foreland basin of the Arabia-Eurasia collision zone. The rocks involved in the deformation range from Paleozoic basement rocks to Mesozoic-Neogene

strata. The growth of eastern Achara-Trialeti thick-skinned structures at northern part of the Lesser Caucasus, formed by basement wedge that propagated along detachment horizons within the cover generating thin-skinned structures. The kinematic evolution of south-vergent backthrust zone is related to northward propagating thrust wedge. The main style of deformation within the backthrust zone is a series of fault-propagation folds and are developed in Cretaceous-Paleogene strata. Frontal part of the eastern ATFTB is represented by triangle zone [Alania et al., 2016; Sosson et al., 2013, 2016].

On base of published information about historical and recent earthquake data [Tsereteli et al., 2016; Varazanashvili et al., 2011], absolute ages of deformed volcanic rocks (Pliocene-Quaternary) from southern part of study area [Lebedev et al., 2007] and syntectonic units from frontal part of eastern ATFTB [Alania et al., 2016] we conclude that compressive deformation started in Middle Miocene and continues today.

Acknowledgments. This work was funded by GDRI-IRG (Project #04-45) and Shota Rustaveli National Science Foundation (SRN-SF) (grants YS15_2.1.5_78 and 217942).

References

Alania V., Chabukiani A., Enukidze O., Razmadze A., Sosson M., Tsereteli N., Varazanashvili O., 2017.

Structural model of the eastern Achara-Trialeti fold and thrust belt using seismic reflection profiles.

- 19th EGU General Assembly, EGU2017, proceedings from the conference held 23—28 April, 2017 in Vienna, Austria, p. 5064.
- Alania V., Chabukiani A., Chagelishvili R., Enukidze O., Gogrichiani K., Razmadze A., Tsereteli N., 2016. Growth structures, piggyback basins and growth strata of Georgian part of Kura foreland fold and thrust belt: implication for Late Alpine kinematic evolution. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (eds.). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geol. Soc. London Spec. Publ. 428. doi:10.1144/SP428.5.*
- Lebedev V. A., Bubnov S. N., Dudauro O. Z., Vashakidze G. T., 2008. Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern Part of the Dzhavakheti Highland. Regional Geological Correlation. Stratigr. Geol. Correl. 16(is. 5), 553—574. doi: 10.1134/S0869593808050080.*
- Naylor M., Sinclair H. D., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins. Basin Research 20(is. 3), 285—303. doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x.*
- Shaw J., Connors C., Suppe J. (eds.), 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds. AAPG Studies in Geology 53, 156 p.*
- Sosson M., Adamia Sh., Muller C., Rolland Y., Alania V., Enukidze O., Sadradze N., Hässig M., 2013. From Greater to Lesser Caucasus: new insights from surface and subsurface data along a N-S trending transect (Georgia): Thick-skin versus thin-skin tectonics. Darius News (3), 5—7.*
- Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y., Rolland Y., Adamia Sh., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T., Avagyan A., Galoyan Gh., Danehian T., Hässig M., Meijers M., Müller C., Sahakyan L., Sadradze N., Alania V., Enukidze O., Mosar J., 2015. The Eastern Black Sea—Caucasus region during Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. Comptes Rendus Géoscience 348, 23—32. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002>.*
- Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. Amer. J. Sci. 283, 684—721. doi:10.2475/ajs.283.7.684.*
- Tsereteli N., Tibaldi A., Alania V., Gventsadse A., Enukidze O., Varazanashvili O., Müller B. I. R., 2016. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. Tectonophysics 691, 328—344. doi: 10.1016/j.tecto.2016.10.025.*
- Varazanashvili O., Tsereteli N., Tsereteli E., 2011. Historical earthquakes in Georgia (up to 1900): source analysis and catalogue compilation. Tbilisi: Publ. House. MVP, 77 p.*

Evidence of volcanic eruptions witnessed by prehistoric man in Armenia and Argentina

© A. Avagyan¹, J-F. Ritz², P-H. Blard³, Kh. Meliksetian¹, Ph. Munch²,
P. Valla⁴, K. Tokhatyan⁵, A. Caselli⁶, M. Mkrtchyan¹, T. Atalyan¹, 2017

¹Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences
of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

²Geosciences Montpellier, Montpellier, France

³Nancy Université, Vandoeuvre-lès-Nancy, France

⁴Institute of Geological Sciences, University of Bern, Bern, Switzerland

⁵Institute of History, National Academy of Sciences of Republic of Armenia,
Yerevan, Armenia

⁶Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología Universidad Nacional
de Río Negro, Río Negro, Argentina

Prehistoric petroglyphs (rock-carvings, rock engravings) are widely spread from Europe to the Far East, Central Asia, Africa, Australia and Americas. Tens of thousands of petroglyphs have been discovered in the Armenian Highland, at elevations ranging in from 600 to 3300 m a.s.l. Strikingly, two rock-art sites, although located thousands km away from each other (Armenia in Eurasia, and Argentina in South America) exhibit well pronounced similarities in content and style. Geological evidences indicate that both areas were affected by recent volcanic eruptions. In both sites, interpretation of the pictures, as well as historical and archaeological data, strongly suggest that the engraved images may depict volcanic eruptions.

In the Armenian site, situated on the bank of a small river in Syunik volcanic upland, several petroglyphs are engraved on ca. 1.5 m diameter basalt boulders. The ancient artists have represented splashing lava fountains with volcanic bombs similar to volcanic eruption of Strombolian type. Depiction of such geological phenomenon found in Armenia, is unique for the entire region, including Eastern Turkey, Transcaucasia and Iran. This fact can be an indication, that our prehistoric an-

cestors witnessed volcanic eruption in Transcaucasia.

There are several direct and indirect techniques to date petroglyphs. The relative-comparative methods based on the analysis of content, style and carving technique with related archaeological monuments give approximate age estimations. The precise dating of petroglyphs is quite difficult, since the nature of the material to be dated is rarely suited to apply the whole variety of traditional physical dating methods.

In this contribution we focus on an indirect dating technique, by first dating the main lava-flow surrounding the petroglyphs site.

Geochronological dating techniques: cosmic ray exposure dating with ³He and Ar/Ar were applied in parallel, along with the classical geological and geomorphological characterization. About 35 samples were collected for cosmogenic ³He exposure dating, from different lava flows. The eruption of Porak volcano, situated 11 km NNW from the rock-art site, indicates an age of 28±6 Ka (1σ). Another source of lava flow in the Karkar plateau situated about 25 km to the SSE yields younger ages of 9.4±1.2 Ka and 5.2±0.4 Ka. Cosmogen-

ic ^3He dating of boulders samples at the site where the Armenian petroglyph was discovered yield exposure ages comprised between 15 and 30 Ka. A global analysis including the geological, geomorphological and glaciological data supports the reliability of these new geochronological data and makes possible

to establish a first time frame for the age of these petroglyphs: they were probably carved between 30 and 5 Ka. In order to obtain more precise age of the engraving, we will carry out further cosmogenic ^3He dating and OSL dating (surface age) of basaltic boulders at the petroglyph site.

New data on the tectonic evolution of the Khoy region, NW Iran

© A. Avagyan¹, A. Shahidi², M. Sosson³, L. Sahakyan⁴, G. Galoyan¹, C. Muller⁴, S. Vardanyan^{1, 3}, K. B. Firouzi², D. Bosch⁶, T. Danelian⁵, G. Asatryan^{1, 5}, M. Mkrtchyan^{1, 6}, M. A. Shokri², 2017

¹Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

²Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Sophia Antipolis, France

⁴Nannofossils Biostratigraphy Consulting, Santok, Poland

⁵Université de Lille — Sciences et Technologies, CNRS, UMR 8198 Evo-Eco-Pale'o, Lille, France

⁶Université de Montpellier INSU-CNRS, Laboratoire Géosciences, Montpellier, France

The Khoy region (NW Iran) is important in the clarification of the structural framework of the Alpine Belt between the Taurides, the Lesser Caucasus and the NW Iran belt. This area is well known for its ophiolitic units. We present here new stratigraphic and structural data that can be used to reconstruct the tectonic evolution of this region and then to establish connections between these belts. According to new data from nannoplankton assemblages, the obducted ophiolite of the Khoy complex was thrust over a sheared Campanian olistostrome and lenses of amphibolite included within the contact. The obduction event is also marked by erosion of the ophiolitic unit and the deposition of conglomerates, shales, sandstones and siltstones. Poorly

extended Paleocene detrital deposits cover the Campanian-Maastrichtian rocks. The Eocene formations characterize a basin filled with volcanogenic and sedimentary layers. The Middle and Upper Eocene series unconformably overlie the ophiolites, their Campanian–Maastrichtian cover and Paleocene deposits. This corresponds to a syn-orogenic basin formed after the collision between Eurasia and the Taurides–Anatolides–South Armenian microplate. The Oligocene–Miocene Qom Formation with basal conglomerates unconformably covers all the earlier formations, including the Palaeozoic formations, indicating intense shortening before its deposition. Compression deformation is currently ongoing and is manifested by numerous folds,

mainly west-dipping thrusts and reverse faults cutting the Qom Formation, and by recent NW–SE dextral strike-slip faults. This illustrates the continuous shortening and uplift (with intense erosion) resulting from the advanced stage of the collision between Arabia and Eurasia. The structural

location of the tectonic units suggests that the Khoy

Gondwana-related basement was part of the South Armenian Block and that the Khoy allochthonous ophiolites were obducted on it from the Amasia-Stepanavan-Sevan-Hakari suture zone.

Reverse and thrust tectonic heritage in the south-east intermountain Ararat depression (Armenia)

© A. Avagyan¹, M. Sosson², L. Sahakyan¹, S. Vardanyan^{1, 2}, Y. Sheremet², M. Martirosyan¹, C. Muller³, 2017

¹Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

²University Côte d'Azur, UNS, CNRS, OCA, IRD Geoazur, Valbonne, France

³Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Sophia Antipolis, France

³Nannofossils Biostratigraphy Consulting, Santok, Poland

The studies of the south-eastern part of the Ararat basin and neighboring mountain and intermountain depressions of the Republic of Armenia, allow reevaluating of previous researches and revealing tectonic processes developed since the Late Cretaceous continental collision according to recent geodynamic concepts. The Ararat basin structural setting and tectonic evolution investigation is perspective for hydrocarbon traps identification.

The thrust and reverse stress regime of the study area was dominant during long period from collision initiation, influencing farther tectonics, complicated by strike-slip faulting.

The secondary normal faults, superimposed gravitational slopes processes and selective erosion complicate moreover the overall structure pattern. These processes continue up to date.

The thrust and reverse tectonics form and develop asymmetric, oblique, fold structures, cuestas with structural slopes in back-limb and intensive weathered foreland in fore-limb. The result of these faults activity is seen in the Paleozoic substratum, newly discovered volcanic rocks (OIB type, probably associated with the ophiolites) outcropping from Ararat depression alluvial and lacustrine Quaternary cover.

Preliminary results of paleomagnetic study of flysch sequences in Eastern Crimea mountains

© V. Bakhmutov, Ye. Poliachenko, T. Yegorova, A. Murovskaya, 2017

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

The new dating of the Tauric flysch complex at the Eastern Crimean Mountains [Sheremet et al., 2016] requires independent age determination of Crimea flysch sequences. It has been proposed to use the paleomagnetic method taking into account that recent paleomagnetic data from Crimea had been successfully applied both for tectonics [Çinku et al., 2013] and magnetostratigraphy [Guzhikov et al., 2012; Bakhmutov et al., 2016]. The key task of our study is to distinguish the paleomagnetic zones of normal and reverse polarity and their binding to the geological time scale considering the paleontological and lithological markers. But the analysis of new data of micropaleontological complexes without additional geological information, taking into account the frequent changes in magnetic polarity in the Jurassic-Early Cretaceous time span, shows some difficulty of this approach for our study. We have proposed another approach — to distinguish the primary magnetization and calculate paleopoles that are compared with expected reference apparent polar wander path (APWP) of Eurasia. Thus, we consider the main purpose of our paleomagnetic studies is the definition of paleo-latitudes of flysch sequences in Crimean Mountains.

The second objective of our research relates with study of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Due to the presence of ferromagnetic particles of non-isometric form, it is assumed that magnetic structure was formed under the influence of some factors, such as bottom currents. In structural applications, AMS have been used to examine patterns of strain. An oversimplified view is

that elongate ferromagnetic grains are passively rotated during deformation of rocks.

Palaeomagnetic measurements were carried out in the laboratory of the Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine in Kiev. Specimens were stepwise thermally demagnetized using an MMTD80 oven up to 600 °C. The demagnetization of specimens (thermal and alternating field (AF)) and all measurements were made inside magnetically shielded rooms to minimize the acquisition of present-day viscous magnetization. After each heating step, the magnetic susceptibility (k) at room temperature was measured by a MFK1 Kappabridge to estimate possible mineralogical changes. Duplicate specimens were subjected to AF demagnetization up to 100 mT using a LDA-3A demagnetizer. Demagnetization steps were adjusted during thermal or AF procedures from 10° to 50 °C and 10–20 mT, respectively. The natural remanent magnetization (NRM) of specimens was measured by JR-6 spin magnetometer. Demagnetization results were processed by multicomponent analysis of demagnetization path [Kirschvink, 1980] using Remasoft 3.0 software [Chadima, Hroudá, 2006]. AMS was measured by MFK-1 Kappabridge, and magnetic anisotropy parameters were calculated with the Anisoft program.

During 2015–2016 field expeditions in Crimean Mountains we have examined 15 sites, and from 10 of them have collected the sandstones and argillites from flysch sequence of Tauric(?) series for paleomagnetic analysis. Results from 7 sites (their location is shown in Fig. 1), mainly of 2015 collection, were taken for further interpretation.

In general, the samples from different sites have different magnetic parameters and stability to thermal and AF demagnetization

After removal of this weak overprint, a second component with unblocking temperatures between 300 and 400–480 °C was calculated

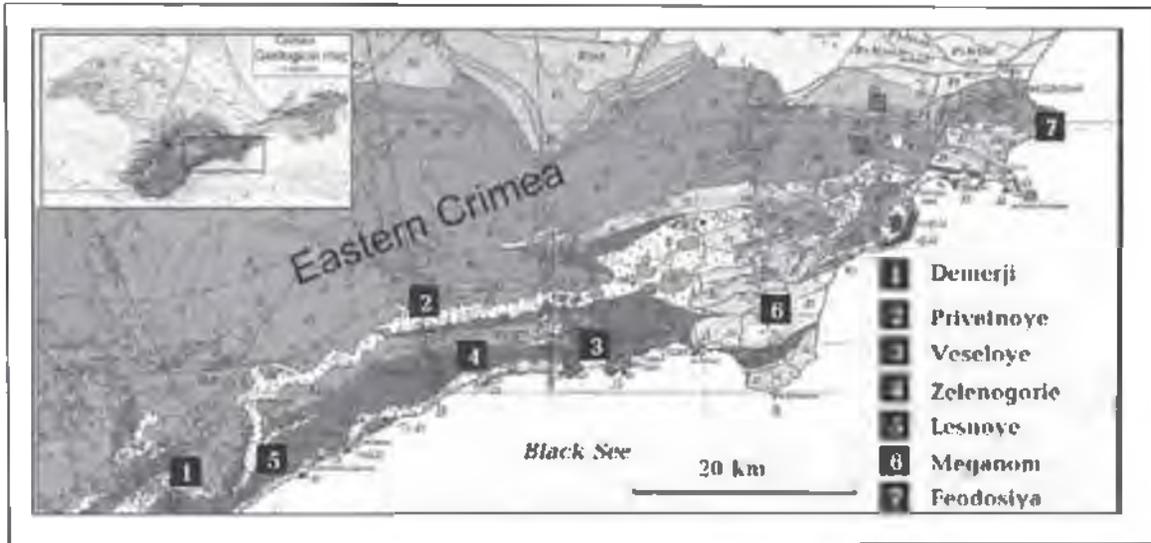


Fig. 1. Sites of sampling for paleomagnetic study in Eastern Crimea Mountains.

showing no common regularities. So, during next data processing and selection of magnetization components, some samples were excluded from the data base and were taken not suitable for further interpretation due to: 1) weak NRM (<0.001 mA/m); 2) large MAD ($>10^\circ$) of selection component; 3) unstable behavior during demagnetization; 4) strong inconsistency to the rest of samples in the group. Despite the number of samples from each site was enough, the Q index of [Van der Voo, 1990] could not be satisfied for most sites. Many samples show dramatic increase of susceptibility during thermal demagnetization in the range 300–400 °C. Some of the samples are characterized by a peak of the NRM at different temperatures, which indicates significant changes in magnetic minerals behavior during heating.

Usually two NRM components could be distinguished during demagnetization. A low unblocking temperature component, recording probably a minor viscous origin, is removed between 100–200 °C. The directions of this component are scattered, but the mean close to the present Earth's magnetic field.

from the vector that decays linearly close to the origin. Several samples have unblocking temperature more than 500 °C. Taken into account the high increases of susceptibility above 400 °C we can't extract the more stable component decays linearly to the origin. So the ChRM (characteristic component of remanent magnetization) direction was calculated from the vector that decays linearly to the origin of the orthogonal vector plots.

Five sites (numbers 1–5 in the Fig. 1) show the ChRM direction corresponding to normal polarity; after correction for fold bedding elements it becomes more scattered. Palaeomagnetic fold test show that all palaeomagnetic groups carry a post-folding remanent magnetization. This result confirms the Early Cretaceous remagnetization of sediments from other sites in Crimean Mountains reported by [Çinku et al., 2013].

The ChRM-directions of samples from sites 6 and 7, obtained from both high unblocking temperature and high coercive components, show normal and reversed polarities. The correction for folding suggests that the magnetization is primary. Site 7 was dated as

Tithonian-Berriasian boundary, the ChRM-directions have normal and reverse polarities and confirmed the result of [Guzhikov et al., 2012] about primary magnetization of Tithonian flysch near Feodosiya.

The tectonics implication of our results is not clear because of the data shortage. Meijers et al. (2010) considered the ChRM magnetization is primary and reported the Upper Jurassic palaeolatitudes in Crimea, which is inconsistent with the paleolatitudes obtained in [Çinku et al., 2013], which used age and reference palaeolatitude curve derived from the APWP paths of Eurasia and Gondwana. Comparison of the average mean palaeomagnetic poles in the Triassic—Upper Jurassic units of Crimea with that expected for the Eurasian APWP, suggests an age as post-Berriasian. For the most cases the mean remagnetization directions are de-

finied by a single stable component. To perform this procedure to our data we have to involve our new results on the collection of 2016 (mainly collected in western Crimean Mountains). Now this collection is laboratory measured.

The AMS data show typical sedimentary structure of sediments after bedding correction. The minimum axis of the AMS ellipsoid is normal to bedding, while the direction of the maximum axis is NE-SW for sites 1-5, N-S for site 6 and NW-SE for site 7. The directions of maximum axis of AMS tensor will be compared with structural and tectonophysical data from the area to define their possible connection.

In the case of the shape of the AMS tensor is related to tectonic deformation, the measurement of AMS in rocks of different ages will allow us to define an upper age limit for deformations.

References

- Guzhikov A. Y., Arkad'ev V. V., Baraboshkin E. Y., Bagayeva M. I., Piskunov V. K., Rud'kod S. V., Perminov V. A., Manikin A. G., 2012. New sedimentological, bio- and magnetostratigraphic data on the Jurassic-Cretaceous boundary interval of eastern Crimea (Feodosiya). *Stratigr. Geol. Correl.* 20, 261—294. doi: 10.1134/S0869593812030045.
- Çinku M. C., Hisarli Z. M., Orbay N., Ustaömer T., Hirt A. M., Kravchenko S., Rusakov O., Sayin N., 2013. Evidence of Early Cretaceous remagnetization in the Crimean Peninsula: a palaeomagnetic study from Mesozoic rocks in the Crimean and Western Pontides, conjugate margins of the Western Black Sea. *Geophys. J. Int.* 195(2), 821—843. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt260>.
- Bakmutov V., Casellato C. E., Halásová E., Ivanova D., Reháková D., Wimbledon W. A. P., 2016. Bio- and magnetostratigraphy of the upper Tithonian — lower Berriasian in southern Ukraine. *Abstract JURASSICA XII Conference, 4th IGCP 632 meeting and Workshop of the ICS Berriasian Working Group, April 19th—23rd*, P. 20—22.
- Kirschvink J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62(3), 699—718. doi:10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x.
- Chadima M., Hrouda F., 2006. Remasoft 3.0 — a user friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques XXVII*, 20—21.
- Van der Voo R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics* 184, 1—9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P).
- Meijers M. J. M., Langereis C. G., van Hinsbergen D. J. J., Kaymakci N., Stephenson R. A., Altiner D., 2010. Jurassic-Cretaceous low paleolatitudes from the circum-Black Sea region (Crimea and Pontides) due to True Polar Wander. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 210—226. doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.052.
- Sheremet Y., Sosson M., Müller C., Murovskaya A., Gintov O., Yegorova T., 2016. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.

Mesozoic geodynamic and paleoenvironmental evolution of the Tethyan realm preserved in the Lesser Caucasus

© T. Danelian¹, M. Seyler², G. Galoyan³, M. Sosson⁴, G. Asatryan^{1,3}, C. Witt², L. Sahakyan³, A. Avagyan³, A. Grigoryan³, C. Crônier¹, 2017

¹Université de Lille, CNRS, UMR 8198 Evo-Eco-Paleo, Lille, France

²Université de Lille, CNRS, Université Littoral Côte d'Opale, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Lille, France

³Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

⁴Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

In the Lesser Caucasus (Armenia and Karabagh; Fig. 1) can be found remnants of a Tethyan oceanic realm that existed during the Mesozoic between Eurasia and the

South-Armenian Block, a Gondwana-derived terrain considered as the eastern extension of the Tauride-Anatolide plate. The Tethyan remains in the Lesser Caucasus are part of

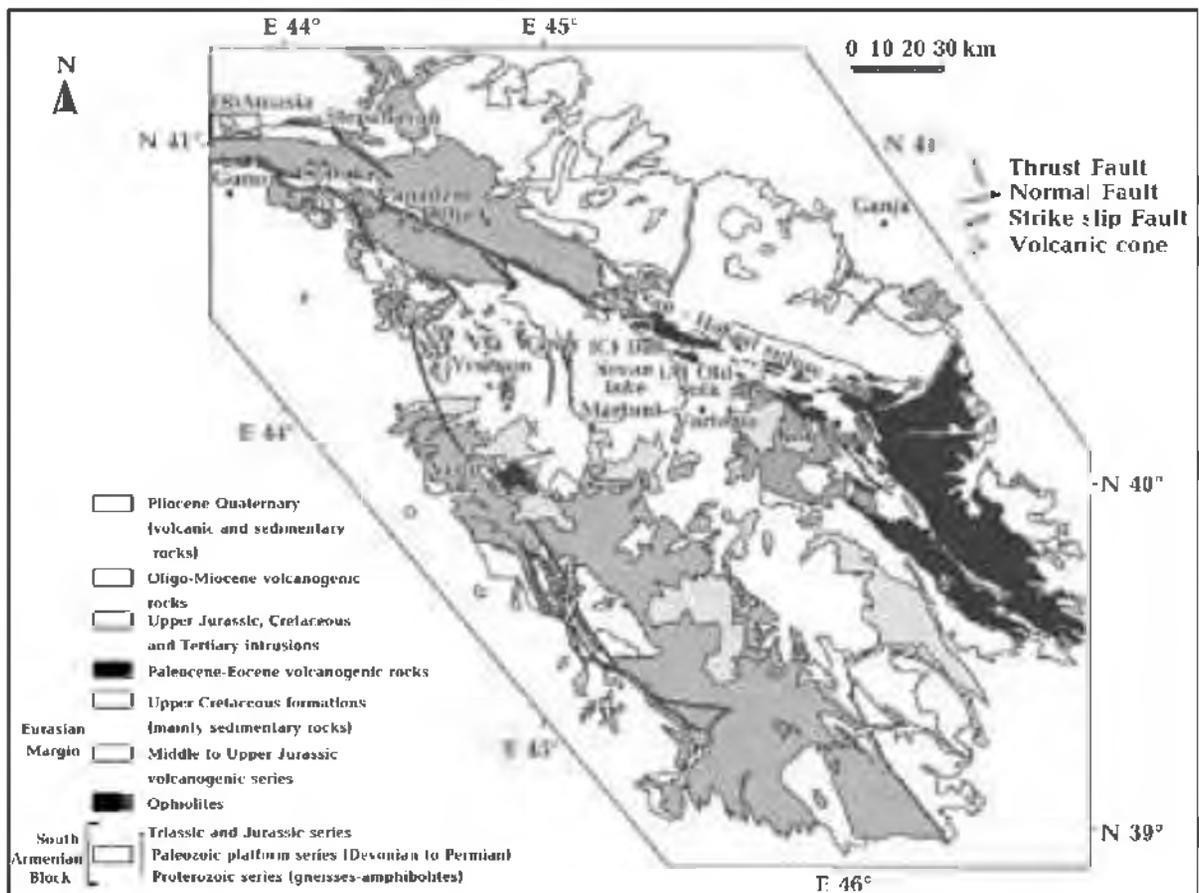


Fig. 1. Geological map of the Lesser Caucasus (after [Sosson et al., 2010], modified), including the location of the key studied areas: A — Old Sotk Pass; B — Amasia; C — Dali.

an over 2,000 km long suture zone, running through the northern part of Turkey towards Iran. As it is often the case, radiolarites are here associated with submarine lavas that are considered to be part of an ophiolitic complex. Radiolarian biochronology of radiolarites, combined with petrographic observations and geochemical analyses of ophiolitic lavas, helps us to improve our understanding of the geodynamic and paleoenvironmental evolution of this geologically complex region.

Fig. 2 synthesizes all available radiometric and biochronological data from the Lesser Caucasus. It is likely that oceanic floor spreading was taking place during the Middle/Late Triassic between the South Armenian-Tauride-Anatolide plate and Eurasia. This is suggested by upper Triassic gabbros dated in Karabagh [Bogdanovski et al., 1992] and an upper Triassic-Liassic deep-sea sedimentary sequence dated in the same area by radiolarians [Knipper et al., 1997]. Based on

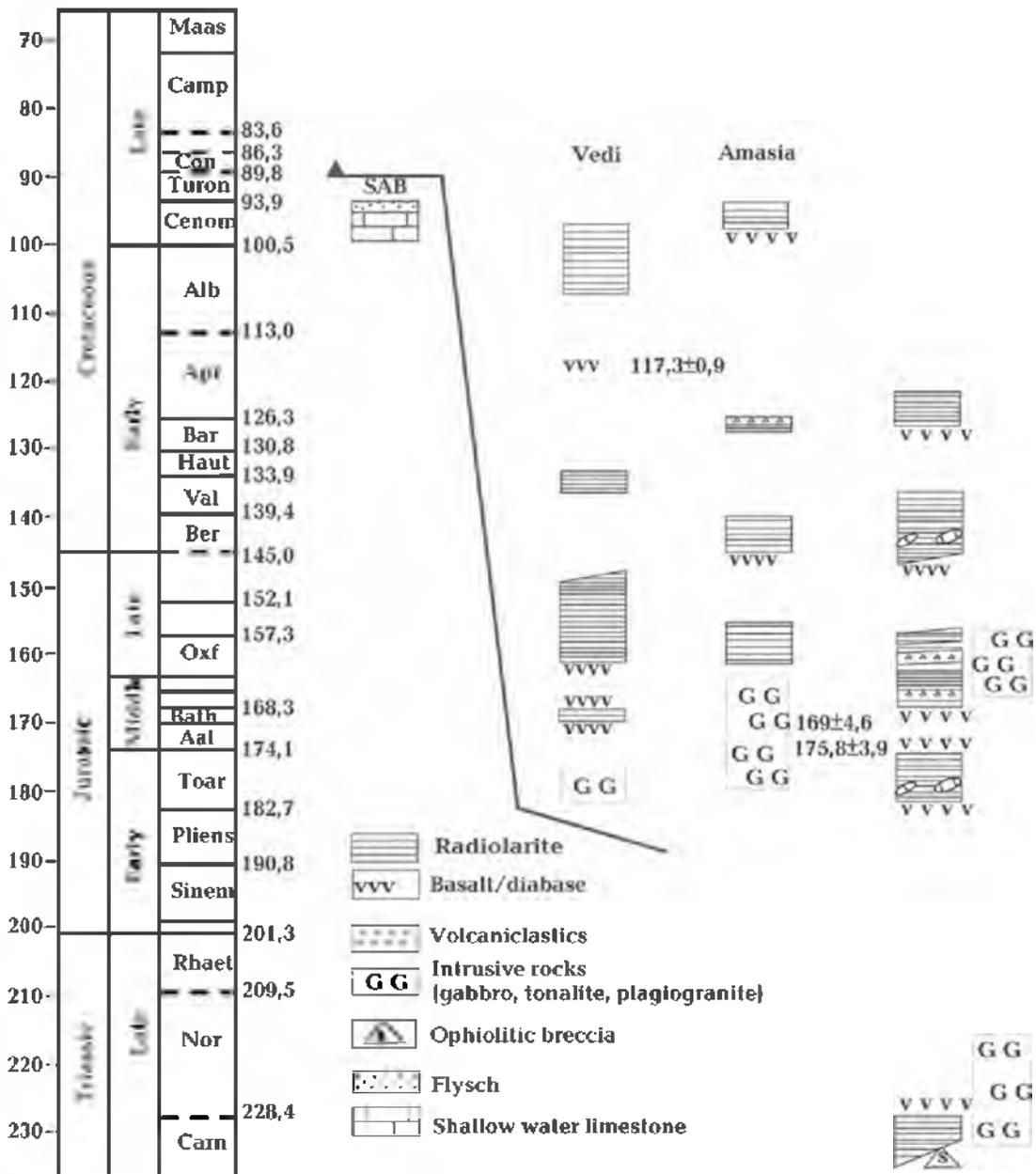


Fig. 2. Synthesis of all known ages (both biochronological and geochronological) for the ophiolitic rocks and their sedimentary cover in the Lesser Caucasus (after [Danelian et al., 2016], modified).

our own investigations along the Old Sotk Pass (Fig. 1, A) radiolarian-rich cherts or siliceous claystones occur as large blocks preserved in a *mélange*, together with basic igneous lithologies and carbonate blocks with Triassic conodonts. Recent results point to the presence of Bajocian radiolarian cherts and Albian siliceous claystones, both of which contain evidence of fine volcanoclastic input from subaerial volcanic activity. Based on all the radiolarian ages obtained on siliceous tuffs found in the sedimentary cover of the Amasia-Sevan-Hakari ophiolitic zone (Amasia, Sarinar, Old Sotk Pass) there is now good evidence that subaerial volcanic activity was underway for most of the Middle Jurassic to Lower Cretaceous (Bajocian/Bathonian to Albian).

Radiolarites are in general the sedimentary product of moderate levels of radiolarian productivity in a pelagic environment starved of any terrigenous or carbonate input; in the Lesser Caucasus radiolarites are either the sedimentary cover of ophiolitic lavas or intercalated in them. A synthesis of all currently available data suggests that radiolarian cherts accumulated more or less continuously during the Bajocian to Cenomanian time interval in the Tethyan oceanic realm preserved in the Caucasus.

Bajocian cherts are now discovered throughout the Lesser Caucasus (Vedi, Sevan and Hakari ophiolites); on the contrary, Cenomanian cherts are known for the moment only from Amasia (NW Armenia; Fig. 1, B).

The Dali outcrop, situated east of Lake Sevan (Fig. 1, C), bears a particular geodynamic significance. It exposes a thick basaltic sequence that overlies layered dioritic cumulates intruded by a small plagiogranite body. Based on igneous mineral chemistry and bulk rock geochemistry three major basaltic groups were identified; it is likely that they are separated by thin thrust zones. The contact between the diorites and the overlying basalts is cataclastic and underlined by hydrothermal

deposits of epidote and quartz; epidotization also affects the base of the basalts. Those are aphanitic tholeiites that display a clear island arc signature. They are overlain in their turn by lavas transitional between tholeiitic and calc-alkaline, partly recrystallized into chlorite, albite, titanite and minor calcite and quartz. They show various textures and mineralogy (aphyric or with phenocrysts of plagioclase + augite \pm amphibole or olivine + Cr-spinel \pm augite) and coarse vesicles filled with calcite. The sequence ends with alkaline basalts, containing abundant phenocrysts of amphibole + diopside or diopside \pm olivine and Cr-spinel, and rich in calcite replacing the mafic minerals and filling vesicles. The Dali volcanic sequence is characterized by a progressive enrichment in incompatible elements from the base to the top. In the tholeiitic/calc-alkaline and alkaline basalts the Nb/La ratio is very variable (amphibole-rich alkali-basalts have negative Nb anomaly), and all units show evidence supporting hydrous magmas (amphibole, coarse and abundant vesicles). Overall a subduction-related environment is suggested for the Dali magmatic rocks. The calc-alkaline lavas are overlain by radiolarites that are dated as late Tithonian-Berriasian in age [Asatryan et al., 2012]; blocks of oolitic grainstone with crinoid bioclasts integrated in the radiolarite sequence attest for the presence of shallow water carbonate sedimentation in the neighboring realm. A second interval of radiolarian cherts, intercalated between the alkaline lavas are Valanginian in age; the cherts do not contain the above mentioned limestones and are much darker in color (more Mn-rich?).

Finally, the microfossil record preserved in both the uppermost part of the shallow water carbonate sequence and overlying flysch that crop out in the Vedi area (SE of Yerevan; Fig. 1) establish that the initial stages of obduction of ophiolites onto the South-Armenian Block took place during the Cenomanian (see [Danelian et al., 2014, 2016]).

References

- Asatryan G., Danelian T., Seyler M., Sahakyan L., Galoyan G., Sosson M., Avagyan A., Hubert B., Person A., Vantalon S., 2012. Latest Jurassic — Early Cretaceous Radiolarian assemblages constrain episodes of submarine volcanic activity in the Tethyan oceanic realm of the Sevan ophiolites (Armenia). In: T. Danelian, S. Goričan (Eds.). *Radiolarian biochronology as a key to tectono-stratigraphic reconstructions*. *Bulletin de la Société Géologique de France* 183, 319—330. doi: 10.2113/gssgfbull.183.4.319.
- Bogdanovski O. G., Zakariadze G. S., Karpenko S. F., Zlobin S. K., Pushhovskaya V. M., Amelin Y. V., 1992. Sm-Nd age of the gabbroids of a tholeiitic series of the ophiolites of the Sevan-Akera zone of the Lesser Caucasus. *Rep. Acad. Sci. Russia* 327, 566—569 (in Russian).
- Danelian T., Zambetakis-Lekkas A., Galoyan G., Sosson M., Asatryan G., Hubert B., Grigoryan A., 2014. Reconstructing Upper Cretaceous (Cenomanian) paleoenvironments in Armenia based on Radiolaria and benthic Foraminifera; implications for the geodynamic evolution of the Tethyan realm in the Lesser Caucasus. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 413, 123—132. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.011>.
- Danelian T., Asatryan G., Galoyan G., Sahakyan L., Stepanyan J., 2016. Late Jurassic — Early Cretaceous radiolarian age constraints from the sedimentary cover of the Amasia ophiolite (NW Armenia), at the junction between the Izmir-Ankara-Erzincan and Sevan-Hakari suture zones. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 105(1), 67—80. doi:10.1007/s00531-015-1228-5.
- Knipper A. L., Satian M. A., Bragin N. Yu., 1997. Upper Triassic-Lower Jurassic Volcanogenic and Sedimentary Deposits of the Old Zod Pass (Transcaucasia). *Stratigraphy, geological correlation* 3, 58—65 (in Russian).
- Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (eds). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 340, 329—352.

The obduction process: What extent? What timing? What cause(s)? The study of the northern branch of Neotethys in Anatolia and the Lesser Caucasus (Turkey and Armenia)

© M. Hässig¹, M. Sosson², Y. Rolland², 2017

¹Department of Earth Sciences, University of Geneva, Geneva, Switzerland

²Université Côte d'Azur, Géoazur, UNS, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, Sophia Antipolis, France

Worldwide within mountain ranges the presence of slivers of preserved oceanic lithosphere known as ophiolites evidence a tectonic process responsible for their emplacement on top of the continental crust called obduction. The first order anomaly inherent to this phenomenon is that dense rocks ($\rho > 3$) end up on top of less dense rocks ($\rho \approx 2.7$). The driving forces responsible and consequent/accompanying processes for such a tectonic oddity remain uncertain. The ophiolites of the

Lesser Caucasus and NE Anatolia are prime examples of this phenomenon with tectonic transport (> 150 km) of fragments of oceanic lithosphere towards the south on top of the South Armenian Block-Tauride-Anatolide Platform along the entire continental margin (> 1000 km) (Fig. 1). The multidisciplinary approach used throughout the study of these ophiolites yielded clues specifying the evolution of the Northern Neotethys Ocean before and around the time of ophiolite emplace-

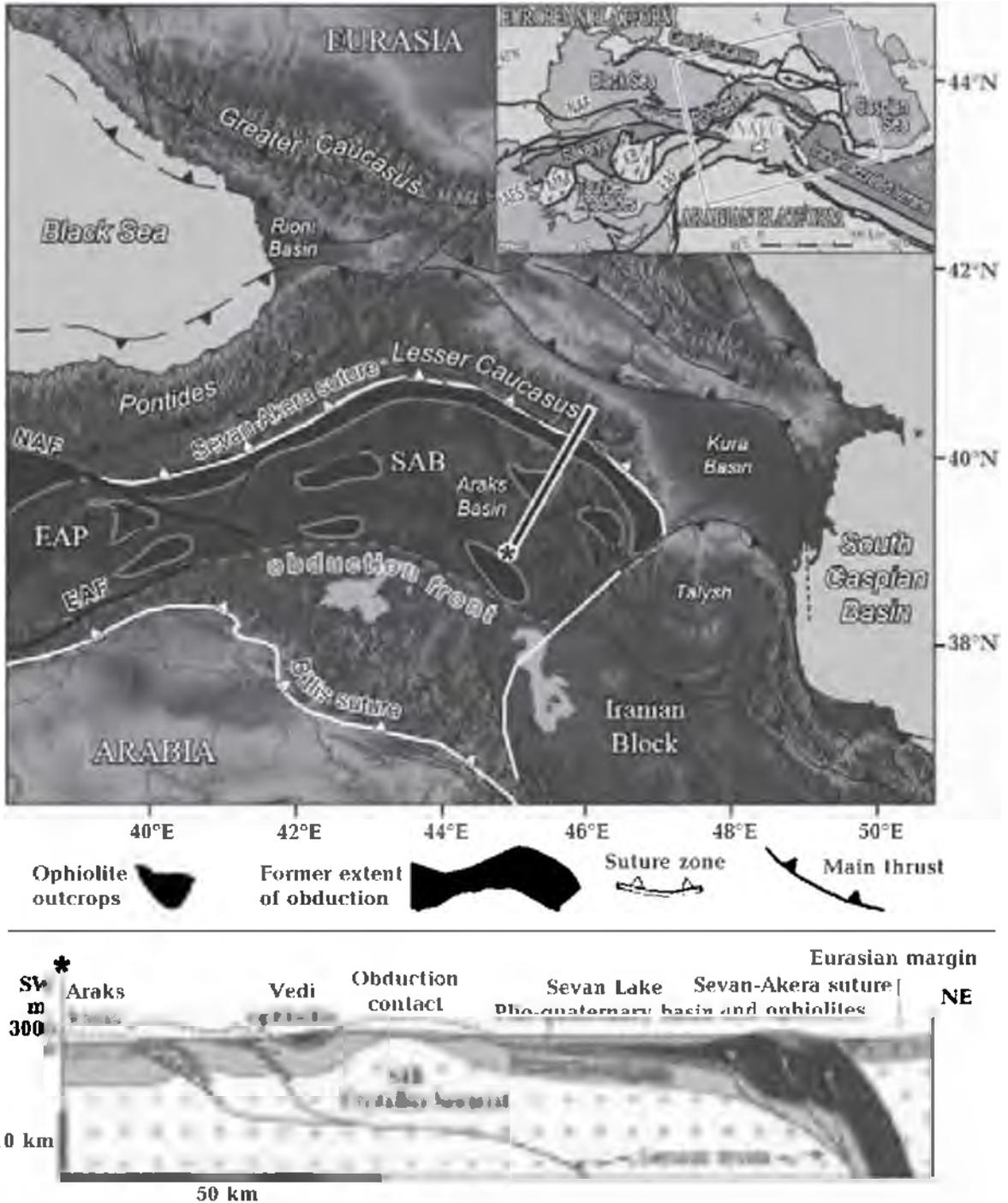


Fig. 1. Tectonic map of the Middle East-Caucasus area, showing the main blocks and suture zones, and corresponding crustal-scale section showing the obduction, after [Hässig et al., 2013]: EAF — East Anatolian Fault; IAES — Izmir—Ankara—Erzincan Suture; KB — Kirsbehir Block; MM — Menderes Massif; NALC — North-East Anatolia—Lesser Caucasus domain (zone of ophiolite obduction); SAB — South Armenian Block; V — volcanic arc of Eurasian margin of Pontides. * position of cross-section (below). Lower panel: Upper-crustal-scale geological section of the NALC showing the geometry of the obduction front propagated towards the south and its rooting into the Sevan Akera suture to the north, below the Eurasian margin (see [Rolland et al., 2012]).

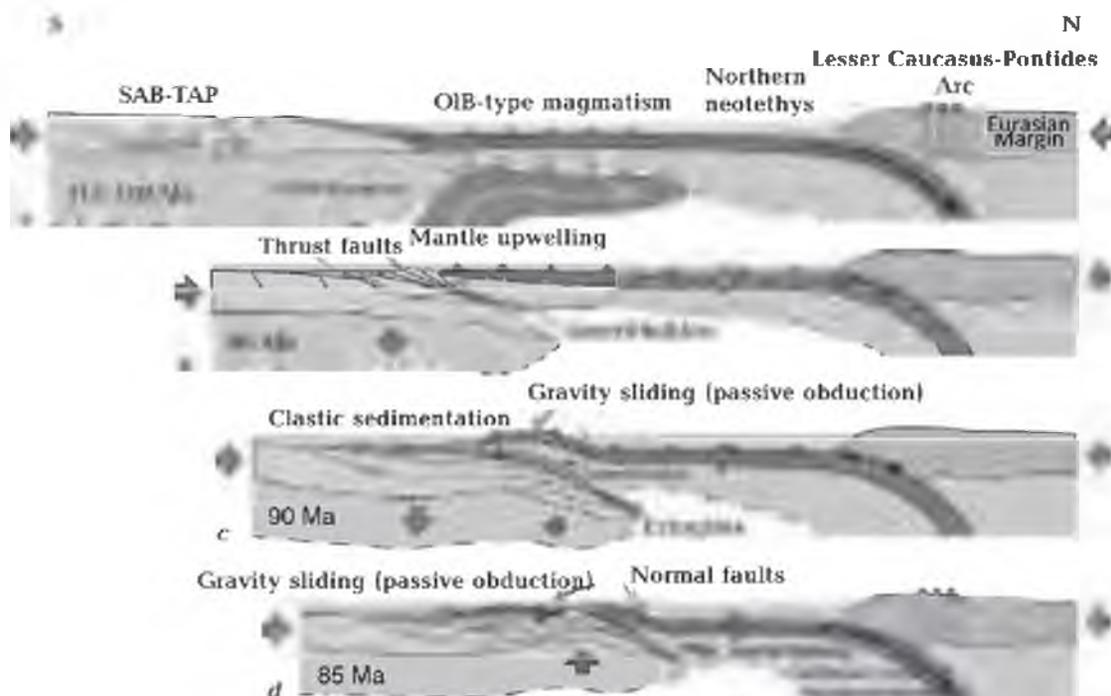


Fig. 2. Conceptual model of the obduction process in the NALC: *a* — situation in the Early Cretaceous showing the convergence of SAB—TAP (South Armenian Block—Taurides Anatolides) with the Eurasian margin, the onset of mantle upwelling and heating of the oceanic lithosphere at 115 Ma, *b* — triggering of obduction, due to the blocking of the northern subduction zone and the increase in buoyancy of the oceanic lithosphere, *c* — thickening of the continental crust below the obduction, erosion and the onset of passive obduction [Lagabrielle et al., 2013] by gravity sliding of the ophiolites on the flexural basin, *d* — transition from a contractional to an extensional regime due to renewed subduction. Mantle thinning and withdrawal leads to the exhumation of the continental crust.

ment (90 Ma), consequently the obduction event. Our findings strongly suggest common emplacement of all the ophiolites of the study area as a thrust sheet of Middle Jurassic oceanic lithosphere, ~70—80 Ma old at obduction onset. This would be one of the biggest preserved ophiolite nappe complexes in the world (outcropping in a mountain range).

Numerical modelling validated, firstly, the hypothesis that emplacement of such an ophiolitic nappe is due to particular thermal conditions. For old oceanic lithosphere to obduct it needs to be in a thermal state close to that of young oceanic lithosphere (0—40 km thick). Secondly, numerical modelling showed that the progression of obduction over a great distance and current position of the ophiolites far over the continental margin could be explained by post-compression extension. This switch in tectonic regime is responsible for

the thinning of the ophiolitic nappe, underplating of underthrust continental lithosphere and exhumation of continental crust.

Thermal rejuvenation is supposed for the ophiolites of the Caucasus s.l. argued by alkaline lavas emplaced on the sea floor prior to the obduction event during the Late Cretaceous (117 Ma). The resulting seamounts and/or oceanic plateaus of this magmatism would then have blocked the north-dipping subduction zone farther north under Eurasia upon their entree and this until the end of the obduction event. The obduction event on the South Armenian Block—Tauride—Anatolide Platform is synchronous along the Eurasian margin from the Pontides to the Somkheto-Karabakh. Reactivation of the north-dipping subduction zone under Eurasia is compatible with traction on the obducted oceanic lithosphere responsible for its mantle thin-

ning, continental lithospheric underplating and continental crust exhumation. Thus the propagation of thin obductions according to the «flake tectonics» concept over an eclog-

ite-free underthrust continental margin can result from a combination of reheating of the oceanic lithosphere and far-field plate kinematics (Fig. 2).

References

- Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan G., Sahakyan L., Topuz G., Çelik O. F., Avagyan A., Müller C., 2013. Linking the NE Anatolian and Lesser Caucasus ophiolites: evidence for large scale obduction of oceanic crust and implications for the formation of the Lesser Caucasus-Pontides Arc. *Geodin. Acta* 26, 311—330. <http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2013.877236>.
- Lagabrielle Y., Chauvet A., Ulrich M., Guillot S., 2013. Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: the New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? *Bull. Soc. Géol. Fr.* 184, 545—556. doi: 10.2113/gssgfbull.184.6.545.
- Rolland Y., Perincek D., Kaymakci N., Sosson M., Barrier E., Avagyan A., 2012. Evidence for ~80—75 Ma subduction jump during Anatolide—Tauride—Armenian block accretion and ~48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus-East Anatolia. *J. Geodyn.* 56-57, 76—85. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.08.006>.

Ore-forming processes in basite-ultrabasite complexes of ophiolites of the Lesser Caucasus

© A. Ismail-zade, T. Kangarli, 2017

Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan,
Baku, Azerbaijan

The basite-ultrabasite complex of ophiolites was formed in the result of many-stage mantle-crust evolution of mantle substance. All this was stipulated by different genesis processes forming deposits of chromite, gold and mercury. Magmatic chromites are connected with mantle ultrabasite part of ophiolite profile formed in the process of oceanic crust formation accompanied with gabbro and tholeiitic volcanism. Mantle differentiation of ultrabasite substance in the process of its high-temperature viscous displacement was one of the factors of chromite isolation. Gold deposits in basite-ultrabasites of ophiolites are related to autometamorphic process and lay on hydrothermal metasomatic processes. Combination of these processes caused extraction of gold

out of ultrabasites at early mantle metamorphism and is reaccumulation under the hydrothermal solutions of gabbro-plagiogranite intrusive. Mercury deposits in ultrabasites complex are of hydrothermal type. Deep faults of this belt activation in postcollision period serve as leading channels of Miocene acid volcanism and mercury-content hydrothermal solutions. Serpentinized peridotites in these processes played the role of a screen. However regeneration of early deeper deposits could also occur. Different types of ore-forming activity connected with forming of ophiolites reflect the complex spatial correlation between the processes of ore formation, evolution of ultrabasites and geodynamical regime of the region.

Petrology and geochemistry of basaltic series in Cenozoic volcanic belts of Caucasus

© A. Ismail-zade, T. Kangarli, 2017

Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan,
Baku, Azerbaijan

Alpine stage of tectonic-magmatic development of Caucasus is considered in sphere of complete geodynamic process caused by the correlation of Tethys oceanic crust with continental margins of an-

cient lithospheric plates of Eurasia and Afroarabia. As Mesozoic-Cenozoic period is characterized by the manifestation

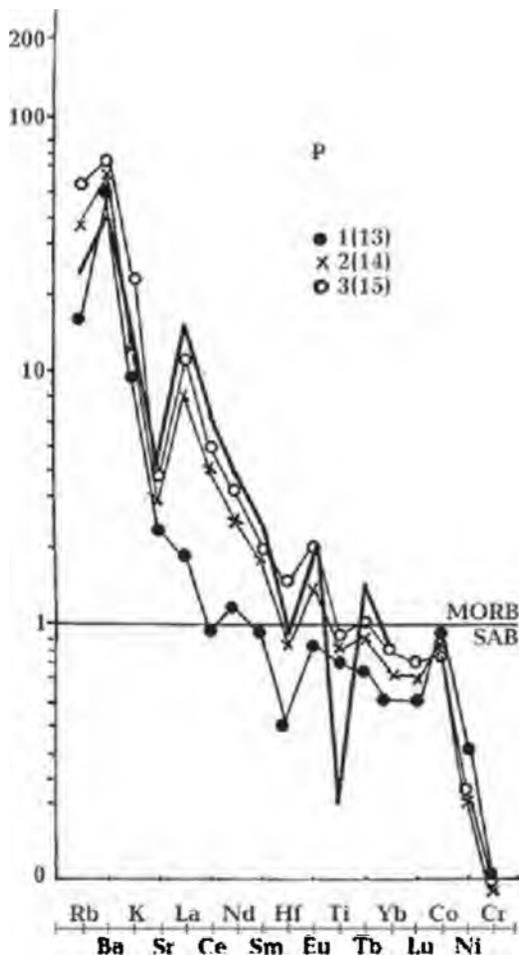


Fig. 1. Normalized multicomponent diagram of the volcanic rock complexes of the Middle Eocene (Yerevan-Ordubad zone): 1 — toleitic basalt (13); 2 — calc-alkaline basalt (14); 3 — Trakhibasalt (15).

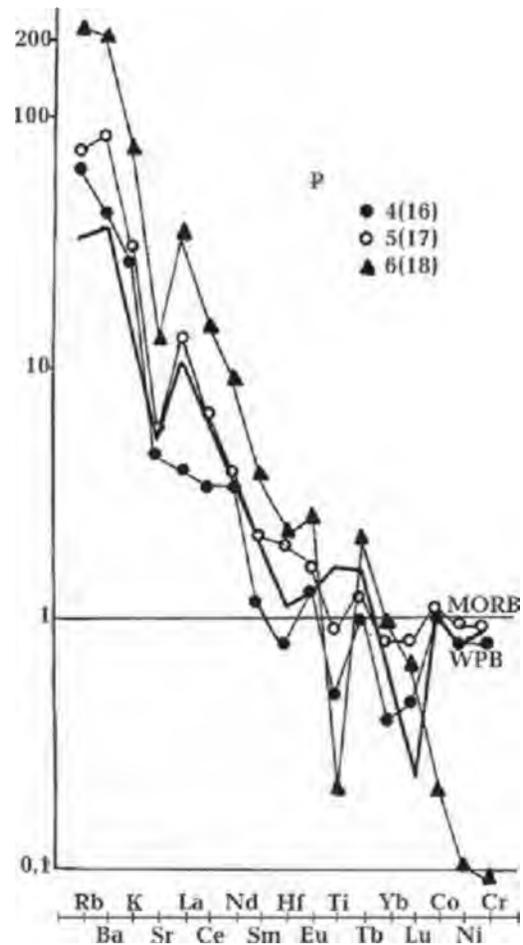


Fig. 2. Normalized multicomponent diagram of the volcanic rock complexes of the Middle Eocene (Talish, Adjara-Trialety and Geychay-Akerin zones): 1 — toleitic basalt, middle (16); 2 — sub-alkalinetrekhibasalt, middle Eocene (17); 3 — alkaline melafonolite, Oligocene—Miocene (18).

of riftogenic and island arc volcanism, so Cenozoic one is noted by the regime combination of active continental margins completed by continental rift with activation regime for area of completed folding. Three active phases can be distinguished for Cenozoic volcanism fully manifested in Lesser Caucasus: 1) Eocene; 2) Miocene—Early Pliocene; 3) Late Pliocene—Quaternary (Fig. 1—4).

At Paleogene stage there was formation of two symmetrically situated volcanic belts on both continental margins which are close according to their content and consist of separated by Zangazur geosuture zone. Basalts of these belts with low content of K, Rb, at $La/Yb = 3$ and not so high of Ni, Cr correspond to tholeiitic basalts of island arcs. This stage includes two regions of alkaline basal-

toid volcanism corresponding to inside arc rifting with basalt with $La/Yb = 11+15$ and high content of K, Rb, Ni, Cr.

At Neogene stage volcanism is manifested in two series: calcalkali, andesite-dacite-rhyolite developed in Paleogene depression of both continental margins and trachybasalt-phonolite developed within rises. Middle members of the first series ($La/Yb = 30+40$) are characterized by high K, Rb, Ba, Sr, light REE, low Ni, Co, Cr and correspond to residual melting in Paleogene chambers, are subjected to differentiation in the crust. In subalkaline series the middle differentiation on high K, Rb, Ba, Sr, light REE, Co, Ni, Cr correspond to basalts of riftogenic zones.

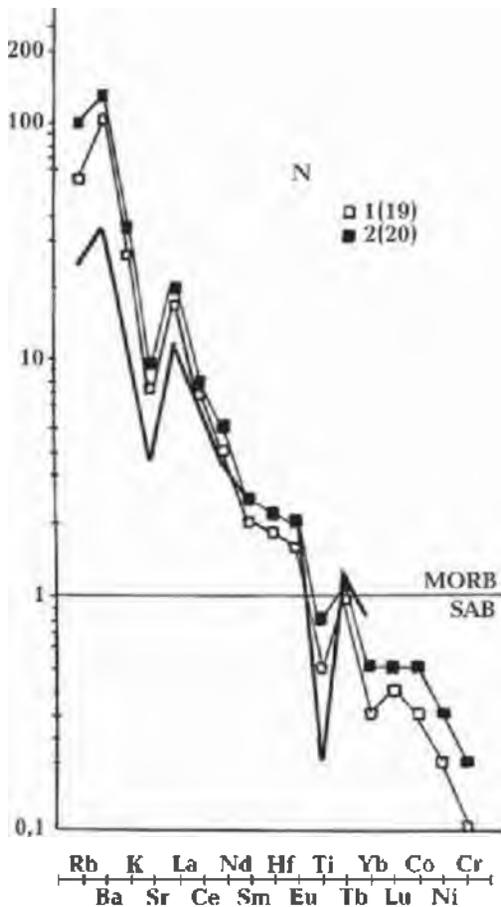


Fig. 3. Normalized multicomponent diagram of the volcanic rock complexes of the Neogene (Yerevan-Ordubad zone): 1 — andesite (19); 2 — andesite (20).

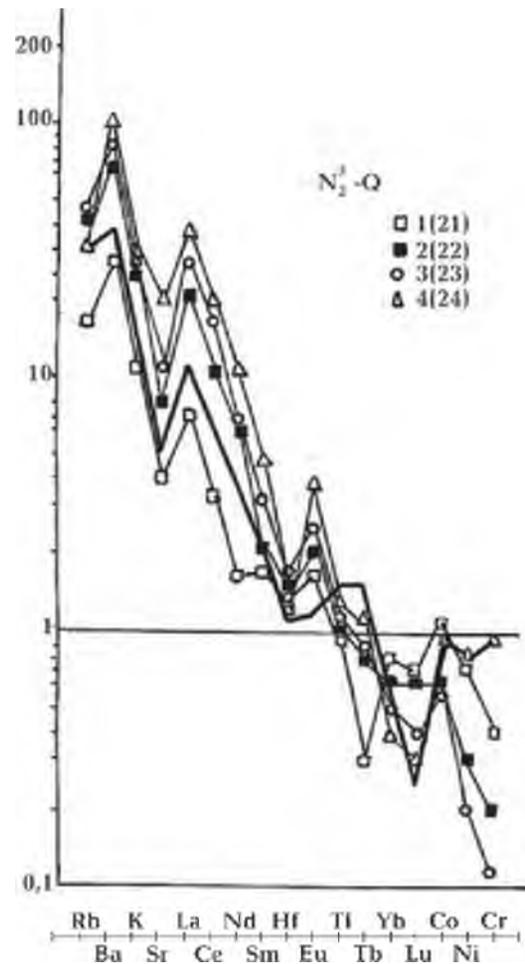


Fig. 4. Normalized multicomponent diagram of the volcanic rock complexes of the Late Pliocene – Holocene: 1 — low potassium dolerite, Trans-Caucasus rise (21); 2 — trachandesibasalt, Gegam (22); 3 — trachandesibasalt, Kelbajar (23); 4 — basanite, Kafan, Zangezur suture zone (24).

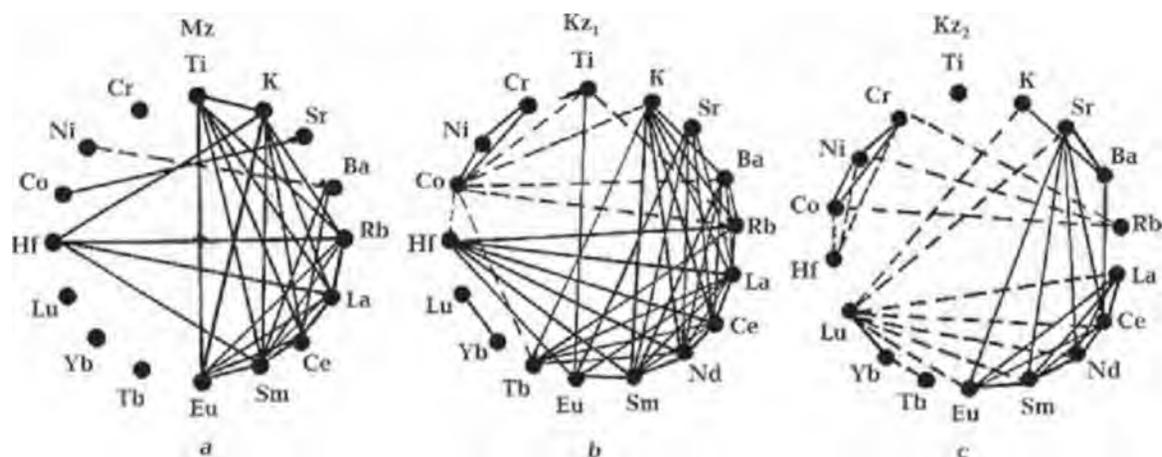


Fig. 5. Correlation of rare elements in Mz (a) and KZ (b, c) in basites of the Lesser Caucasus.

At Late Pliocene—Quaternary stage volcanism is presented by tholeiitic ($La/Yb=7.5$), subalkaline ($La/Yb=40.5$) and alkaline ($La/Yb=66+70$) basalts which are characterized by the increasing accumulation of K, Rb, Ba, Sr, light REE, Ni, Co, Cr. In formation of them one can observe the change of fusion level of magmatic melt from mantle for the first (tholeiitic basalt, olivine basanites) to the mantle crustal, intermediate — trachyandesite-basalts (Fig. 5).

Change of low-potassic low-Ti, depleted by light REE of Early Cenozoic volcanites by rather enriched light REE and elements with large ionium radii of Late Cenozoic volcanites can be connected with the change of geodynamics of the region from the active continental margins to activated area of completed olding, accompanied by the rise of fusion front, transported from depleted abnormal mantle in the sphere of metasomatically overdone upper mantle in the base of lithospheric plates.

Active geodynamics of the Caucasus

© F. Kadirov, S. Mammadov, R. Safarov, 2017

Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan,
Baku, Azerbaijan

We present GPS observations of crustal deformation in the Africa-Arabia-Eurasia zone of plate interaction, and use these observations to constrain broad-scale tectonic processes within the collision zone of the Arabian and Eurasian plates. Within this plate tectonics context, we examine deformation of the Caucasus system (Lesser and Greater Caucasus and intervening Caucasian Isthmus) and show that most crustal shortening in the collision

zone is accommodated by the Greater Caucasus Fold-and-Thrust Belt (GCFTB) along the southern edge of the Greater Caucasus Mountains (Fig. 1).

The eastern GCFTB appears to bifurcate west of Baku, with one branch following the accurate geometry of the Greater Caucasus, turning towards the south and traversing the Neftchala Peninsula. A second branch (or branches) may extend directly into the Caspian Sea south of Baku,

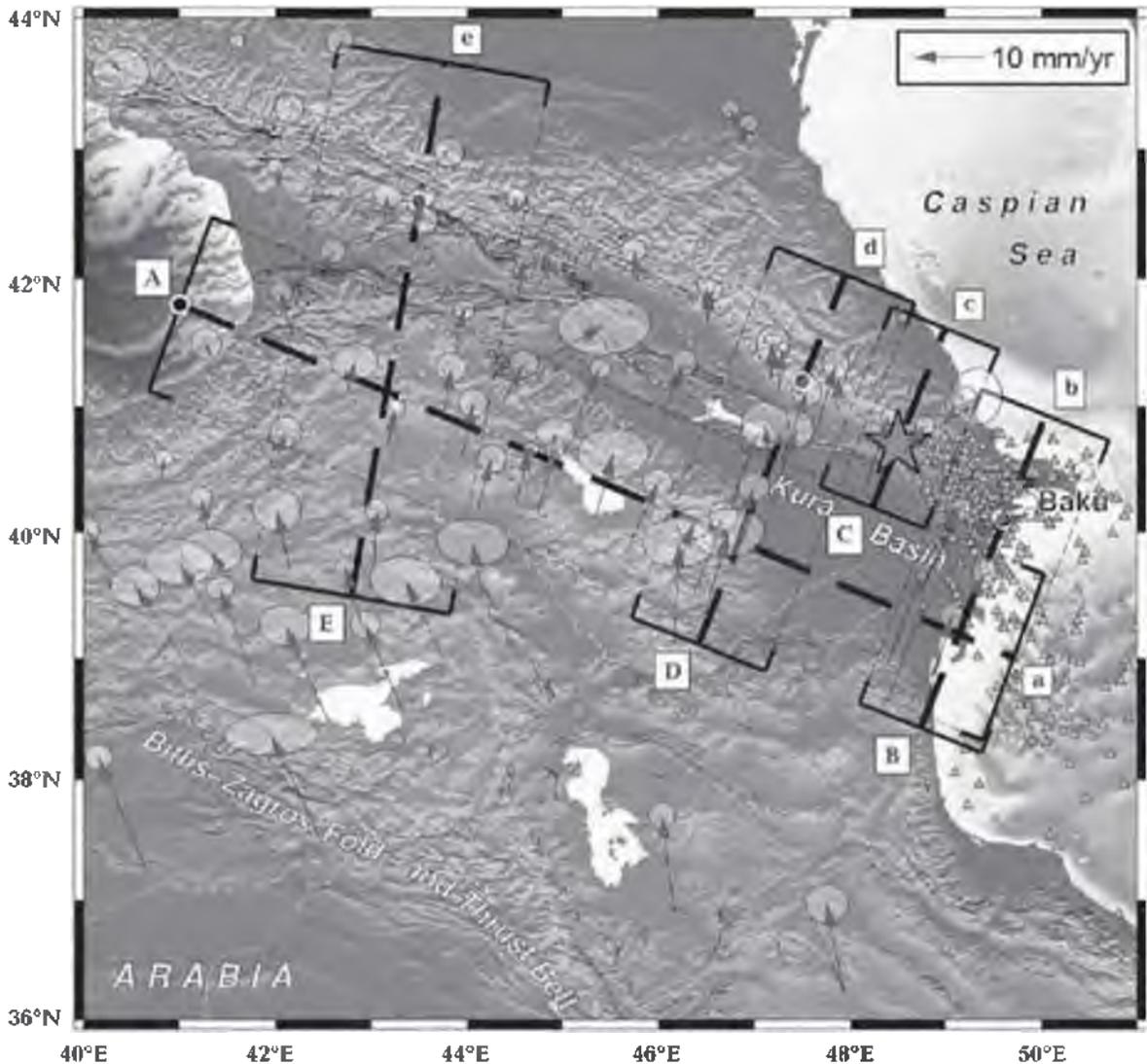


Fig. 1. GPS velocities and 95 % confidence ellipses w.r.t. (with respect to) Eurasia for the eastern AR-EU collision zone.

likely connecting to the Central Caspian Seismic Zone (CCSZ). We model deformation in terms of a locked thrust fault that coincides in general with the main surface trace of the GCFTB. We consider two end-member models, each of which tests the likelihood of one or other of the branches being the dominant cause of observed deformation (Fig. 2).

Our models indicate that strain is actively accumulating on the fault along the ~200 km segment of the fault west of Baku (approximately between longitudes

47—49°E). Parts of this segment of the fault broke in major earthquakes historically (1191, 1859, 1902) suggesting that significant future earthquakes ($M \sim 6\div 7$) are likely on the central and western segment of the fault. We observe a similar deformation pattern across the eastern end of the GCFTB along a profile crossing the Kur Depression and Greater Caucasus Mountains in the vicinity of Baku. Along this eastern segment, a branch of the fault changes from a NW-SE striking thrust to an N-S oriented strike-slip fault

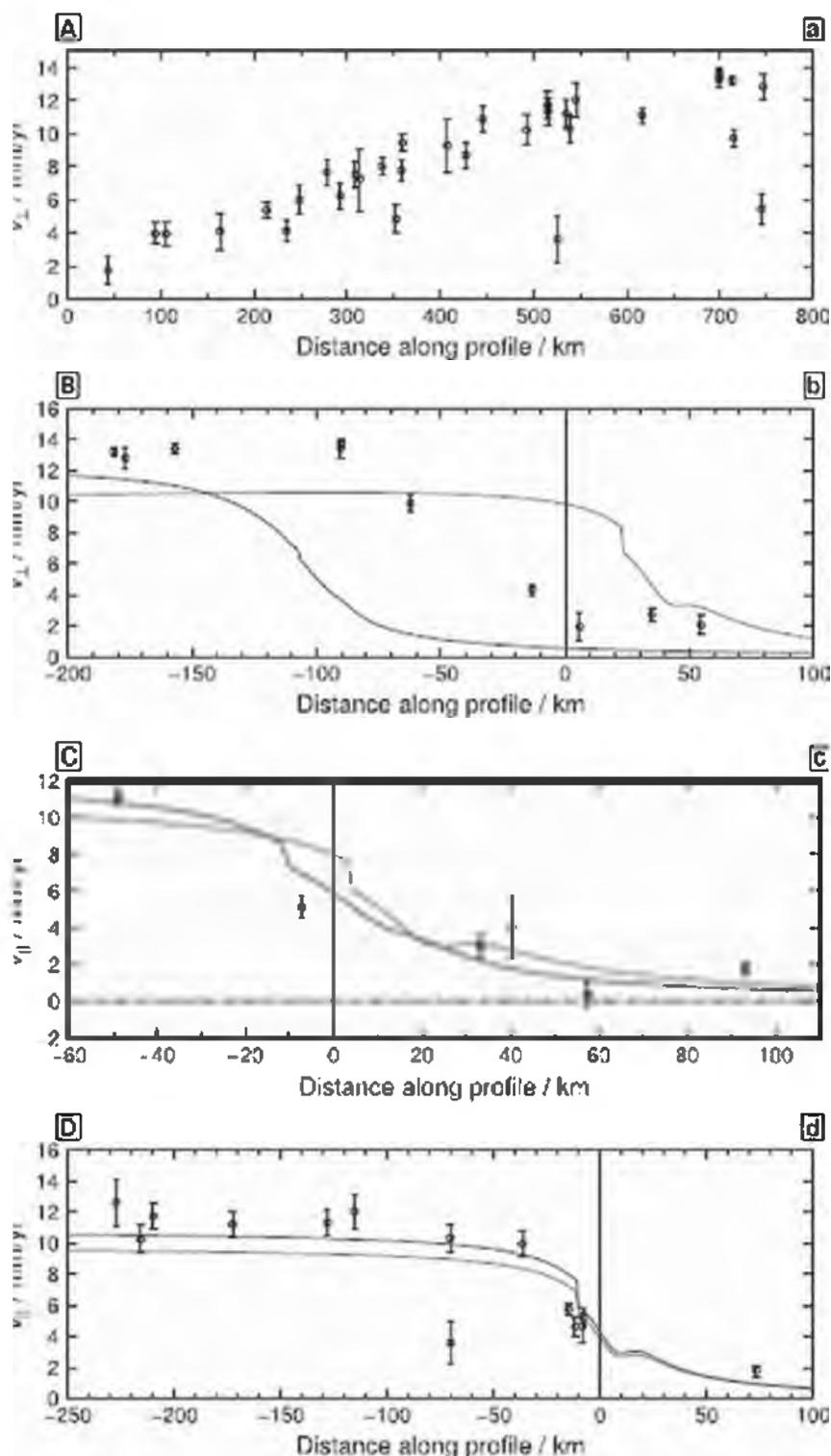


Fig. 2. Plots of transverse (A) and parallel (B-E) components of velocities versus distance along the profile shown in Fig. 1.

(or in multiple plays). Similar deformation pattern along the eastern and central GCFTB segments raises the possibility

that major earthquakes may also occur in eastern Azerbaijan. However, the eastern segment of the GCFTB has no record of

large historic earthquakes, and is characterized by thick, highly saturated and over-pressured sediments within the Kur Depression and adjacent Caspian Basin that may inhibit elastic strain accumulation in favour of fault creep, and/or distributed faulting and folding.

Thus, while our analyses suggest that large earthquakes are likely in central

and western Azerbaijan, it is still uncertain whether significant earthquakes are also likely along the eastern segment, and on which structure. Ongoing and future focused studies of active deformation promise to shed further light on the tectonics and earthquake hazards in this highly populated and developed part of Azerbaijan.

Active tectonics and focal mechanisms of earthquakes in the pseudosubduction active zone of the North- and South-Caucasus microplates (within Azerbaijan)

© *T. Kangarli, F. Aliyev, A. Aliyev, U. Vahabov, 2017*

Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan,
Baku, Azerbaijan

The Greater Caucasus was formed during the last stage of tectogenesis in a geodynamic environment of the lateral compression, peculiar to the zone of pseudosubduction between Northern and Southern Caucasian continental microplates. Its present structure was formed as a result of horizontal movements during different phases and sub-phases of Alpine tectogenesis (from late Cimmerian to Walakhian). The Greater Caucasus is generally considered as a zone where (along Zangi deformation) the insular arc formations of the Northern edge of the South Caucasian microplate thrust under thick Mesozoic-Cenozoic complex composed of marginal sea deposits of Greater Caucasus. The last, in its turn, has been pushed beneath the North-Caucasus continental margin of the Scythian plate (Epihercinian platform) along the Main Caucasus Thrust. As a result of the underthrusting, the accretion prism compressed between the indicated faults, was formed.

Within the territory of Azerbaijan the tectonic stratification of the Greater Caucasus marginal sea alpine complex is distinguished in the structure of the Southern Slope zone (megazone). Within the megazone different-scale and different-age cover-thrust complexes — Tufan, Sarybash, Talachay-Duruja, Zagatala-Dibrar and Govdagh-Sumgayit — were identified and described. Allocated beneath accretionary prism of the Southern Slope, the autochthonous bedding is presented by Mesozoic-Cenozoic complex of the northern Vandam-Gobustan margin (megazone) of the South-Caucasus microplate, which is in its' turn crushed and lensed into southward shifted tectonic microplates gently overlapping the northern flank of Kura flexure along Ganykh-Ayrichay-Alat thrust.

Formation of folded-cover structure of the Greater Caucasus accretionary prism is studied within the geodynamic model of intracontinental C-subduction

(pseudo-subduction) under pressure of the advancing northward Arabian plate. This concept for the Caspian-Caucasian-Black Sea region is justified by a number of researches of the region. The described process continues up at the present stage of alpine tectogenesis as demonstrated by real-time GPS survey. Monitoring of the distribution of horizontal shift velocity vectors, produced during 1998—2016 by GPS geodesic stations in Azerbaijan, indicates considerable (up to 29 mm/year) north-northwestward shifting velocity of the southwestern and central parts of South-Caucasus microplate, including territories of the southeastern part of Lesser Caucasus, Kura depression and Talysh. At the same time, within the microplate's northeastern flange confined to Vandam-Gobustan megazone of Greater Caucasus, velocity vectors reduce by 6—13 mm/year, while further to the north, on a hanging wall of Kbaad-Zangi deep underthrust, e.g. directly within the boundaries of accretionary prism the velocity becomes as low as 0—6 mm/year (2010—2016 data). In general, the belt's earth crust reduction is estimated as 4—10 mm/year. This phenomenon reflects consecutive accumulation of elastic deformations within pseudo-subduction interaction zones between structures of the northern flank of South-Caucasus microplate (Vandam-Gobustan megazone) and the accretionary prism of Greater Caucasus.

The ongoing pseudo-subduction is indicated by unevenly distributed seismicity by depths (seismic levels of 2—6, 8—12, 17—22 and 25—45 km): distribution analysis of the earthquake cores evidences the existence of structural-dynamic interrelation between them and the subvertical and subhorizontal contacts in the earth crust. Horizontal and vertical seismic zonality is explained from the viewpoint of block divisibility and tectonic stratifica-

tion of the earth crust, within the structure of which the earthquake cores are confined mainly to an intersection knots of the ruptures with various strike, or to the platitudes of deep tectonic failures and lateral shifts along unstable contacts of the substantial complexes with different competency.

Types of focal mechanisms in general correspond to the understanding of geodynamics of the microplates convergent borders, where the entire range of focal mechanisms, from normal-fault to upthrust, is observed. At the contemporary stage of tectogenesis the maximum seismic activity is indicated in structures of the northern flank of South-Caucasus microplate controlled by Ganykh-Ayrichay-Alat deep overthrust of the «general Caucasus strike» in the west, and submeridional right-slip zone of the West-Caspian fault in the east of the Azerbaijani part of Greater Caucasus.

Under lateral compression the small-scale blocks that constitute the earth crust in this region become reason for the creation of transpressive deformations, which combine shift movements along limiting transversal deformations with compression structures to include general Caucasus strike ruptures. Such regime leads to the generation of multiple concentration areas of the elastic deformations confined to mentioned dislocations and their articulation knots. It is just the exceeded ultimate strength of the rocks that causes energy discharge and brittle destructions (according to stick-slip mechanism) in such tectonically weakened regions of the southern slope of Azerbaijani part of Greater Caucasus.

At the contemporary stage of tectogenesis the maximum seismic activity is indicated within northern flank of South-Caucasus microplate controlled by Ganykh-Ayrichay-Alat deep overthrust of the

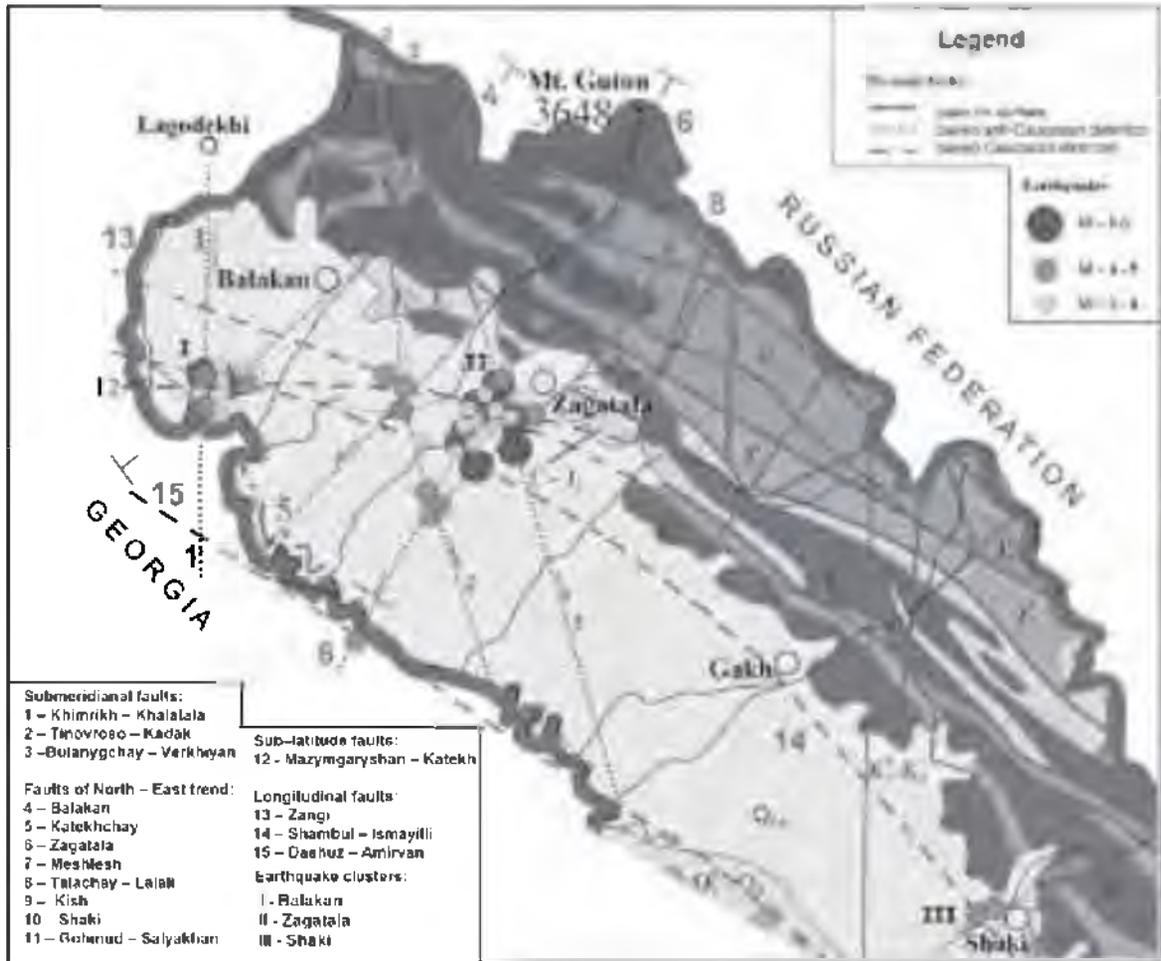


Fig. 1. Allocation of earthquake foci zones of the North-Western Azerbaijan.

«general Caucasus strike» in the west, and submeridional right-slip zone of the West-Caspian fault in the east of the Azerbaijani part of Greater Caucasus. This fact is particularly proved by earthquakes which took place in May and December, 2012 in Zagatala, Shaki and Balakan (Fig. 1).

Zagatala earthquake. Focal zone of the earthquake is confined to a complex intersection knot of different strike faults, and is located in Pre-Jurassic basement. The main shock is related with activity of Zagatala fault with northwestern strike which caused activation of connected dislocations.

Balakan earthquake. Focal zone of the earthquake is confined to a complex in-

tersection knot of the faults with various strikes, and is located in the upper part of Pre-Jurassic basement. Seismic event is mainly related to activity of Khimrikkh-Khalatala fault with submeridional strike, which in turn led to activation of connected northeastern Balakan and sublatitudinal Mazymgaryshan-Katekh dislocations. Discharge of seismic energy occurred in most granulated zones confined to the intersection knots of these dislocations with faults of the general Caucasus strike.

Shaki earthquake. The focal zone of the earthquake located in the upper part of Pre-Jurassic basement. Seismic event is connected with activity of subvertical faults with northeastern strike. Discharge

of seismic energy occurred in most granulated zones confined to the intersection knots of these dislocations with faults of the general Caucasus trace.

On the basis of the spatial-temporal analysis of the earthquake foci distribution with $M \geq 3$ for the instrumental period of observations (1902—2013), we established the dynamics of seismic activity on the southern slope zone of the Greater Caucasus the following are defined:

- the epicenters spatial distribution demonstrates that the above mentioned events are confined to the transverse (northwestern, northeastern, and submeridional strike) disjunctive dislocations. However, epicentral zones are of a General Caucasus strike, dislocated along and to the north of the deep upthrust. Both transverse and longitudinal dislocations are mapped by a complex of seismic and electrical reconnaissance methods. They are characterized as a natural southern extension of the fault-slip type disjunctive zones that outcrop in the mountainous area where structural-substantial complexes of an accretionary zone come to the surface;
- focal mechanisms of events in the separate groups reveal different, mainly close-to-vertical, planes of fault and fault-

slip type movements in the earthquake foci. Only in four cases were strictly upthrust and upthrust-overthrust type movements established;

- hypocenters of major seismic impacts ($M=4.5\div 5.7$) and the absolute majority of aftershocks are confined to the surface of the pre-Jurassic basement or its depths (up to 20 km);

- most of hypocenters are confined to a sloping strip which subsides in the northern azimuths, identified with the zone of Ganykh-Ayrichay-Alat deep overthrust and its flakes;

- in general, the seismic activity of a mentioned period is explained by accumulation of lateral compression stresses and their later discharge in an underthrust articulation line from the Middle Kur and Vandam tectonic zones along the Ganykh-Ayrichay-Alat deep overthrust;

- lateral compression first contributed to the creation of transpressional failures along the displacement planes of various-strike transverse dislocations, and the energy discharge in most granulated and weakened areas was confined to the intersection knots of these dislocations between each other and with the deep overthrust with its northern rear flakes.

Active tectonics and focal mechanisms of earthquakes in the pseudosubduction active zone of the North and South Caucasus microplates (within Azerbaijan)

© *T. Kangarli, F. Aliyev, A. Aliyev, Z. Murtuzov, 2017*

Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan,
Baku, Azerbaijan

The Greater Caucasus was formed during the last stage of the tectogenesis in a geodynamic environment of the lateral compression,

peculiar to the zone of pseudo-subduction between the Northern and Southern Caucasian continental microplates. Its present structure

was formed as a result of horizontal movements during different phases and sub-phases of Alpine tectogenesis (from late Cimmerian to Valakhian). The Greater Caucasus is generally considered as a zone (along Zangi deformation) where the insular arc formations of the Northern edge of the South Caucasian microplate thrust under thick Meso-Cenozoic complex composed of marginal sea deposits of Greater Caucasus. The latter in its turn, has been pushed beneath the North-Caucasus continental margin of the Scythian plate along the Main Caucasus Thrust. As a result of the underthrusting, the accretion prism compressed between the indicated faults, was formed.

Within the territory of Azerbaijan the tectonic stratification of the Greater Caucasus marginal sea alpine complex is distinguished in the structure of the Southern Slope zone (megazone). Within the megazone different-scale and different-age cover thrust complexes — Tfanskiy, Sarybashsky, Talachay-Durudzhinskiy, Zagatala-Dibrar and Govdag-Sumgayit — were identified and described. Allocated beneath the accretionary prism of the Southern Slope, the autochthonous bedding is presented by Meso-Cenozoic complex of the northern Vandam-Gobustan margin (megazone) of the South-Caucasian microplate, which, in its turn, crushed and lensed into southward shifted tectonic microplates gently overlapping the northern flank of Kura flexure along the Ganykh-Ayrichay-Alyat thrust.

Formation of the folded-cover structure of the Greater Caucasus accretionary prism is studied within the geodynamic model of intracontinental S-subduction (pseudo-subduction) under pressure of the advancing northward Arabian Plate. This concept for the South-Caspian-Caucasian-Black Sea region is justified by a number of researches of the study region. The proposed process continues up to the present stage of Alpine tectogenesis as it follows from real-time GPS survey [Kadirov et al., 2008]. Monitoring of distribution of horizontal shift velocity vectors, produced during 1998—2012 by GPS geodetic stations in Azerbaijan, indicates considerable (up to

17—18 mm/year) north-northwestward shifting velocity of the southwestern and central portions of the South Caucasus microplate, including the areas of the southeastern part of the Lesser Caucasus, Kura depression and Talysh. At the same time, within the microplate northeastern flange confined to Vandam-Gobustan megazone of Greater Caucasus, velocity vectors reduce by 8—12 mm/year, while further north, on a hanging wall of the Kbaad-Zangi deep underthrust, e.g. directly within the boundaries of the accretionary prism, the velocity becomes as low as 0—4 mm/year (2010—2012 data). As a whole the Earth's crust contraction within this belt is estimated equal to 4—10 mm/year.

This phenomenon reflects consecutive accumulation of elastic deformations within pseudo-subduction interaction zones between structures of the northern flank of the South Caucasus microplate (Vandam-Gobustan megazone) and the accretion prism of the Greater Caucasus.

The ongoing pseudo-subduction is indicated by unevenly distributed seismicity by depths (at 2—6, 8—12, 17—22 and 25—45 km depth): distribution analysis of the earthquake foci evidences the existence of structural-dynamic relation between them and the subvertical and subhorizontal contacts in the Earth's crust. Horizontal and vertical seismic zoning is explained from the viewpoint of block structure and tectonic stratification of the crust, where the earthquake foci are confined mainly to intersection nodes of faults of different strike, or to the planes of deep tectonic faults and lateral displacements along unstable contacts of substantial complexes with different competency.

Types of focal mechanisms in general correspond to the understanding of geodynamics at the convergent margins of microplates, where the whole range of focal mechanisms, from normal faults to overthrusts, is observed.

Under lateral compression the small-scale blocks that constitute the crust in this region become a reason for creation of transpressive deformations, which combine strike-slip movements along transversal faults limiting the blocks with compression structures to

include general Caucasus strike faults. Such a regime leads to generation of multiple places of localization of elastic deformations confined to mentioned dislocations and their articulation nodes. It is just the exceeded ultimate strength of the rocks that causes energy discharge and brittle deformations (according to strike-slip mechanism) in such tectonically weakened regions of the southern slope of Azerbaijan part of the Greater Caucasus.

At the contemporary stage of tectogenesis the maximum seismic activity is released within the structures at the northern flank of South Caucasus microplate controlled by Ganikh-Ayrichay-Alyat deep overthrust of «general Caucasus strike» in the west, and by ~N-S right-slip zone of the West-Caspian fault in the east of the Azerbaijan part of the Greater Caucasus.

This fact is particularly proved by the earthquakes which occurred in May and December, 2012 in Zagatala, Sheki and Balakan.

Zagatala earthquake. Focal zone of the earthquake is confined to a complex intersection knot of different strike faults, and is located in the Pre-Jurassic basement. The main seismic event is related with activity of Zagatala fault of northwestern strike which caused activation of connected dislocations.

Balakan earthquake. Focal zone of the earthquake is confined to a complex intersection knot of the faults with various strikes, and is located in the upper part of the Pre-Jurassic basement. Seismic event is mainly related to activity of Khimrikh-Khalatala fault of ~N-S, strike, which, in turn led to activation of related N-E Balakan and ~E-W Mazimgarishan-Katekh faults. Release of seismic energy occurred in most granulated zones confined to the intersection nodes of these dislocations with faults of general Caucasus strike.

Sheki earthquake. The focal zone of the earthquake is located in the upper part of the Pre-Jurassic basement. Seismic event relates with activity of subvertical faults of NE strike. Discharge of seismic energy occurred in most granulated zones confined to the intersection

knots of these dislocations with faults of the general Caucasus trace.

Study of the space-time sequence of the earthquakes of different magnitudes in each seismic zone allows us to draw the following conclusions:

- the spatial distribution of foci demonstrates that the earthquakes are confined to the transverse (NW, NE and ~NS strike) faults. However, the epicentral zones have a general strike similar to that of Greater Caucasus, dislocated along and to the north of the deep overthrust. Both transverse and longitudinal dislocations are mapped by seismic and electrical surveys. They represent the southern extension of the fault zones that outcrop in the mountain area where accretion zone rock complexes come to the surface;

- focal mechanisms of events of separate groups reveal different, mainly near vertical, planes of fault in the earthquake foci. Only in four cases there were determined the overthrusts strictly directed upwards;

- the foci of major strong earthquakes ($M=4.5-5.7$) and the majority of the aftershocks are confined to the surface of the pre-Jurassic basement at the depths down to 20 km;

- most of foci are confined to a sloping strip which subsides in the northern direction, identified with the zone of Ganikh-Ayrichay-Alyat deep overthrust and its flakes;

- in general, the seismic activity of the mentioned period is explained by accumulation of lateral compression stresses and their later discharge in the junction zone of the Middle Kura and Vandam tectonic zones along the Ganikh-Ayrichay-Alyat deep overthrust;

- lateral compression first contributed to the creation of transpressional failures along the displacement planes of various strike transverse dislocations, and the energy discharge in most granulated and weakened areas was confined to the intersection nodes of these dislocations between each other and with the deep overthrust with its' northern flakes.

References

- Kadirov F., Mammadov S., Reilinger R., McClusky S., 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). *Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth* (1), 82—88.
- Philip H., Cisternas A., Gvisiani A., Gorshkov A., 1989. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161(1-2), 1—21. doi: 10.1016/0040-1951(89)90297-7.

Paleo- and recent stress regimes of the Crimea Mountains based on micro- and macroscale tectonic analysis and earthquakes focal mechanisms

© A. Murovskaya¹, Ye. Sheremet², M. Sosson², J.-C. Hippolyte³,
O. Gintov¹, T. Yegorova¹, 2017

¹Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

²Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

³Aix-Marseille Université, Aix-en-Provence, France

The Crimea Mountains (CM) belongs to the northern branch of the Alpine Belt. Being the northwestern continuation of the Greater Caucasus (GC) and a part of the inverted northern margin of the Black Sea (BS), the CM region shows the similarities in structural development of both the domains, implying the common tectonic evolution of the GC — Eastern BS area.

In the current study, we focus on the Mesozoic time-span of tectonic evolution of the CM and the adjacent BS margin in order to define paleo- and recent stress regimes alternated during its tectonic history, based on the recent geological field observations, the results of structural analysis, the micro-tectonic data and the analysis of focal mechanisms of the earthquakes. Thus, the main purpose of our study is to find and investigate the correlation between the stress field and the large-scale deformation structures with subsequent determination of major tectonic events.

The Cenozoic compression. The major direction of the shortening during the Cenozoic was defined in regards of main ori-

entation (trends) of the thrusts and fold axis developed in the Eastern CM and its nearest offshore area [Sheremet et al., 2016a, b]. Thus, the westernmost part of the Eastern CM is characterized by the NW-oriented compression, while its eastern part is characterized by NNW-SSE direction of the shortening. Two stages of the shortening during the Cenozoic were defined based on the major Middle Eocene unconformity: the age-frames of the earliest compression stage is defined as the Paleocene—Middle Eocene time, whereas the youngest compression is suggested in the Oligocene—Middle Pliocene.

Reverse regime. For the majority of sites in the CM we obtained the large display of reverse regimes with σ_1 trending N-S, NNW-SSE and NW-SE. According to orientation of the thrust front defined offshore, the NW-SE orientation of the σ_1 compressional axis prevails in the CM during the formation of the main compressional structures. It also has a point for the NE-SW oriented structures of the southwestern part of the Kerch Peninsula (KP).

In the area of Sudak the N-S shortening was defined. This N-S and NNE-SSW trend of

shortening can be traced in KP where the corresponding structures overthrust those, which were formed under the NW-SE compression. Moreover, the reverse regimes with σ_1 trending NNE-SSW characterize the structures of the Western CM. Thus, the first compression, which follows the Cretaceous extension stage, was the one of, mainly, NW-SE orientation.

Strike-slip regime. The analysis of the structural patterns in the Eastern CM reveals several faults of NE-SW and NNE-SSW trends with left-lateral strike-slip movements along them. These strike-slip faults cut several thrusts and displaced laterally the thrust front in several places. In other cases, there is a right-lateral displacement along NW-SE strike-slip faults. These strike-slip faults also expressed in the youngest deposits of the Miocene-Pliocene age.

For the westernmost part of CM the strike-slip regimes with NE-SW orientation of σ_1 axis were obtained. We consider their relation with the activity along the Western Crimea dextral strike-slip fault. This is confirmed by focal mechanisms of the earthquakes occurred at recent tectonic stage in the Western Crimean Seismic Zone [Gobarenko et al., 2016].

A strike-slip regime with N-S orientation of the σ_1 axis was also detected in the easternmost part of the Eastern CM. We relate some NNE-SSW-oriented left-lateral strike-slip faults during the Miocene-Pliocene, in agreement with [Saintot et al., 1999], to the latest transtensional regime with E-W orientation of σ_3 axis. Thus, the N-S trend of the compression characterizes the youngest tectonic stage of the CM evolution resulting in a numerous strike-slip faults in the Eastern CM and folding of E-W trend in KP.

Normal regime. A large variety of data related to the normal faulting type regimes were obtained in the CM. Based on the structural analysis and field observations two types of normal regimes have been defined in the area.

1. Extensional deformations in regards to the rifting stage of the BS during the Cretaceous. These normal faults, containing the

relict slickensides, tectonic breccias and traces of attached marine organisms, confine the Early Cretaceous depressions within the CM. The corresponding stress fields are characterized by N-S and NNE-SSW trend of the σ_3 extensional axis in the Western Crimea and by the NE-SW orientation of the σ_3 axis in the Eastern CM. New stratigraphy dating and structural analysis in the Western CM indicate a later extensional stage for the Western BS (Valanginian-Barremian) [Murovskaya et al., 2014] than for its Eastern part when the latter experienced the loading of the GC basin since the Middle Jurassic.

2. The second type of extensional deformations corresponds to the NW-SE orientation of σ_3 axis perpendicular to the NE strike of the compressional structures, which is manifested in the main scarp of the slope offshore the Eastern CM. We relate it with a gravitational effect (sliding) that occurred during the uplifting of the Crimea due to the shortening, thus, some structures, formed under the compression, underwent the extension. It also finds the support in the orientation of the Eocene extensional syndepositional faults. Possibly, they relate with the formation of the piggy back basin on top of the highest allochthonous unit northwards.

Recent regime. Along the northern margin of the BS (the Crimea-Caucasus coast), the main structures of shortening are marked by an active Crimea Seismic Zone (CSZ). The analyses of the focal mechanisms of 31 strong earthquakes during 1927–2013 reveals the recent transpression regime in the western part of the CSZ whereas in its eastern part, according to seismicity, gravity field, modes of deformation and the velocity model, it is possible to suggest the present day compressional regime. The latter demonstrates: 1) the reactivation of basement faults that, according to [Sydorenko et al., 2016], related to the formation of the Triassic basin, and 2) indicates the underthrusting of the East BS highly extended crust under the Scythian Plate continental crust.

References

- Gobarenko V. S., Murovskaya A. V., Yegorova T. P., Sheremet Y., 2016. Collisional processes at the northern margin of the Black Sea. *Geotectonics* 50(4), 07—24. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Murovskaya A., Hippolite J.-C., Sheremet Ye., Yegorova T., Volfman Yu., Kolesnikova Ye., 2014. Deformation structures and stress field of the south-western Crimean in the context of the evolution of western Black Sea Basin. *Geodinamika* (2), 53—68 (in Russian).
- 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. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00196-1.
- Sheremet Y., Sosson M., Müller C., Murovskaya A., Gintov O., Yegorova T., 2016a. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet Y., Sosson M., Ratzov G., Sidorenko G., Yegorova T., Gintov O., Murovskaya A. V., 2016b. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics* 688, 84—100. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V., 2016. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 428. doi: 10.1144/SP428.15.

Paleo- and recent stress regimes of the Crimea Mountains based on micro- and macroscale tectonic analysis and earthquakes focal mechanisms

© A. Murovskaya¹, Ye. Sheremet², M. Sosson², O. Gintov¹, T. Yegorova¹, 2017

¹Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

²Université Côte d'Azur, UMR Géozur, CNRS, Sophia Antipolis, France

The Crimea Mountains (CM) belongs to the northern branch of the Alpine Belt. Being the northwestern continuation of the Greater Caucasus (GC) and a part of the inverted northern margin of the Black Sea (BS), the CM region shows the similarities in structural development of both the domains, implying the common tectonic evolution of the GC — Eastern BS area.

In the current study, we focus on the Mesozoic time-span of tectonic evolution of the CM and the adjacent BS margin in order to define paleo- and recent stress regimes alternated during its tectonic history, based on the recent geological field observations, the results of structural analysis, the micro-tectonic data and the analysis of focal mechanisms of the earthquakes.

Thus, the main purpose of our study is to find and investigate the correlation between the stress field and the large-scale deformation structures with subsequent determination of major tectonic events.

The Cenozoic compression. The major direction of the shortening during the Cenozoic was defined in regards of main orientation (trends) of the thrusts and fold axis developed in the Eastern CM and its nearest offshore area [Sheremet et al., 2016a, b]. Thus, the westernmost part of the Eastern CM is characterized by the NW-oriented compression, while its eastern part is characterized by NNW-SSE direction of the shortening. Two stages of the shortening during the Cenozoic

ic were defined based on the major Middle Eocene unconformity: the age-frames of the earliest compression stage is defined as the Paleocene—Middle Eocene time, whereas the youngest compression is suggested in the Oligocene—Middle Pliocene.

Reverse regime. For the majority of sites in the CM we obtained the large display of reverse regimes with σ_1 trending N-S, NNW-SSE and NW-SE. According to orientation of the thrust front defined offshore, the NW-SE orientation of the σ_1 compressional axis prevails in the CM during the formation of the main compressional structures. It also has a point for the NE-SW oriented structures of the southwestern part of the Kerch Peninsula (KP).

In the area of Sudak the N-S shortening was defined. This N-S and NNE-SSW trend of shortening can be traced in KP where the corresponding structures overthrust those, which were formed under the NW-SE compression. Moreover, the reverse regimes with σ_1 trending NNE-SSW characterize the structures of the Western CM. Thus, the first compression, which follows the Cretaceous extension stage, was the one of, mainly, NW-SE orientation.

Strike-slip regime. The analysis of the structural patterns in the Eastern CM reveals several faults of NE-SW and NNE-SSW trends with left-lateral strike-slip movements along them. These strike-slip faults cut several thrusts and displaced laterally the thrust front in several places. In other cases, there is a right-lateral displacement along NW-SE strike-slip faults. These strike-slip faults also expressed in the youngest deposits of the Miocene-Pliocene age.

For the westernmost part of CM the strike-slip regimes with NE-SW orientation of σ_1 axis were obtained. We consider their relation with the activity along the Western Crimea dextral strike-slip fault. This is confirmed by focal mechanisms of the earthquakes occurred at recent tectonic stage in the Western Crimean Seismic Zone [Gobarenko et al., 2016].

A strike-slip regime with N-S orientation of the σ_1 axis was also detected in the easternmost part of the Eastern CM. We relate

some NNE-SSW-oriented left-lateral strike-slip faults during the Miocene-Pliocene, in agreement with [Saintot et al., 1999], to the latest transtensional regime with E-W orientation of σ_3 axis. Thus, the N-S trend of the compression characterizes the youngest tectonic stage of the CM evolution resulting in a numerous strike-slip faults in the Eastern CM and folding of E-W trend in KP.

Normal regime. A large variety of data related to the normal faulting type regimes were obtained in the CM. Based on the structural analysis and field observations two types of normal regimes have been defined in the area.

1. **Extensional deformations in regards to the rifting stage of the BS** during the Cretaceous. These normal faults, containing the relict slickensides, tectonic breccias and traces of attached marine organisms, confine the Early Cretaceous depressions within the CM. The corresponding stress fields are characterized by N-S and NNE-SSW trend of the σ_3 extensional axis in the Western Crimea and by the NE-SW orientation of the σ_3 axis in the Eastern CM. New stratigraphy dating and structural analysis in the Western CM indicate a later extensional stage for the Western BS (Valanginian-Barremian) [Murovskaya et al., 2014] than for its Eastern part when the latter experienced the loading of the GC basin since the Middle Jurassic.

2. The second type of extensional deformations corresponds to the NW-SE orientation of σ_3 axis perpendicular to the NE strike of the compressional structures, which is manifested in the main scarp of the slope offshore the Eastern CM. We relate it with a gravitational effect (sliding) that occurred during the uplifting of the Crimea due to the shortening, thus, some structures, formed under the compression, underwent the extension. It also finds the support in the orientation of the Eocene extensional syndepositional faults. Possibly, they relate with the formation of the piggy back basin on top of the highest allochthonous unit northwards.

Recent regime. Along the northern margin of the BS (the Crimea-Caucasus coast), the main structures of shortening are marked by an active Crimea Seismic Zone (CSZ). The

analyses of the focal mechanisms of 31 strong earthquakes during 1927–2013 reveals the recent transpression regime in the western part of the CSZ whereas in its eastern part, according to seismicity, gravity field, modes of deformation and the velocity model, it is possible to suggest the present day compres-

sional regime. The latter demonstrates: 1) the reactivation of basement faults that, according to [Sydorenko et al., 2016], related to the formation of the Triassic basin, and 2) indicates the underthrusting of the East BS highly extended crust under the Scythian Plate continental crust.

References

- Gobarenko V. S., Murovskaya A. V., Yegorova T. P., Sheremet Y., 2016. Collisional processes at the northern margin of the Black Sea. *Geotectonics* 50(4), 07–24. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Murovskaya A., Hippolite J.-C., Sheremet Ye., Yegorova T., Volfman Yu., Kolesnikova Ye., 2014. Deformation structures and stress field of the south-western Crimean in the context of the evolution of western Black Sea Basin. *Geodinamika* (2), 53–68 (in Russian).
- 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. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00196-1.
- Sheremet Y., Sosson M., Müller C., Murovskaya A., Gintov O., Yegorova T., 2016a. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet Y., Sosson M., Ratzov G., Sidorenko G., Yegorova T., Gintov O., Murovskaya A. V., 2016b. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics* 688, 84–100. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V., 2016. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 428. doi: 10.1144/SP428.15.

Magmatism and ore formation on the example of Upper Cretaceous Bertakari and Bneli Khevi Ore deposits, Bolnisi ore district, Georgia

© N. Sadradze¹, Sh. Adamia¹, T. Beridze², T. Gavtadze², R. Migineishvili², 2017

¹Tbilisi State University, M. Nodia Institute of Geophysics, Tbilisi, Georgia

²Tbilisi State University, A. Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, Georgia

Magmatic evolution is an important event in the formation and development of the geological structure of Southern Georgia, where several reliably dated volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations are established. The region represents a modern analogue of continental collision zone, where subduction-related volcanic activity lasted from Paleozoic to the end of Paleogene. After the period of dormancy in the Early-Middle Miocene, starting from the Late Miocene and up to the end of the Pleistocene, syn-postcol-

lisional primarily subaerial volcanic eruptions followed by formation of volcanic highlands and plateaus occurred in the region.

The Artvin-Bolnisi unit forms the north-western part of the Lesser Caucasus and represents an island arc domain of so-called the Somkheto-Karabakh Island Arc or Baidurt-Garabagh-Kapan belt. It was formed mainly during the Jurassic-Eocene time interval on the southern margin of the Eurasian plate by north-dipping subduction of the Neotethys Ocean and subsequent collision

Ma	Age	Formation	Thickness	Lithology	Description
72,1	Maastrichtian	Tetritsvaro K ₂ l	200–300 m		Limestones, marls, interlayers of epiclastic deposits
		Shorsholeli K ₂ sh	150–350 m		Extrusive, coarse-grained, medium-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of calc-alkaline and sub-alkaline andesite-basaltic composition; interlayers of limestones, marls and epiclastic deposits
89,8	Senonian	Gasandami K ₂ gs	150–600 m		Extrusive, coarse-grained, medium-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of calc-alkaline dacite-rhyolitic composition; interlayers of limestones, marls and epiclastic deposits
		Tandzia K ₂ ln	150–700 m		Extrusive, coarse-grained, medium-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of calc-alkaline andesite-basaltic composition; rare interlayers of limestones, marls and epiclastic deposits
		Mashavera K ₂ ms	250–1000 m		Extrusive, coarse-grained, medium-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of calc-alkaline dacite-rhyolitic composition; interlayers of carbonate and epiclastic deposits
		Didqverdi K ₂ dq	250–750 m		Extrusive, coarse-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of andesite-basaltic composition; interlayers of limestones, marls and epiclastic deposits
100,5	Santonian-Turonian	Tsaraqvi K ₂ ts	50–400 m		Extrusive, medium-grained and fine-grained volcanoclastic rocks of dacite-rhyolitic composition; interlayers of limestones and epiclastic deposits
		Opreli K ₂ op	60–70 m		Conglomerates, gritstones, sandstones, limestones and fine-grained volcanoclastic rocks

Fig. 1. Lithostratigraphic column of the Upper Cretaceous deposits of the Bolnisi ore district, modified by [Adamia et al., 2016].

of the Anatolia-Iranian continental plate.

The Artvin-Bolnisi tectonic unit, including the Bolnisi ore district, was developing as a relatively uplifted island-arc type unit with suprasubduction magmatic events. Volcanogenic complexes are characterized by variable lateral and vertical regional strati-

graphic relationships and are subdivided into several formations due to their composition. Volcanics are attributed to calc-alkaline-sub-alkaline series. Depositional environment of the Upper Cretaceous volcanic formations varies from shallow-marine to subaerial settings. Mafic to intermediate volcanic rocks

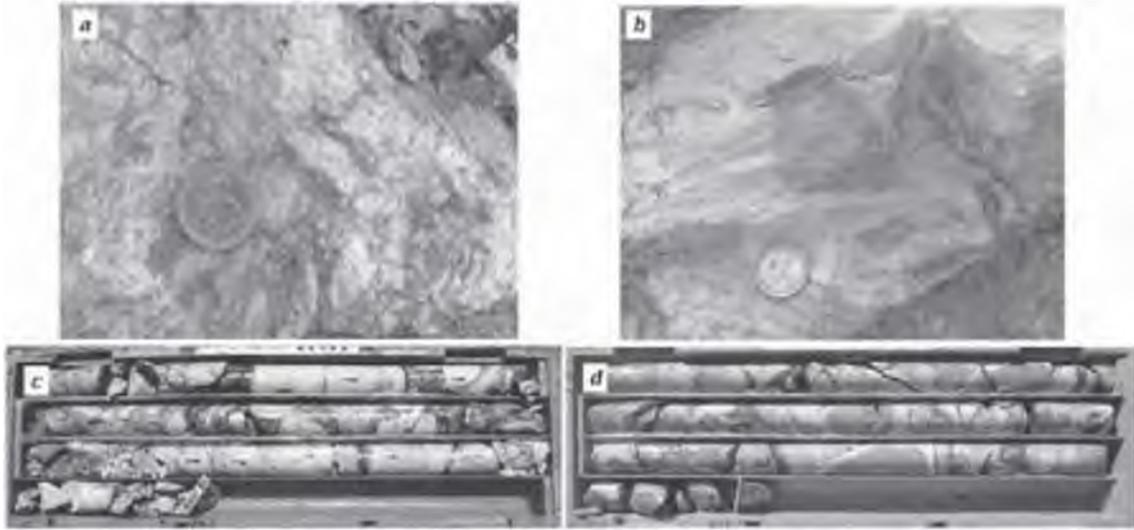


Fig. 2. Types of hydrothermal breccias: *a* — hydrothermal breccia, Bneli Khevi outcrop; *b* — pseudobreccia, Bneli Khevi outcrop; *c* — hydrothermal breccia, Bertakari, Kldovani Ubani, core image BK 822, 228—231 m; *d* — pseudobreccia, Bertakari, Kldovani Ubani, core image BK 875, 260—263 m.

are in subordinate amount. Felsic formations (Mashavera and Gasandami) are the major hosts of numerous ore deposits (Madneuli, Sakdrisi, Bertakari, Bneli Khevi etc.) within the ore field (Fig. 1).

The common consent of the researchers exists about the genetic link of the Bolnisi ore field gold-polymetallic ore-forming processes with the late Cretaceous suprasubduction magmatism. The latter is related to the north-dipping subduction zone of the Lesser Caucasus which conditioned island-arc type volcanic activity and mineralization of the late Cretaceous Tethys and its northern active margin.

Campanian nannoplankton fossils have been discovered in hydrothermally slightly altered rocks (pelitic tuffs, tuff-argillites, tuff-sandstones) of Bertakari area.

The peculiarities of magmatic activity and geodynamic development of the region stipulated synchronous formation of significant base and precious metals deposits of the Bolnisi ore district.

Within the Bolnisi ore district, Bertakari and Bneli Khevi deposits host lithofacies and spatial distribution of associated mineralization that has been studied. The outcrops and drill cores visual observations as well as thin section microscopy has revealed the link of the mineralization to various types of breccias

(phreatic, phreatomagmatic and hydrothermal) within Bertakari and Bneli Khevi.

It is noteworthy the recognition of hydrothermal breccias with jigsaw-fit clast textures (Fig. 2, *a, b*) and pseudobreccias (Fig. 2, *c, d*) in the mentioned above deposits [Gelashvili et al., 2015; Lavoie, 2015]. Pseudobreccias are resulted from diffusive/selective alteration of intrusive, subvolcanic or volcanoclastic rocks. Development of jigsaw-fit clast textures in breccias is induced by hydraulic brecciation [Cas et al., 2011].

The deposits are hosted by Gasandami formation that is represented by following lithofacies types: felsic volcanic lapilli tuffs, ignimbrites, pumice tuffs and reccias and rhyodacitic dome. The existence of epigenetic hydrothermal breccia bodies is the common feature of many geodynamic setting types, especially of island-arcs, and is the substantial part of the long-lasting history of magmatic-hydrothermal activity [Howard et al., 2015].

Acknowledgements. This work was supported by Rustaveli National Science Foundation (SRNSF), projects № 04-45 (GDRI — International Research Group: South Caucasus Geoscience (Georgia — Eastern Black Sea)) and YS-2016-14 (Late Mesozoic — Early Cenozoic Suprasubduction Magmatism Evolution and Geodynamics: Constraints from Southern Georgia).

References

- Adamia S., Moritz R., Shubitidze J., Natsvlishvili M., Tchokhnelidze M., 2015. Epithermal and porphyry deposits of the Lesser Caucasus (Georgia and Armenia). Unpublished fieldguide book for the 13th SGA Biennial meeting, Nancy, 53 p.
- Cas R., Giordano G., Balsamo F., Esposito A., Lo Mastro S., 2011. Hydrothermal Breccia Textures and Processes: Lisca Bianca Islet, Panarea Volcano, Aeolian Islands, Italy. 2011. *Economic Geology* 106(3), 437—450. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.106.3.437>.
- Gelashvili N., Tsertsvadze B., Kvantaliani G., Gelashvili A., 2015. The first information about gold-polymetallic ore composition material in Bektakari deposit. Bolnisi ore district: Proc. of Sci. Conf. on Recent Geological Problems of Georgia, publisher «Technical University», 23—24 April, 2015. P. 35—39 (in Georgian).
- Howard N., Andrew F., Brookes D., 2015. Genetic classification of breccias. http://www.academia.edu/9593848/GENETIC_CLASSIFICATION_OF_BRECCIAS.
- Lavoie J., 2015. Genetic constraints of the Late-Cretaceous Epithermal Beqtakari prospect, Bolnisi Mining District, Lesser Caucasus, Georgia. University of Geneva, Department of Earth Sciences, Master of Geology Thesis, P. 1—82.

Paleogene sedimentary development and tectonic conditions of shagap piggyback basin (Armenia)

© L. Sahakyan¹, M. Sosson², A. Avagyan¹, D. Bosch³, T. Grigoryan¹, S. Vardanyan¹, O. Bruguier³, 2017

¹Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

²Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

³Université de Montpellier II, UMR Géosciences, CNRS, Montpellier, France

Shagap syncline is elongated asymmetric basin presented by Paleogene deposition of about 1.5 km thicknesses. Sedimentation took place after collision of Eurasian plate and South Armenian Microcontinent (SAM). In Middle Eocene—Oligocene time piggyback basin by slope deposition and turbidite accumulation, controlled by gravitational processes, was formed. Lithologically different type of deposition in this partly isolated basin is the result of constant input of terrigenous material, volcanism and palaeoclimate changes.

Discocyclina-Nummulitic limestones (*packstone/grainstone*) without micrite and cement evidence shallow marine slope environment where regular flow was available. Nummulite and red algae (*Lithothamnion*) limestones show relatively low light sea environment (*oligophotic zone*). Coralline built with nummulitides were formed in-situ indicating accumulation in a shallow condition with intense light (*photic zone*).

Trachyandesite dikes and sills (AL10-14—N 39° 57.296', E 44° 51.195') were injected into Lower Paleocene—Lower and Middle Eocene sedimentary rocks.

Shoshonite series trachyandesites normalised by chondrites have mobile elements enrichment (Rb, Ba and Th) with negative HFSE (Nb, Ta) anomalies. The (La/Sm)_{CN} ratio yield 6.84 value but the (La/Yb)_{CN} ratio is 38.17, suggesting the presence of residual material from the deep magmatic source. Neodymium and strontium isotopes yield low εNd_(14.5Ma) and high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(14.5Ma) ratios, respectively -0.4 and 0.7054. Initial Pb/Pb isotopic ratios yield ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i) — 15,67; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb_(i) — 39.05, suggesting EM2, slab-component contribution and crustal contamination.

The obtained U-Pb zircon age for trachyandesites is 14.5±0.2 Ma, which is coincident with magmatism reactivation in the Middle-Upper Miocene, after Arabian-Eurasian plates collision in the Upper Eocene-Oligocene.

Tectonic evolution of the Crimean Mountains since the Triassic: Insight from the new dating and on-and-offshore structural data (macro- and microscale), In general tectonic context of the Greater Caucasus-Black Sea domain

© Ye. Sheremet¹, M. Sosson¹, A. Murovskaya², O. Gintov², T. Yegorova², 2017

¹Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

²Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

The Crimea, being a part of the Black Sea-Greater Caucasus system (BS-GC), owes its origin to the subduction of the Neotethys beneath the Eurasian margin which is the main geodynamical process that had a significant influence on the development of the Crimea and changed the tectonic conditions during its geological history.

Two main tectonic stages were recorded in BS-GC region concerning the subduction of the Neotethys and its closure: 1) the opening of the BS and the GC basins in a back-arc position, starting from the Early-Middle Jurassic and then after during the Early to mid-Cretaceous and in the Paleocene-Eocene times; 2) the continental collision between the Eurasian margin with the Taurides-Anatolides and the South Armenian Microplate (TASAM) and then with Arabian plate. This collision triggered the shortening of the BS Basins, thus, the inversion structures have been described all around the Black Sea (Pontides-Balkanides orogens, Romanian shelf and the area of Odessa Shelf—Crimea—Greater Caucasus).

The presence of two flysch units of different ages (Tauric Gp and Cretaceous basin deposits) that are outcropping in the CM reveals a period of subsidence. That allows the conclusion about the formation

of the Triassic Trough (Basin) within the southern margin of Laurasia in the fore/back-arc position. The normal faults in the basement which have been formed during this period in consequence will be reactivated during the following BS rifting stage and the Cenozoic shortening [Sydorenko et al., 2016]).

The enigmatic Cimmerian deformations, in addition to other well-known stated versions, one can suggest a slab shallowing during the Early Jurassic that could result in compression (accretion) of basin sediments.

The extensional stage, in the Crimea region, was followed by the development of the GC back-arc Basin in the Early-Middle Jurassic and capped by back-arc magmatism of the Middle Jurassic related to the subduction (⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and the geochemical analysis of magmatic rocks, according to [Meijers et al., 2010]) in both future mountain systems.

The Jurassic period is characterized by wide distribution of massive carbonated platforms and reef limestones on top of the deformed basinal deposits of the Triassic-Middle Jurassic age (the carbonate build-up are known in the GC, and evidential from the seismic data on the Shatskiy Ridge). These carbonated facies, much of them are platform, continued through the

entire Late Jurassic-Berriasian time span (till the Hauterivian) in the central CM. The olistoliths origin of large carbonated Plateaus in the Crimea is not confirmed during the field observations.

During the Early Cretaceous the BS basin (a back-arc basin, north of the subduction zone of Neotethys beneath Eurasia) was initiated by rifting and then, a probable spreading center produced the oceanization of this basin [Sosson et al., 2016]. Subduction of the spreading center of the north branch of Neotethys formed an asthenospheric window. It could produce heating and, as the result, the weakening of the strong lithosphere of Eurasia. This process should initiate the rifting of the Eastern BS during the Early Cretaceous, and then, as mentioned by [Stephenson, Schellart, 2010]), the roll back of the slab should favor the opening of this small oceanic basin probably during the time limit between Early and Late Cretaceous.

The inversion of the North Eastern BS margin is also the result of the evolution of the Neotethys subduction zone. During the Latest Cretaceous—Middle Eocene period (74—40 Ma), collision between a continental microplate (TASAM) with the Eurasia initiated in the Lesser Caucasus and then continued westward during the Eocene. The inversion of the CM commenced during the Paleocene [Sheremet et al., 2016a, b]. Thus, we suggest that the collisional process to the south of the Eastern BS initiated the compression in the CM by reactivation of the Late Triassic-Early Jurassic normal faults in the basement. Then, after a pe-

riod of a low rate compression (Middle Eocene), the inversion since the Latest Eocene has been renewed. Probably, this second period of shortening in the Crimea could be explained by initial collision of the Arabian plate with Eurasia since they coincide in time. The very extended (sub-oceanic) crust, created during the Cretaceous by the latest period of shortening (latest Eocene-Miocene time span) have been already cold enough and, therefore, mechanically stronger in order to affect the continental margins and produce the compressional deformations. The Shatskiy Ridge plays as indenter in the underthrusting of the Eastern BC margin. Thus, the CM have been occurred as a result of a thin skin tectonic offshore and both thick- and thin-skin tectonic on land [Sheremet et al., 2016a].

In the Latest Miocene the Messinian sea level drop, recorded in the significant erosion surface offshore, against the background of continuing shortening, most likely triggered the mud volcano activity that at present is the distinctive feature of the BS topography.

The current stage of the CM is characterized by the seismicity of magnitude 4—6 located in lower crust and upper mantle at depth between 30 and 38 km showing, mainly a north dipping plan of its distribution in the Eastern CM [Gobarenko et al., 2016]. The reverse faults in the basement, as well as strike slip faults, reactivated by the inversion of the BS (Alushta-Simferopol fault, Western Crimea dextral strike-slip fault), should be responsible for the main seismic activity in Crimea.

References

- Gobarenko V. S., Murovskaya A. V., Yegorova T. P., Sheremet Y., 2016. Collisional processes at the northern margin of the Black Sea. *Geotectonics* 50(4), 07—24. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Meijers M. J. M., Vrouwe B., Van Hinsbergen D. J. J., Kuiper K. F., Wijbrans J., Davies G. R., Stephenson R. A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): impli-

- cations for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos* 119(3), 412–426. doi: 10.1016/j.lithos.2010.07.017.
- Sheremet Y., Sosson M., Müller C., Murovskaya A., Gintov O., Yegorova T., 2016a. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet Y., Sosson M., Ratzov G., Sidorenko G., Yegorova T., Gintov O., Murovskaya A. V., 2016b. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics* 688, 84–100. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y., Rolland Y., Adamia S., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T., Avagyan A., Galoyan G., Danelian T., Hassig M., Müller C., Sahakyan L., Sadradze L., Sadradze N., Alania V., Enukidze O., Mosar J., 2016. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution. *C. R. Geosci.* 348, 23–32. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002>.
- Stephenson R., Schellart W. P., 2010. The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340(1), 11–21.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V., 2016. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 428, doi: 10.1144/SP428.15.

The highlights and the contribution of International Research Group (IRG) «South Caucasus Geosciences» (France, Armenia, Azerbaijan, Georgia and Ukraine)

© M. Sosson¹, S. Adamia², T. Kangarli³, A. Karakanian⁴, V. Starostenko⁵, T. Danelian⁶, J. F. Ritz⁷, 2017

¹Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

²Javakishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia

³Institute of Geology and Geophysics, National Academy of Sciences of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan

⁴Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Republic of Armenia, Yerevan, Armenia

⁵Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

⁶Université de Lille, CNRS, UMR Evo-Eco-Paleo, Lille, France

⁷Université de Montpellier II, UMR Geosciences, CNRS, Montpellier, France

Initiated in collaboration within the framework of projects funded by the European programmes INTAS, Erasmus Mundus and PICs, LIA programmes of the CNRS/INSU, three French laboratories (Géosciences of Montpellier, Géoazur of Nice Sophia Antipolis and Evo-Eco-Paleo of Lille), and Institutes of Academies of Sciences and Universities of Armenia, Azerbaijan, Georgia an International Research Group (IRG: GDRI de CNRS/INSU) «South Caucasus Geosciences» were founded in 2010. Ukraine, presented by Institute of Geophysics

of the Academy of Science of Ukraine, became one of the partners of IRG in 2014.

With a support of Middle East Basins Evolution and DARIUS programmes (consortium of oil companies, Univ. Pierre et Marie Curie Paris VI, and CNRS/INSU) this IRG aimed at solving the Earth Sciences questions, mainly in resources and hazard fields, in the Caucasus-Eastern Black Sea Domain (CEBSD) that has a high potential in research since this part of the Alpine belt evolved during the long-lived subduction of

the Neotethys ocean due to its closure (see for a review e.g. [Sosson et al., 2010, 2016]).

The main issues to solve in the eastern Black Sea and Caucasus realm in this geodynamic context are: 1) the time-space evolution of geodynamic processes (subduction,

opened in these tectonic settings; 3) the relation in time and the continuity of structures between the eastern Black Sea, the Greater Caucasus, the Lesser Caucasus and those of the Taurides-Anatolides, Pontides belt and of the NW Iran as well.

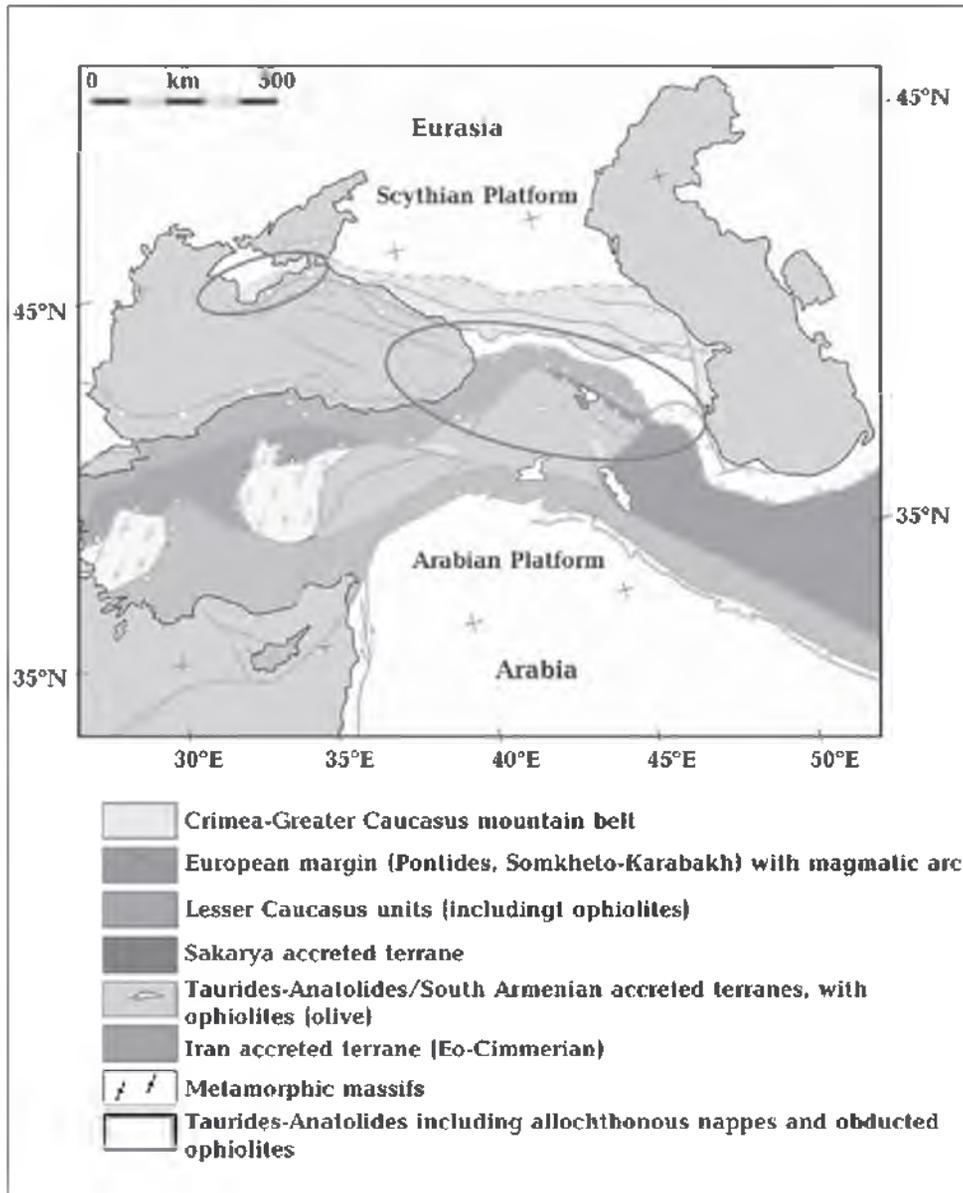


Fig. 1. Tectonic map of the Black Sea-Caucasus domain and surrounding areas, modified from [Sosson et al., 2016, 2017], showing the main field locations of IRG studies.

obduction, collision) responsible for the closure of the northern and southern branches of Neotethys; 2) the timing of deformation and the evolution of the back-arc basins devel-

An integral part of the project, exchange of scientists, apart from the important role of joint research, favored to the development of its international level, giving the birth to a

new generation of scientists able to provide the research in the good tradition of French (European) geological school (Masters, PhDs, postdocs).

A significant part of these **valuable results** constitute: two volumes of Special Publications of the Geological Society of London (Vol. 340 and 428), they have been published in the international and local editions, as well as presented in Ph.D Thesis. It is a multidisciplinary study covering topics in structural geology/tectonics, passive and active source seismology and seismic profiling, deep Earth's structure (seismic images), geochemistry, palaeontology, petrography, paleomagnetism, geochronology, sedimentology and stratigraphy, reporting results obtained during the DARIUS programme and related projects in the eastern Black Sea and Caucasus realm.

During 2014–2017 our IRG group worked in the region north of the Eastern Black Sea Basin (Crimea), in the Greater Caucasus (Georgia and Azerbaijan), and in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan and Georgia) aiming to precise the evolution of the Eastern Black Sea-Caucasus realm primarily during the Mesozoic-Cenozoic time span.

During this time the tectonic setting of the area can be characterized as one of general plate convergence as the Neotethys Ocean (or branches of a Neotethys Ocean system) was subducted and eventually closed. The geological record is essentially one of sedimentary basins being formed in an extensional back-arc setting and through to the compressional deformations (inversion) of these basins linked to the Neotethys closure and the consequences of the related deformations. The inversion of basins has roughly occurred in two main phases: 1) from Late Cretaceous to Early Eocene linked broadly to the closure of what is referred to as the northern branch of Neotethys, and 2) from Oligocene to recent, linked broadly to the closure of what is referred to as the southern branch of Neotethys, which corresponds to the eventual suturing of the Arabia with Eurasia.

The main directions of our activity within the IRG project: 1) onshore geological studies from Georgia, Azerbaijan, Armenia and Iran; 2) onshore geological studies from the Black Sea margins of Crimea and Turkey as well as geophysical data and other subsurface data from the eastern Black Sea and its northern margin.

References

- Sosson M., Rolland Y., Danelian T., Muller C., Melkonyan R., Adamia S., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia Azerbaijan, Georgia), new insights. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergarat, V. Starostenko (Eds.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 340, 329–352.
- Sosson M., Stephenson R., Adamia Sh., 2017. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus: an introduction. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (Eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 428, <https://doi.org/10.1144/SP428.16>.
- Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y., Rolland Y., Adamia Sh., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T., Avagyan A., Galoyan Gh., Danelian T., Hässig M., Meijers M., Müller C., Sahakyan L., Sadradze N., Alania V., Erukidze O., Mosar J., 2016. The Eastern Black Sea—Caucasus region during Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *Comptes Rendus Géoscience* 348, 23–32. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002>.

Deep crustal structure of the transition zone of the Scythian Plate and the East European Platform (DOBRE-5 profile): consequences of the Alpine Tectonic evolution

©V. Starostenko¹, M. Sosson², L. Farfulyak¹, O. Gintov¹, T. Yegorova¹,
A. Murovskaya¹, Ye. Sheremet², O. Legostaeva¹, 2017

¹Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

²Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

In 2011 an international team carried out the DOBRE-5 WARR (wide-angle reflection and refraction) seismic profile [Starostenko et al., 2015]. Its major part runs in the W-E direction through the Scythian Plate in the northwestern shelf of the Black Sea (BS) and the plain Crimea. The velocity section on the profile indicates a seismic boundary inclined eastwards with a low angle. The boundary is traced at the depth of ~2 km near the Zmeinyj Island then it goes below the northwestern shelf (Karkinit Trough) and beneath the plain Crimea, and plunges to a depth of 47 km at the transition to the Kerch Peninsula. This zone is interpreted as a transition zone (TZ) between the Eastern European platform (EEP) and the SP, namely on the seismic profile we the projection of this zone [Starostenko et al., 2015].

A geodynamic interpretation of this tectonic zone, proposed by Farfulyak [2015], considers it as the Paleozoic North Crimean suture of Yudin [2008], formed as a result of the closure of the Paleotethys ocean during the Paleozoic-Triassic time span.

New results, obtained in the framework of our IRG project in regards to the northern margin of the BS: 1) The new onshore structural data in the Crimean Mountains (CM) [Murovskaya et al., 2014; Sheremet et al., 2016b] and 2) the new structural offshore data (Sorokin Trough and Kertch Taman Trough) [Sheremet et al., 2016a; Sydorenko et al., 2016] allowed us to identify the structures developed in the CM and the northern margin of the BS in the context of two generalized

phases of evolution: Mesozoic extension and Cenozoic compression.

In the current presentation we propose an interpretation of the DOBRE-5 seismic model and show the development of the TZ between the EEP and SP during the Alpine orogenesis in the frames of the Crimean-BS evolution.

Mesozoic extension. The red dashed line on Fig. 1 shows the projection of the transitional zone (TZ) between EEP and SP on the DOBRE-5 profile; the zone itself is located to the north and has a ~W-E strike. According to the interpretation, the Paleozoic-Mesozoic basement of the SP is displaced by the gently dipping normal fault, reaching the Moho boundary: the thickness of the Paleozoic-Mesozoic deposits is twice thicker on the footwall than on the hanging wall of this fault.

We suppose, that this listric fault (outlined by 1 in Fig. 1) plays an active role (also?) during the Cretaceous rifting. It is found the support in presence of a high-velocity body (HVLC in Fig. 1) detected in the lower crust in the area of Karkinit Trough. Such HVLC bodies are very typical for the rift zones.

Cenozoic compression. The Paleozoic-Mesozoic basement of the SP (the Central Crimean uplift) includes the layers of increased velocities ($V_p=6.22\pm 6.3$ km/s) at the depth of 4–15 km (See Fig. 1), which we interpret as the parts (blocks) of the pre-Riphean basement, involved in the thrusting. The age of the compression postdates the Mesozoic, since the Mesozoic strata is affected by thrusts.

Several detachments of gentle dipping at the depths of 15 and 7 km (denoted by 2

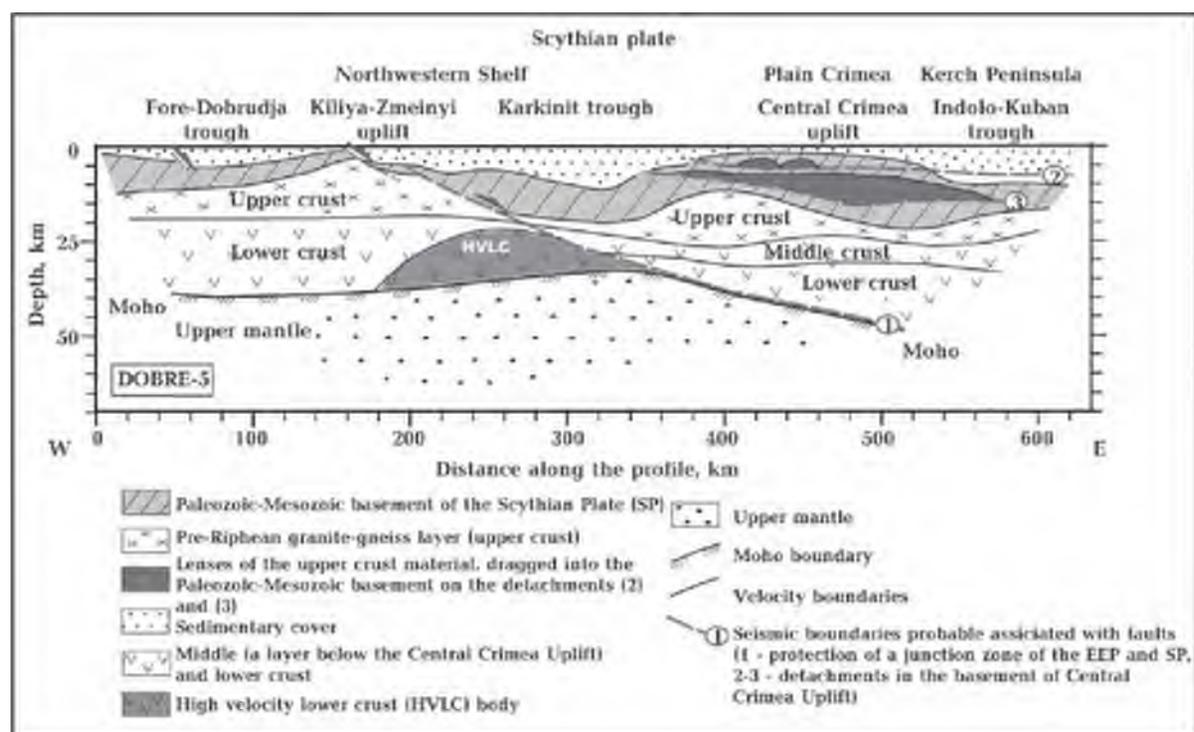


Fig. 1. Interpreted seismic model on the DOBRE-5 profile.

and 3 in Fig. 1) we relate with the Cenozoic compression that most likely was released in two-stages: 1) during the Paleocene-Early Eocene, revealed by the recent structural and geological studies, onshore and offshore [Sheremet et al., 2016a, b; Sydorenko et al., 2016] and 2) in the latest Eocene — Pliocene which is also evident on many seismic profiles from the western and northwestern shelf of the BS [Khriachtchevskaia et al., 2010; Morosanu, 2012; Dinu et al., 2005; Munteanu et al., 2013; Sheremet et al., 2016a; Sydorenko et al., 2016].

In the upper part of the interpreted cross-

section (See Fig. 1) we distinguished several normal faults that affected the middle Miocene-Quaternary sediments, which we associate with the continuing loading of the western BS. In regards to the Eastern BS, here we observe the uplifting of the CM due to the collisional processes [Murovskaya et al., 2014; Gobarenko et al., 2016].

Detailed interpretation of the DOBRE-5 profile allowed clearing up the long tectonic evolution of the EEP with the formation of the TZ to the SP during the closure of the Paleotethys Ocean that imprints the Cretaceous extension and the Cenozoic compression.

References

- Gobarenko V. S., Murovskaya A. V., Yegorova T. P., Sheremet Y., 2016. Collisional processes at the northern margin of the Black Sea. *Geotectonics* 50(4), 07—24. doi: 10.1134/S0016852116040026.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D., Matenco L., 2005. Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics* 410, 417—435. doi:10.1016/j.tecto.2005.04.012.
- Farfuyak L. V., 2015. The nature of the inclined seismic boundary in the Earth's crust of the Scythian microplate along the DOBRE-5 profile. *Geophysical Journal* 37(6), 23—39 (in Russian).
- Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R., 2010. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In:

- M. Sosson, N. Kaymakci, R. A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Vol. 340, P. 37—157.
- Morosanu I., 2012. The hydrocarbon potential of the Romanian Black Sea continental plateau. *Romanian Journal of Earth Sciences* 86(is. 2), 91—109.
- 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 modelling of the Balkanides—Western Black Sea inversion. *Tectonophysics* 602, 223—236. doi: 10.1016/j.tecto.2013.03.009.
- Murovskaya A., Hippolite J.-C., Sheremet Ye., Yegorova T., Volfman Yu., Kolesnikova Ye., 2014. Deformation structures and stress field of the south-western Crimea in the context of the evolution of western Black Sea Basin. *Geodinamika* (2), 53—68 (in Russian).
- Sheremet Y., Sosson M., Müller C., Murovskaya A., Gintov O. B., Yegorova T., 2016a. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R. Stephenson, Sh. Adamia (Eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Sheremet Y., Sosson M., Ratzov G., Sydorenko G., Voitsitskiy Z., Yegorova T., Gintov O., Murovskaya A., 2016b. An offshore-onland transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression. *Tectonophysics* 688, 84—100. doi: 10.1016/j.tecto.2016.09.015.
- Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Yu., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 201, 406—428. doi:10.1093/gji/ggv018.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V., 2016. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 428. doi: 10.1144/SP428.15.
- Yudin V. V., 2008. Geodynamics of the Black Sea—Caspian Region. Kiev: UkrGGRI Publ., 117 p. (in Russian).

Intraplate orogenesis

© R. Stephenson, 2017

School of Geosciences, Geology and Petroleum Geology, Meston Building,
King's College, University of Aberdeen, Aberdeen, UK

Plate tectonics has it that major orogens form at plate boundaries, specifically in response to collision of continental lithospheric plates with other continental lithospheric plates or island arc terranes and so on. A multitude of schematic diagrams have been published in the last 50 years showing black-coloured oceanic crust being subducted under white-coloured continents, continental fragments, other pieces of oceanic crust, often with subduction polarity flipped from one panel to another. Lately, abundant evidence, and a theoretical basis for it, has been published showing that many orogenic belts involve extreme shortening of

previously severely thinned and often significantly intruded and infiltrated continental lithosphere but, nevertheless, continental lithosphere that was not breached or broken in a plate tectonic sense to produce a new lithospheric plate boundary at which new oceanic lithosphere is accreted. Although there are semantics involved, this cannot count as orogenesis at a plate boundary: it is, accordingly, «intraplate orogenesis». It seems likely to me that much of the large-scale compressional deformation recorded in the Alpine-Tethys belt might qualify as «intraplate orogenesis» in this regard and that many (if not all?) ophiolite complexes

ubiquitous in this belt do not represent obducted crust of oceanic lithospheric affinity but rather remnants of highly deformed, infiltrated and magmatized crust of continental lithospheric affinity. I'll review the lit-

erature published during the last years that supports this model and try to demonstrate some of the as yet not fully explored implications of such a model for the geodynamics of «intraplate orogenesis».

Seismicity and crustal structure of the Southern Crimea and adjacent Northern Black Sea from local seismic tomography

© T. Yegorova¹, V. Gobarenko¹, R. Stephenson², M. Sosson³, 2017

¹Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

²School of Geosciences, Geology and Petroleum Geology, Meston Building, King's College, University of Aberdeen, Aberdeen, UK

³Université Côte d'Azur, UMR Géoazur, CNRS, Sophia Antipolis, France

The Greater Caucasus and the Crimea Mountains constitute a fold-and-thrust belt that formed near the southern margin of Eurasia as a result of Cenozoic collision between Eurasia and the Africa—Arabian Plate. The Main Caucasus Thrust (MCT), which marks the southern boundary of the Greater Caucasus orogen, can be traced westward along the northern margin of the Black Sea and coincides at depth with a zone of seismicity called the Crimea Seismic Zone (CSZ).

The CSZ is characterized by earthquakes of $M=3-5$ with foci in the crust and uppermost mantle with abundant weak seismicity ($M \leq 3$). The latter was used to recover the velocity structure of the crust of southern Crimea Peninsula and adjacent northern Black Sea employing local seismic tomographic techniques. Events were recorded during 1970—2013 by nine stations on the Crimea peninsula (Crimea Seismic Network; CSN) and by one station (Anapa) on the Caucasus coast of the eastern Black Sea. Data for the tomographic modelling, earthquake hypocentres, were relocated for the P - and S -wave arrivals at all permanent stations of CSN. Earthquake relocation was done via error minimisation starting with a 1D reference velocity model

based on seismic surveys (active and passive) in the study area.

The distribution of determined hypocentres indicates three main seismicity subzones: 1) the Kerch-Taman subzone, which dips northward at an angle of $\sim 30^\circ$ to a depth of 90 km; 2) the South Coast (or Yalta-Alushta) subzone, which dips to the southeast at an angle of $\sim 18^\circ$ with earthquake foci dominantly at depths of 10—25 km; 3) the Sevastopol subzone, which is orthogonal to the South Coast subzone and confines it from the west, characterised by diffuse seismicity to a depth of ~ 40 km.

The new local tomographic results document significant P - and S -wave velocity heterogeneities in the depth range 10—30 km. Stable solutions have been obtained for depths of 15, 20 and 25 km. A distinctive feature of the crust of Crimea Mountains (western Crimea) is the presence of a high-velocity (6.7—6.8 km/s) domain of complex configuration, comprising a number of separate bodies. It is separated from the more eastern Crimea and Kerch peninsula by a linear low-velocity zone of $\sim N-S$ strike (in the Sudak area) interpreted as a manifestation of a weakened crustal zone, possibly associated with the Feodosiya Fault expressed at the surface,

which, in turn, could be linked to a collinear Proterozoic N-S trending fault zone in the Ukrainian Shield. From other side, it could be indication of a normal fault zone related to the Early Cretaceous rifting and opening of the East Black Sea Basin. To the east of this low-velocity zone the crustal structure lacks notable velocity anomalies.

Preliminary interpretation of velocity anomalies suggests that complex 3D crustal

geometries are involved. The relocated hypocentres in combination with the tomography models show that there is a change of underthrusting polarity in the western Crimea Mountains crust compared to eastern Crimea. This may be a reflection of structural inheritance and reactivation during compression of the same deeper structures that earlier controlled formation of the mid-Black Sea Rise during Black Sea extension.

Станиславу Петровичу Ипатенко — 80 лет



Родился Станислав Петрович Ипатенко 12 ноября 1937 г. в г. Новая Одесса Николаевской обл. После окончания солотвинской средней школы (Закарпатье) в 1954 г. поступил в Киевский геолого-разведочный техникум на геофизическое отделение. В 1957 г., по окончании техникума, начал свой трудовой путь начальником гравиметрического отряда в самой южной точке Туркмении — пос. Кушка. За время работы в Туркмении Станислав Петрович заочно окончил институт и аспирантуру. Основным направлением своей будущей научной работы он выбрал нетрадиционные методы прогнозирования и поисков месторождения всех типов полезных ископаемых с помощью геофизических и

других данных. Через 10 лет, будучи начальником самой крупной геофизической партии в Туркмении, он завершил увязку морской гравиметрической съемки залива Кара-Богаз-Гол с наземной съемкой, пройдя пустыню Кара-Кум, от г. Кушка до залива.

В январе 1967 г. С. П. Ипатенко был откомандирован на Кубу в качестве главного инженера-гравиметриста.

Сначала кубинцам было предложено пробурить скважины на всех разломах, идущих с моря на сушу. В результате на Кубе впервые появилась нефть, хоть и в небольших объемах, но своя. С. П. Ипатенко собрал большое количество материала и выполнил статистический анализ взаимосвязи значений силы тяжести, глубин до поверхности раздела Мохо и отметок рельефа. Были сделаны выводы о высокой нефтегазоперспективности о-ва Куба, обусловленные наличием под кристаллическими породами мощных толщ осадочных пород.

По возвращении из Кубы в январе 1971 г. С. П. Ипатенко работал в должности главного геофизика Волынской геофизической партии Киевской геофизической экспедиции, где проработал до ухода на пенсию в связи с ликвидацией партии в 2002 г.

Работая в Украине, Станислав Петрович снова попадает на Кубу, где с 1980 по 1984 г. успешно внедряет свои научные разработки, что приводит к добыче нефти свыше 3 млн т/год. Одновременно в Украине он прогнозирует шесть новых нефтегазоперспективных провинций закрытого типа в районах, где осадочные породы перекрыты сверху кристаллическими породами в пределах Украинского щита. За эту работу группа специалистов во главе с С. П. Ипатенко была представлена одним из комитетов Верховной Рады

на соискание Государственной премии в 2005 г. Конкурс работа не прошла ввиду недостатка материалов о глубинном строении рекомендуемых районов.

В итоге по инициативе С. П. Ипатенко НАК «Нафтогаз Украины» выделила средства на производство специальных работ МТЗ в Житомирской обл. Двухлетние полевые работы блестяще подтвердили наличие мощных толщ низкоомных пород с большими перспективами нефтегазоносности под кристаллическими породами Украинского щита. Теперь — дело за бурением. Первую скважину, как считает Станислав Петрович, должна пробурить государственная геологическая служба, так как эти данные необходимы всем геологам. Сегодня в распоряжении частной фирмы ООО «Укрнадрсервис-груп», где юбиляр в течение 16 лет является главным специалистом, находится 38 месторождений нефти и газа, прогнозируемых по результатам работ всеми геофизическими методами только по Житомирской обл. В пределах остальной территории Украинского щита их насчитывается более 200.

Для прогнозирования перспектив рудоносности Украинского щита С. П. Ипатенко избрал нетрадиционный подход. Установлена статистическая взаимосвязь всех известных в мире месторождений цветных, редких и драгоценных металлов, а также алмазов со значениями аномалий Буге, магнитных и локальных гравитационных аномалий. Выяснилось, что в пределах положительных аномалий Буге в мире нет ни одного из указанных типов месторождений, а в магнитном и локальном гравитационном полях известные месторождения и рудопроявления концентрируются в местах расположения нулевых отметок полей. С учетом установленных критериев С. П. Ипатенко выделил в северо-западной части Украинского щита центральную структурно-металлогеническую зону, Северо-Украинскую алмазоносную провинцию и в их пределах 232 перспективных геофизических объекта, для которых необходимы доизучение и бурение.

С. П. Ипатенко неоднократно обращался к президентам и правительствам страны по поводу пагубности приостановления поисковых геофизических работ.

Результаты своих научных разработок С. П. Ипатенко изложил в книге «Новое о физике Земли» («Геофизический журнал» № 2 за 1995 г. и № 1 за 2012 г.), в которой обосновал расширение поверхности Земли за счет дна океанов под действием веса воды. Таким образом юбиляр доказал несостоятельность концепции тектоники плит, тем более что в этой же книге расчетами доказано, что Земля является холодным телом. Книга прошла экспертизу в Москве в АО «ВНИИГеофизика», откуда была направлена в Стокгольм для участия в конкурсе на соискание звания лауреата Нобелевской премии в области физики от Украины. Станислав Петрович получил копию сопроводительного письма, свидетельствующего, что он стал кандидатом в лауреаты Нобелевской премии от Украины.

Не обошел вниманием исследователь и самые крупные дискуссионные вопросы современной науки. Как всегда, его гипотезы нетрадиционны. Так, он считает, что после Большого взрыва в Космосе образовалось не одно облако, а два. Первое облако горячее с температурой плюс миллионы градусов, второе облако темное и холодное с температурой минус миллионы градусов. Оба облака, согласно гипотезе ее автора, состоят из первичных материальных частиц энергии, которые неделимы, имеют строго зафиксированную массу и температуру — положительную в горячем облаке и отрицательную в холодном. Поскольку в таком виде они рассматриваются впервые, С. П. Ипатенко назвал теплые частицы теплотронами, а холодные — холотронами. Блуждая по Космосу многие миллиарды лет, первичные частицы сгруппировались в отдельные ядра, ставшие впоследствии звездами — светлыми, типа Солнца, и темными, каждая из которых имеет свои планеты и спутники планет.

Перемешались светлые и темные звезды, по мнению автора, в кубической структуре — в центре куба находится одна светлая

звезда, а по вершинам — восемь темных, и наоборот. Таким образом, согласно гипотезе С. П. Ипатенко, наша Земля облучается теплотронами Солнца и холотронами восьми далеких темных звезд, которые не видны на фоне темного Космоса. Станислав Петрович обоснованно предполагает, что на Земле во времена египетских фараонов побывали пришельцы с одной планеты, вращающейся вокруг одной из восьми ближайших темных звезд. Вооруженные лазерными резаками и антигравитационными прокладками, они помогли построить египетские пирамиды, китайскую стену, городок Мачу-Пикчу и все остальные объекты, относимые сегодня к чудесам света.

Учитывая свой богатый жизненный и

научный опыт, юбиляр уверенно предполагает, что вокруг нас широко распространено такое явление, как частичный распад атомов на теплотроны при горении и различных резких физических воздействиях, в том числе тектонических. Последнее, как он считает, является причиной возникновения вулканов и гейзеров.

Искренне желаем Станиславу Петровичу крепкого здоровья и дождаться того времени, когда наше правительство начнет выделять средства ГПП «Укргеофизика» для производства поисковых и геофизических работ и когда начнется возрождение геологической отрасли Украины.

Коллеги и друзья

Михайло Іванович Толстой
(03.03.1928 — 15.06.2017)



15 червня 2017 р. геологічна спільнота України зазнала важкої втрати. У віці 89 років пішов з життя заслужений професор Київського національного університету імені Тараса Шевченка Михайло Іванович Толстой, лауреат численних національних і міжнародних відзнак. Декілька поколінь геологів України, близького і далекого зарубіжжя знали М. І. Толстого як видатного діяча освіти, самобутнього вченого і здібного організатора, чудову людину. З ним пов'язана ціла епоха геологічної галузі, освіти та науки України.

Народився Михайло Іванович 3 березня 1928 р. у Києві. Становлення його як ученого і викладача відбувалось у непрості часи, що припали на воєнні та післявоєнні роки. Широке коло інтересів М. І. Толстого, що охоплювало фундаментальні і прикладні

аспекти геології, геофізики, екології, сформувалося під впливом потужного і талановитого наукового оточення. Це передусім В. І. Лучицький, Є. С. Бурксер (науковий керівник), М. П. Семененко, Б. О. Гаврусевиц, В. Б. Порфір'єв, директор УкрДГРІ М. М. Муровцев, С. І. Субботін.

Педагогічна та організаторська діяльність Михайла Івановича Толстого була тісно пов'язана з Київським державним університетом (КДУ) ім. Т. Г. Шевченка. Свій потяг до польової геологічної роботи він реалізовував під час численних господарських робіт геологічного напрямку та тематичних робіт (Україна, Казахстан, Північний Кавказ, Забайкалля, Вірменія, Кольський півострів, Словаччина, Угорщина, Хорватія, Німеччина) у 1950—1990 рр. у складі експедицій Проблемної наукової

лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід КДУ. Цей період життя був надзвичайно плідний: викладач в КДУ (доцент (1964—1971), професор (1971—2003), завідувач кафедри геофізики та геофізичних методів пошуків родовищ корисних копалин (1975—1981), провідний науковий співробітник (2003—2016)); доктор геолого-мінералогічних наук (1971), головний редактор збірника «Прикладна геохімія і петрофізика» (1974—1991), голова Петрофізичної комісії АН СРСР (1983—1991), голова секції геології НТС Мінвузу України (1980—1991).

Науковий здобуток Михайла Івановича Толстого складається з більш як 250 статей, 12 монографій, 6 навчальних посібників, 4 підручників, 12 винаходів, 1 наукового відкриття. Під його керівництвом захищено 16 кандидатських і 14 докторських дисертацій. Він розробив і викладав понад 5 лекційних курсів.

Багато хто знає Михайла Івановича як талановитого педагога, організатора і колегу, який допомагав у науковій і освітянській діяльності, і не лише в галузі геології. Зі створеної їм наукової школи «Кількісний розподіл хімічних елементів і фізичних властивостей в магматичних утвореннях» у свій час вийшло багато дослідників (професори В. Г. Молявко, Г. Т. Продайвода, М. Н. Жуков, доценти І. М. Остафійчук, А. В. Сухорада, А. П. Гожик, А. Ю. Серга, В. М. Кадурін та багато інших). Слід відзначити його співпрацю зі співробітниками Інституту геофізики НАН України (В. І. Старостенко, В. П. Коболь, Т. С. Лебедев, М. І. Орлюк, В. Ю. Максимчук, С. І. Шепель та ін.).

Світла пам'ять Вченому, заслуженому професору Київського національного університету ім. Тараса Шевченка Михайлу Івановичу Толстому. Висловлюємо співчуття його рідним і близьким.

В. І. Старостенко

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>
<http://journals.uran.ua/geofizicheskiy>

*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 10.07.2015 г. №1021)*

Редакторы *И. А. Калитова, О. И. Калашникова*
Технический консультант *Д. Н. Гринь, Т. А. Амашукели*
Компьютерная верстка *О. В. Шетик*
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.
- Свидетельство государственной регистрации, серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007 г.
- Индекс 74116.
- 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 «Преса» www.presa.ua.

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