



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0099>

INTERBLOCK ZONES IN THE CRUST OF THE SOUTHERN REGIONS OF EAST SIBERIA: TECTONOPHYSICAL INTERPRETATION OF GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

K. Zh. Seminsky¹, N. O. Kozhevnikov², A. V. Cheremnykh¹, E. V. Pospeeva²,
A. A. Bobrov¹, V. V. Olenchenko², M. A. Tugarina³, V. V. Potapov²,
R. M. Zaripov¹, A. S. Cheremnykh¹

¹*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

²*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

³*National Research Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia*

Abstract: The zone-block structure of the lithosphere is represented by a hierarchically organized pattern of stable blocks and mobile zones which border such blocks and contain highly dislocated geological medium (Fig. 1). Today, different specialists adhere to different concepts of blocks and zones, which are two main elements of the lithosphere structure. Differences are most significant in determinations of 'interblock zones' that are named as deformation / destructive / contact / mobile / fracture zones etc. due to their diversity in different conditions of deformation. One of the most effective approaches to studying the zone-block structure of the lithosphere is a combination of geological and geophysical studies of interblock zones tectonic features on various scales, which can make it possible to reveal the most common patterns of the interblock zones, general regularities of their development and relationships between the interblock zones.

The main objectives of our study were (1) to identify the zone-block structure of the crust in the southern regions of East Siberia from tectonophysical analysis of geological and geophysical surveys conducted on four different scales along the 500 km long Shertoy-Krasny Chikoy transect crossing the marginal segment of the Siberian block, the Baikal rift and the Transbaikalian block (Fig. 2); (2) to clarify structural features of the central part of the Baikal rift (representing the tectonic type of interblock extension zone) by applying new research methods, such as radon emanation survey, to the Shertoy-Krasny Chikoy transect and using the previously applied methods, such as magnetotelluric sounding, on a smaller scale; and (3) to study manifestation of interblock zones of various ranks in different geological and geophysical fields, to reveal common specific features of their structural patterns for the upper crust, and to establish regularities of hierarchic and spatial relationships between the interblock zones.

On the global scale, the object of our study at the Shertoy-Krasny Chikoy transect was the Baikal interblock zone (Fig. 2, 15, and 16). On the trans-regional scale, large fault zones were studied (Fig. 6, 11, and 14). On the regional and local scales, the objects of our study were systems of faults and fractures of various ranks which were active at the late Cenozoic stage of tectogenesis (Fig. 4, and 5). The set of geological and geophysical surveys included application of methods for identification of faults and fractures using different criteria, with account of the fact that clusters of such structures are indicative of the interblock zones of the crust. We used structural geological methods for studying faults and fractures, morphostructural analysis (including interpretation of satellite images), self-potential (SP) and resistivity profiling, magnetotelluric (MT) sounding, radon emanation survey, and hydrogeological studies of water occurrences. The region of Lake Baikal is one of the most studied geodynamically active regions of Russia; therefore, published data from previous studies of the Baikal region were used to interpret the data obtained by the authors.

By interpreting the obtained data from the unified tectonophysical positions, the three objectives were met, and the following research results were stated:

1. The principal specific features of the geological structure of the crust along the Shertoy-Krasny Chikoy transect are specified. It is established that the divisibility pattern complies with tectonophysical definitions of the hierarchically organized zone-block structure of the lithosphere (Fig. 2, 6, 11, 14, and 16). It is clearly evidenced, within the depth interval from the near-surface to about 30 km, that the crust is split into slightly broken blocks that are in contact with each other via wide zones that are marked by higher fracturing and fluid saturation. To a first approximation, such blocks are shaped as subhorizontal plates in the stable southern regions of East Siberia (e.g., the southern part of the Siberian platform) and subvertical plates in the areas being active in the Cenozoic (e.g., the Baikal rift). Within the framework of the given model of the zone-block structure of the southern regions of East Siberia, strict hierarchical subordination is established that manifests in spatial relationships of interblock zones (the closed network of the zones, imbedded blocks); its quantitative characteristics are stated at the global, trans-regional and three regional levels (Table 1, Fig. 2, Fig. 22). Average sizes of the zones, that were crossed by the transect, are estimated from the depth of their penetration into the crust; it is shown that Scale Invariant 2.2 (previously set for estimates of square areas) is valid also for the analysis of volumes of interblock structures. Detailed observations show

that interblock structures are usually wider towards the earth surface; in the 1st order active zones, dimensions of the interblock structures may exceed dimensions of the adjacent, slightly disturbed blocks of the corresponding hierarchic level (Fig. 6, 11, 14, and 16). This pattern is typical of the actively developing Baikal rift and determines specific features of its structure with regards to the zone-block divisibility of the lithosphere.

2. The Baikal interblock zone is a global one in the hierarchy of the zone-block structure of Asia. It develops under tension conditions at the contact of the Siberian and Trans-Baikal lithospheric blocks (Fig. 16). Within the transect, the width of the Baikal interblock zone is about 200 km. At the trans-regional level of the hierarchy, the zone is comprised of the Obruchevisky, Chersky-Barguzin and Dzhida-Vitim fault systems (Fig. 6, 11, and 14). The first two of them act as the western and eastern borders of the subsided block of the Baikal basin and thus constitute the major area of the lithospheric extension. The second area is the Dzhida-Vitim fault system separating from the first one by the uplifted Khamar-Daban block; within the transect, it is morphologically manifested by the Ivolgino-Uda basin (Fig. 11, and 16). In this area, due to localization of deformation in the South Baikal basin, the process of fracturing is less pronounced, although indicators of the recent activity, such as seismicity, heat flow, gas emanations etc., are clearly at maximums over the Dzhida-Vitim zone, which makes it evident that this zone is distinguished from the adjacent Transbaikalian block (Fig. 15). Each of the three trans-regional fault systems has a width of about 50 km and consists of regional interblock zones that undergo the intensive development within the Baikal area wherein the crust is subject to extension (Fig. 6, 11, and 14). By their internal patterns, they represent zones of major faults: the Prikhrebtovy, Primorsky, and Morskoy faults constituting the Obruchevisky fault system, as well as the Bortovoy and Deltovy faults from the Chersky-Barguzin system. The Prikhrebtovy and Bortovoy fault zones are located at the periphery of the systems and flatten out in the direction of the rift axis from depths of about 20 km, and, consequently, the area of the most intensive deformations in the Pribaikalie has a 'bowl-shaped' profile (Fig. 16). Due to the intensive fracturing occurring in the conditions of the overall stretching of the crust, this area is saturated with meteoric water and deep fluids penetrating into the regional fault zones and partially into the adjacent blocks also belonging to the internal pattern of the Obruchevisky and Chersky-Barguzin fault systems. The block represented by the Baikal basin (located between these two fault systems) is no exception as its central part is disturbed by the regional-scale zone wherein fluidization is most intense due to localization of deformation (Fig. 8, and 16). The zone of the anomalously low resistivity has a width of about 7-10 km and shows no trend to any drastic narrowing in the lower crust, which gives grounds to consider it as the main channel for migration of deep fluids towards the surface.

3. As shown by experiences gained during the research at the Shertoy-Krasny Chikoy transect, in East Siberia the applied methods and techniques are informative for identification and analyses of the internal patterns of the interblock zones of different ranks. The methods and techniques used in studies along the transect complement each other and make it possible to investigate different properties of interblock zones. In general, in comparison with blocks, the zones are distinguished by the relief lowering, anomalous water exchange conditions, gas anomalies that are positive and complex in shape, and low resistivity values both near the surface and at depth (Fig. 3-6, 8, and 11-16). Integrated interpretation of the data is challenging: when applied separately, the methods and techniques reveal various specific features of interblock zone that differ in the degree of heterogeneity of the internal patterns depending on conditions of their formation and development. At the current stage of research, the boundaries of the interblock zones can be determined, to a first approximation, from average positions of anomalies, to determine which the deviations of measured parameters from their mean values are used.

In the future, it is necessary to conduct detailed surveys using the above geological and geophysical methods in order to reveal specific features of manifestation of the interblock zones that differ in (1) kinematic types, ranks and degrees of activity, (2) properties of infill material and the surrounding medium, and (3) impacts of external factors (e.g., those of the planetary level). Upon comparison of results of such studies, it will be possible to update and improve the proposed generalized models accounting for manifestation of the interblock zones in the geological and geophysical fields (Fig. 17, 20, and 21) and to ensure that the methods and techniques used can be applied more effectively for identification of interblock zones in regions where rock outcrops are poor or lacking.

Key words: interblock zone, faults, blocks, hierarchy, transect, geological and geophysical methods, East Siberia, the Baikal rift.

Recommended by V.A. San'kov

Citation: Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospieva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cheremnykh A.S. 2013. Interblock zones in the crust of the southern regions of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 203-278. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0099.

МЕЖБЛОКОВЫЕ ЗОНЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

К. Ж. Семинский¹, Н. О. Кожевников², А. В. Черемных¹, Е. В. Поспеева²,
А. А. Бобров¹, В. В. Оленченко², М. А. Тугарина³, В. В. Потапов²,
Р. М. Зарипов¹, А. С. Черемных¹

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

³ *Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия*

Аннотация: Зонно-блоковая структура литосферы представляет собой иерархически организованную систему стабильных блоков и ограничивающих их подвижных зон, которые отличаются высокой дислоцированностью геологического субстрата (рис. 1). В настоящее время представления о каждом из двух главных элементов структуры литосферы (блоки и зоны) у разных специалистов отличаются друг от друга. Наибольшие разногласия имеют место при определении межблоковых зон, которые в литературе обозначаются различными терминами (деформационная, деструктивная, контактная, мобильная, разломная и др.), что связано с многообразием их проявлений в разных условиях деформации. Очевидно, одним из эффективных подходов к исследованию зонно-блоковой структуры литосферы является разномасштабное геолого-геофизическое изучение тектонотипов межблоковых зон, что позволит выделить наиболее общие закономерности их строения, развития и взаимоотношений друг с другом.

Главные задачи проведенного исследования: 1) выявить зонно-блоковую структуру земной коры юга Восточной Сибири на основе тектонофизического анализа результатов геолого-геофизических работ, проведенных в четырех разных масштабах на трансекте длиной 500 км (Шертой – Красный Чикой), который пересекает краевую часть Сибирского блока, Байкальский рифт и Забайкальский блок (рис. 2); 2) уточнить особенности строения центральной части Байкальского рифта – тектонотипа межблоковой зоны растяжения – путем применения на трансекте Шертой – Красный Чикой новых видов исследования (например, эманационная съемка) и реализации ранее использованных методов в более крупном масштабе (например, магнитотеллурические зондирования); 3) исследовать проявление разноранговых межблоковых зон в различных геолого-геофизических полях и установить общие особенности их строения для верхней части земной коры, а также закономерности иерархических и пространственных взаимоотношений друг с другом.

Кроме Байкальской межблоковой зоны глобального уровня (рис. 2, 15, 16), объектами исследования на трансекте Шертой – Красный Чикой при проведении анализа в трансрегиональном масштабе являлись разломные системы (рис. 6, 11, 14), а в региональном и локальном масштабах – разноранговые разломные зоны (рис. 4, 5), активные на позднекайнозойском этапе тектогенеза. В комплекс геолого-геофизических работ были включены такие методы, которые позволяют по разным признакам выделять разрывные структуры, так как сгущения последних представляют межблоковые зоны земной коры. Это структурно-геологические методы изучения разрывов, морфотектонический анализ рельефа (в т.ч. дешифрирование космоснимков), электроразведка методами естественного электрического поля и электропрофилеирования, магнитотеллурические зондирования, эманационная съемка, гидрогеологические исследования водопроявлений. В ходе комплексной интерпретации авторских материалов использовались опубликованные данные предыдущих исследований Прибайкалья, являющегося одним из наиболее изученных геодинамически активных регионов России.

Интерпретация полученных данных с единых тектонофизических позиций позволила решить три поставленные задачи и получить в рамках каждой из них результаты, представленные ниже.

1. Уточнены принципиальные особенности геологического строения земной коры вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой, выявлена картина тектонической делимости, и установлено ее соответствие тектонофизическим представлениям о иерархически организованной зонно-блоковой структуре литосферы (рис. 2, 6, 11, 14, 16). В приповерхностной части разреза и до глубины 30 км отчетливо проявлено деление земной коры на относительно слабонарушенные блоки, которые контактируют по широким субортогональным зонам, отличающимся повышенной дислоцированностью и флюидонасыщенностью. В первом приближении блоки имеют форму плит, занимающих субгоризонтальное положение в стабильных регионах юга Восточной Сибири (например, южная часть Сибирской плиты) и субвертикальное – в областях кайнозойской активизации (например, Байкальский рифт). В рамках такой модели для зонно-блоковой структуры юга Восточной Сибири установлена строгая иерархическая соподчиненность, которая проявляется в пространственных взаимоотношениях межблоковых зон (замкнутость сети зон, вложенный характер блоков) и количественно охарактеризована на глобальном, трансрегиональном и трех региональных уровнях (табл. 1, рис. 2, 22). Среднегеометрические размеры зон, пересеченных трансектом, рассчитаны с учетом глубины их проникновения в земную кору, и показано, что масштабный инвариант 2.2, установленный ранее для площадных оценок, справедлив и при анализе объемов межблоковых структур. При детальном рассмотрении межблоковые структуры обычно расширяются к поверхности и в тектонически активных зонах 1-го порядка могут превышать поперечные размеры смежных слабонарушенных блоков, соответствующих им по уровню иерархии (рис. 6, 11, 14, 16). Подобная ситуация, характерная для активно развивающегося Байкальского рифта, определяет особенности его строения с позиций представлений о зонно-блоковой делимости литосферы.

2. Байкальская межблоковая зона относится к глобальному уровню иерархии в зонно-блоковой структуре Азии и развивается в режиме растяжения при контактировании Сибирского и Забайкальского блоков литосферы (рис. 16). Вдоль трассы трансекта она имеет ширину примерно 200 км и на трансрегиональном уровне иерархии состоит из Обручевской, Черско-Баргузинской и Джиды-Витимской разломных систем (рис. 6, 11, 14). Первые две из них ограничивают с запада и востока опущенный блок Байкальской впадины и, таким образом, составляют главный участок растяжения литосферы. Второй участок представлен Джиды-Витимской разломной системой, отделен от первого высокоподнятым Хамар-Дабанским блоком и в геоморфологическом отношении в пределах трансекта выражен Иволгино-Удинской впадиной (рис. 11, 16). Здесь, вследствие локализации деформации в районе Южно-Байкальской впадины, деструктивный процесс проявляется в меньшей степени, хотя индикаторы современной активности – сейсмичность, тепловой поток, газовые эманации и др. – создают в Джиды-Витимской зоне явно выраженные максимумы, которые отличают ее от смежной территории Забайкальского блока (рис. 15). Каждая из трех трансрегиональных разломных систем имеет ширину примерно 50 км и состоит из региональных межблоковых зон, интенсивно развивающихся в пределах байкальского участка растяжения земной коры (рис. 6, 11, 14). По типу внутреннего строения они представляют зоны крупных разломов: Прихребтового, Приморского и Морского – в Обручевской

системе, а также Бортового и Дельтового – в Черско-Баргузинской системе. Прихребтовая и Бортовая разломные зоны, занимая в системах периферийное положение, выполаживаются в направлении оси рифта с глубин примерно 20 км, что придает характерный «чашеобразный» профиль участку наиболее интенсивных деформаций в Прибайкалье (рис. 16). Высокая степень деструкции на фоне общего растяжения коры приводит к насыщению этого участка флюидами за счет проникновения метеорных вод и глубинных растворов в региональные разломные зоны и, частично, в смежные блоки, которые также принадлежат к внутренней структуре Обручевской и Черско-Баргузинской разломных систем. Находящийся между ними блок Байкальской впадины в этом отношении не является исключением, так как нарушен в центре зоной регионального уровня, где вследствие локализации растяжения процесс флюидизации проявлен наиболее интенсивно (рис. 8, 16). Зона аномально низких сопротивлений имеет ширину $\approx 7-10$ км и не обнаруживает тенденции к резкому сужению в низах коры, что позволяет на данном этапе исследований считать ее главным каналом для миграции глубинных флюидов к поверхности.

3. Опыт, приобретенный в ходе исследований по трансекту Шертой – Красный Чикой, показал, что использовавшийся комплекс методов характеризуется высокой информативностью при выделении и анализе внутреннего строения разноранговых межблоковых зон, экспрессностью полевых измерений и возможностью применения в разнообразных условиях юга Восточной Сибири. Он включает методы, которые дополняют друг друга, что позволяет исследовать необходимый набор свойств межблоковых зон. В общем случае зоны выделяются по сравнению с пространствами блоков понижениями в рельефе, аномалиями условий водообмена, положительными и сложными по форме газовыми аномалиями, а также низкими значениями удельного электрического сопротивления как вблизи поверхности, так и на глубине (рис. 3–6, 8, 11–16). Сложность интерпретации комплексных данных заключается в том, что отдельными методами выявляются разные особенности межблоковых зон, которые в зависимости от условий формирования и развития отличаются по степени неоднородности внутреннего строения. На данном этапе исследований границы межблоковых зон могут в первом приближении успешно определяться по усредненному положению разнотипных аномалий, которые при их численном выражении отделяются от фона уровнем среднего арифметического без использования величины среднеквадратичного отклонения.

В дальнейшем необходимо провести детальные исследования, которые позволят установить для каждого из полей специфику проявления межблоковых зон, отличающихся: 1) кинематическим типом, рангом и степенью активности; 2) свойствами заполнителя зон и вмещающего их субстрата; 3) особенностями влияния внешних факторов (например, планетарного характера). Сопоставление результатов работ подобного типа позволит уточнить предложенные в статье обобщенные модели проявления межблоковых зон в отдельных геолого-геофизических полях (рис. 17, 20, 21). Это повысит эффективность применения методического комплекса для выделения межблоковых зон в регионах, характеризующихся недостаточной обнаженностью горных пород.

Ключевые слова: межблоковая зона, разломы, блоки, иерархия, трансект, геолого-геофизические методы, Восточная Сибирь, Байкальский рифт.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Введение	207
2. Объекты исследования	209
3. Методы исследования	211
4. Результаты комплексных исследований по трансекту Шертой – Красный Чикой	213
4.1. Результаты геолого-геофизических исследований межблоковых зон на локальном уровне	215
4.2. Результаты геолого-геофизических исследований межблоковых зон на региональном уровне	219
4.3. Результаты геолого-геофизических исследований межблоковых зон на трансрегиональном уровне	224
4.3.1. Сегмент Шертой – Крестовский	224
4.3.2. Сегмент Западный берег – Восточный берег	230
4.3.3. Сегмент Кудара – Тарбагатай	236
4.3.4. Сегмент Тарбагатай – Красный Чикой	239
4.4. Межблоковые зоны глобального уровня, выделяющиеся по комплексу геолого-геофизических признаков на трансекте Шертой – Красный Чикой	243
5. Иерархия межблоковых зон юга Восточной Сибири в соответствии с результатами комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по трансекту Шертой – Красный Чикой	246
5.1. Характер проявления межблоковых зон юга Восточной Сибири в геофизических, гидрогеологических и морфотектонических признаках	246
5.2. Байкальский рифт в структуре межблоковых зон юга Восточной Сибири	257
6. Заключение	263
7. Благодарности	265
8. Литература	265

1. ВВЕДЕНИЕ

Зонно-блоковая структура литосферы представляет собой иерархически организованную систему относительно стабильных блоков и ограничивающих их подвижных зон, которые отличаются высокой дислоцированностью геологического субстрата вследствие перемещений по разломам и сопутствующего складкообразования. Выделение и изучение зонно-блоковой делимости литосферы представляет современное направление исследований, в основе которого лежат результаты работ Л.И. Красного, М.А. Садовского [Krasny, 1984; Sadovsky et al., 1987] и других исследователей. Зонно-блоковая модель делимости твердой оболочки Земли, с одной стороны, учитывает представления тектонистов о блоковом (дискретном) строении литосферы, а с другой – подчеркивает ее принадлежность к реальным физическим телам, фундаментальным свойством которых, согласно законам механики, является структурированность на разных масштабных уровнях.

В настоящее время представления разных специалистов о каждом из двух главных элементов структуры литосферы (блоки и зоны) отличаются друг от друга. Наибольшие разногласия характерны для понимания межблоковых зон, которые в литературе обозначаются различными терминами (деформационная, деструктивная, контактная, мобильная, разломная и др.), а по поперечным размерам считаются малыми [Glasko, Rantsman, 1995; Kostyuchenko et al., 2002; Shebalin et al., 2002; Kurlenya et al., 2005; Kocharyan et al., 2010; and others] либо, наоборот, имеют по отношению к блокам значимую или даже значительную ширину [Krasny, 1984; Sherman et al., 1999; Seminsky, 2001; Seminskii, 2008; Gol'din, 2002; Jacobi, 2002; Viruete et al., 2002; Gatinsky, Rundquist, 2004; Gatinsky et al., 2005, 2007; Makarov, 2007; Sherman, 2012; and others]. Это связано с многообразием проявлений межблоковых зон, которые в тектоническом отношении могут представлять вытянутые области высокой концентрации разломов, зоны повышенной трещиноватости, полосы проявления тектонитов и пр. Кроме того, межблоковая зона иногда внешне по-разному проявляется на отдельных участках вдоль ее простираения, а также в зависимости от стадии эволюционного развития. Очевидно, что отличия будут усиливаться у зон, относящихся к разным масштабным рангам и генетическим типам, а также формирующихся в условиях неравномерного внешнего воздействия, под влиянием структурно-вещественных неоднородностей коры и на ее разных глубинных уровнях.

В связи с вышеизложенным одним из эффективных подходов к исследованию межблоковых зон является комплексное геолого-геофизическое изучение их тектонотипов как характерных представителей группы объектов с аналогичным внутренним строением. Особенно показательны в этом отношении зарубежные исследования межблоковых зон, выраженных круп-

ными разломными системами [Unsworth et al., 1997; Schulz, Evans, 2000; Janssen et al., 2002; Weber et al., 2009; Mishra, 2011; and others]. Результаты этих работ представляют добротную основу для выявления в других регионах специфики строения и развития межблоковых структур, формирующихся при растяжении, сжатии и сдвиге. Приращение объема знаний, полученных в ходе реализации такого подхода, позволит создать в дальнейшем обобщение по межблоковым зонам литосферы в целом, в рамках которого будут выделены наиболее общие закономерности их строения, развития и взаимоотношений друг с другом.

В России одним из хорошо изученных в геодинамическом отношении объектов является Байкальский рифт, который представляет собой центральный сегмент одноименной рифтовой зоны, формирующийся в настоящее время в условиях растяжения на границе Сибирского и Забайкальского блоков литосферы (рис. 1). Особенности его строения и развития представлены в серии обобщающих публикаций [Logachev, Florensov, 1977; Sherman, 1977; Gornostaev et al., 1970; Zamaraev et al., 1979; Krylov et al., 1981; Logachev, 1984; Golubev, 1988, 2007; Lysak, 1988; Popov, 1989; Sherman, Dneprovsky, 1989; Logachev, 1992, 2003; Ufimtsev, 1992; Logatchev, Zorin, 1992; Rasskazov, 1993; Mats, 1993; Melnikov et al., 1994; Petit et al., 1996; San'kov et al., 1997, 2009, 2011; Levi et al., 1997a, 1997b; Ruzhich, 1997; Delvaux et al., 1995; 1997; Solonenko et al., 1997; Mel'nikova, Radziminovich, 1998; Lesne et al., 1998; Berdichevsky et al., 1999; Duchkov et al., 1999; Mats et al., 2001; Polyansky, 2002; Suvorov et al., 2002; ten Brink, Taylor, 2002; Calais et al., 2003; Rezanov et al., 2004; Zorin, Turutanov, 2005; Petit, Deverchere, 2006; Mordvinova et al., 2007; Yakovlev et al., 2007; Lunina et al., 2009; Seminsky, 2009; Radziminovich, 2010; and others], из которых, в частности, следует, что, несмотря на относительно хорошую изученность, мнения специалистов по отдельным чертам строения этой крупной межблоковой структуры (поперечные размеры, взаимоотношения элементов, история развития и пр.) зачастую существенно расходятся. В этом плане целесообразно попытаться изучить Байкальский рифт с единых позиций тектонофизики о зонно-блоковом строении литосферы. Подобное исследование подразумевает проведение в его пределах комплекса геолого-геофизических исследований с их распространением на смежные одноранговые элементы делимости, которыми на юге Восточной Сибири являются Сибирский и Забайкальский блоки литосферы. Это, с учетом необходимости реализации методического комплекса в разных масштабах, может быть корректно проведено только на примере отдельных пересечений (трансектов). Таким образом, главные задачи исследования:

1) выявить зонно-блоковую структуру земной коры юга Восточной Сибири на основе тектонофизического анализа результатов геолого-геофизических работ,

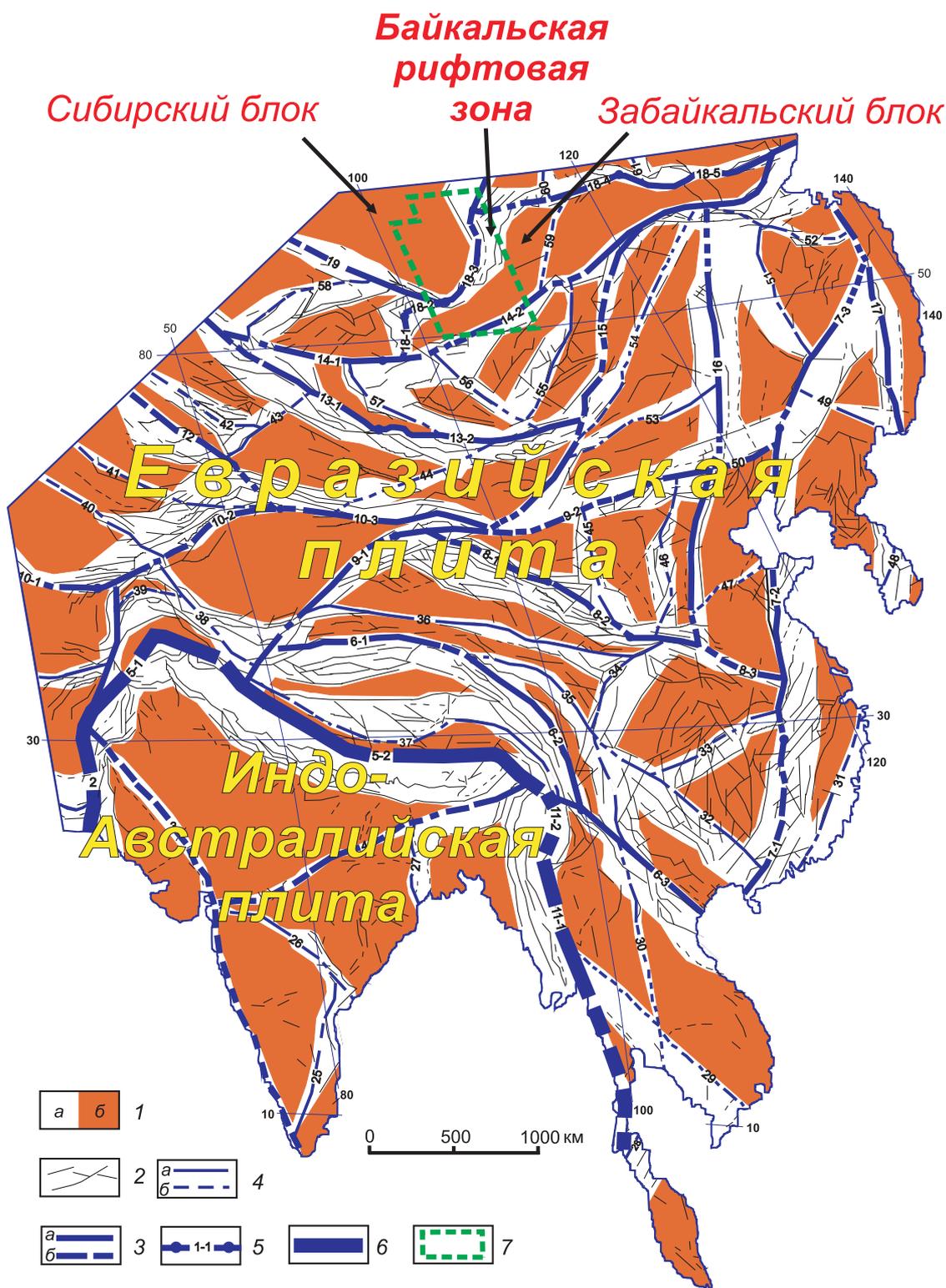


Рис. 1. Схема зонно-блоковой структуры литосферы Центральной Азии [Seminsky, 2001].

1 – площади, занимаемые деструктивными зонами (а) и блоками (б); 2 – разломы по [Khain, 1984]; 3, 4 – магистральные сместители межблоковых зон II (3) и III (4) уровней иерархии, совпадающие (а) и несовпадающие (б) с разломами; 5 – индексация межблоковых зон и их сегментов; 6 – магистральные сместители межблоковой зоны I уровня иерархии; 7 – участок детальных исследований зонно-блоковой структуры земной коры на юге Восточной Сибири (рис. 2).

Fig. 1. A scheme of the zone-block structure of the lithosphere in Central Asia [Seminsky, 2001].

1 – interblock zones (a) and blocks (b); 2 – faults as per [Khain, 1984]; 3, 4 – major fault planes in interblock zones of the 2nd (3) and 3rd (4) hierarchic levels which coincide (a) and do not coincide (b) with faults; 5 – indexation of interblock zones and their segments; 6 – major fault planes in the interblock zone of the I hierarchic level; 7 – site of detailed studies of the zone-block structure of the crust in the southern regions of East Siberia (Fig. 2).

проведенных в четырех разных масштабах для трансекта (Шертой – Красный Чикой), пересекающего Забайкальский блок, Байкальский рифт и краевую часть Сибирского кратона;

2) уточнить некоторые важные детали строения Байкальской межблоковой зоны путем применения на трансекте Шертой – Красный Чикой некоторых новых видов исследования (например, эманационная съемка) и реализации ранее применявшихся методов в более крупном масштабе (например, магнитотеллурические зондирования);

3) исследовать проявление межблоковых зон в различных геолого-геофизических полях и установить наиболее общие особенности их строения, а также закономерности иерархических и пространственных взаимоотношений на примере земной коры юга Восточной Сибири.

2. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве разноранговых представителей подвижных зон взаимодействия плит и блоков в литературе чаще всего фигурируют межплитные границы, разломные системы и разломные зоны разного масштабного ранга. **Межплитные границы**, как известно, являются зонами контактирования литосферных плит, характеризующимися высокой тектонической активностью, которая проявляется в перемещениях по разломам, сопровождающихся сейсмичностью. **Разломные системы** являются зонами повышенной концентрации разломов, интегральное перемещение по которым обеспечивает чистые растяжение, сдвиг или сжатие земной коры [Park, 1997]. **Разломные зоны**, согласно тектонофизической трактовке [Sherman et al., 1983; Seminsky, 2003], представляют не только полосу распространения тектонитов магистрального сместителя (разрыв 1-го порядка), но и существенно больший по размерам объем горных пород, в котором имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации. Выделяются три дизъюнктивные стадии развития внутренней структуры разломных зон, обусловленные спецификой деформационного поведения участка земной коры под воздействием внешних сил [Seminsky, 2003, 2012]. *Разлом на ранней стадии развития* – это широкая зона распространения нескольких систем сравнительно мелких разнотипных, но парагенетически связанных разрывов 2-го порядка. *Разлом на поздней стадии развития* выражен сравнительно узкой зоной ветвящихся, преимущественно однотипных нарушений 2-го порядка, характеризующихся резко неравномерным распределением в продольном направлении: широкие области проявления относительно мелких разрывов чередуются с участками, где зона выражена практически единственным крупным сместителем. *Разлом на стадии полного разрушения* представлен узкой зоной, где имеет место единый

магистральный сместитель и сравнительно мелкие вторичные разрывы оперения, приуроченные главным образом к изгибам его плоскости. В геологической трактовке тектонические нарушения второй и третьей стадий развития являются, соответственно, сложно и более просто построенными разломами, а дизъюнктивы первой стадии развития, как правило, называются зонами повышенной трещиноватости или зонами с высокой плотностью разрывов более крупного масштабного ранга («зоны разломов»). Таким образом, активными в разломной зоне на ранних стадиях являются несколько крупных разрывов (разлом рассредоточенного вида по [Gzovsky, 1963]), а на завершающей стадии – главным образом магистральный сместитель (разлом сосредоточенного вида по [Gzovsky, 1963]).

Главным при формировании межблоковых зон разломного масштабного ранга является тектонический фактор. Лишь на уровне межплитных границ дополнительное динамическое воздействие оказывает вещество мантии, поднимающееся к поверхности. Таким образом, характер деструкции в пределах разноранговых межблоковых зон определяется главным образом относительными движениями различных по размерам блоков литосферы. Следовательно, формирование их внутренней структуры должно осуществляться по аналогичным законам механики разрушения, различаясь характером реологического поведения субстрата на разных уровнях иерархии. В связи с этим известные из тектонофизики закономерности разломообразования (стадийность, упорядоченная неравномерность нарушения субстрата, парагенетические соотношения между разрывами 2-го порядка и др.) были применены для интерпретации разнородных данных, полученных в ходе полевых геолого-геофизических исследований. Реализация такого тектонофизического подхода дала возможность выявить общие закономерности проявления в полях различной природы межблоковых зон, относящихся к существенно разным уровням иерархии в зонно-блоковой структуре литосферы одного из тектонически активных регионов Центральной Азии.

На юге Восточной Сибири удобным для исследования межблоковых структур, проявляющихся в виде разноранговых разломных зон, разломных систем и межплитной границы, является трансект Шертой – Красный Чикой, протягивающийся в направлении СЗ–ЮВ на 500 км. Его положение показано на схеме зонно-блоковой структуры Прибайкалья и смежных регионов (рис. 2). Главным критерием ее построения было выделение межблоковых зон по сгущению спрямленных элементов рельефа (линеаментов), обычно отражающих в геодинамически активных регионах положение разломов, развивавшихся в неоген-четвертичное время. Как следствие, построенная схема соответствует этому периоду, что было подтверждено в итоге комплексных исследований по трансекту Шертой – Красный Чикой. Геолого-геофизические работы проводились в четырех различных масштабах и были

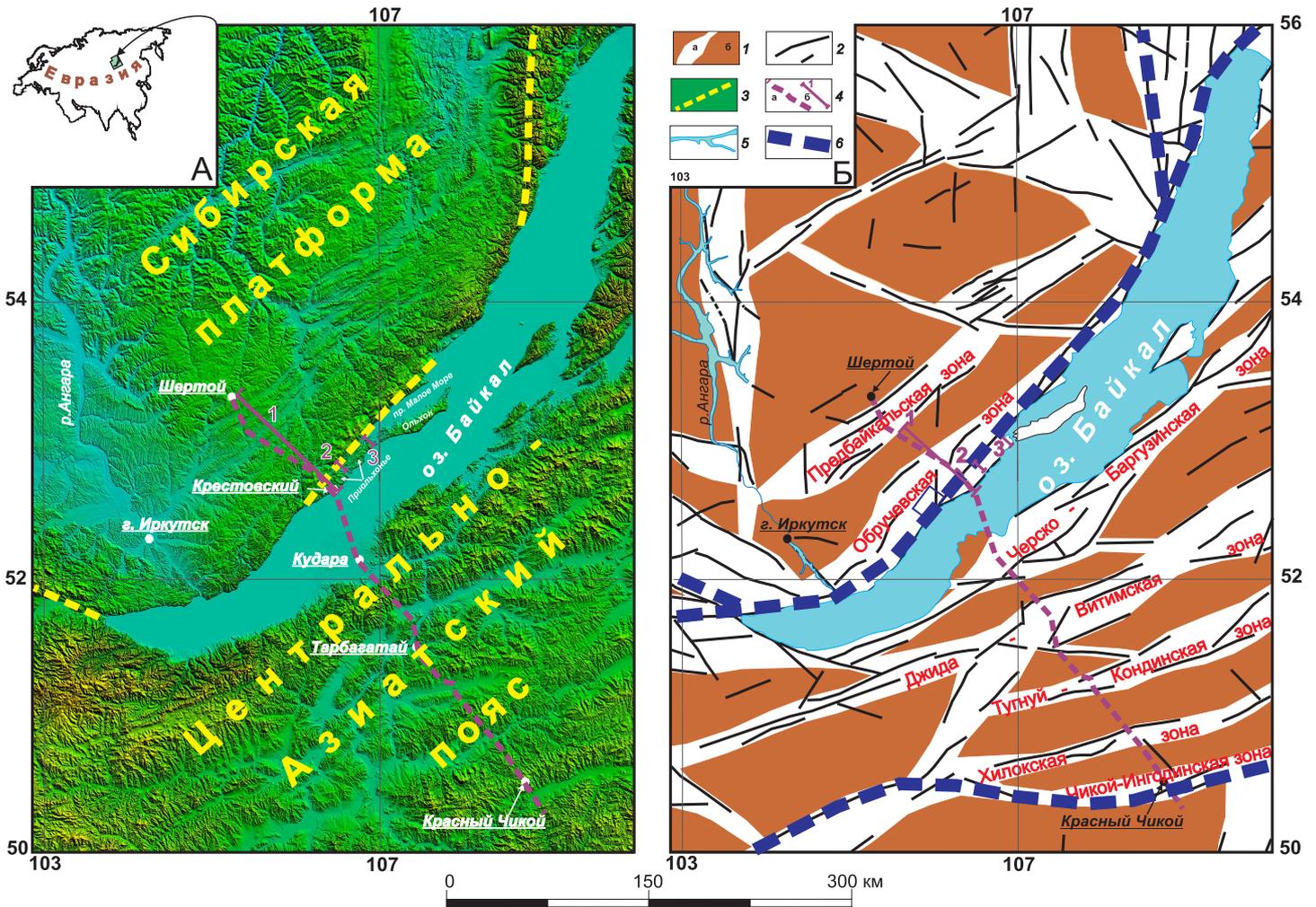


Рис. 2. Трехмерная модель рельефа (А) и построенная на ее основе схема зонно-блоковой структуры земной коры (Б) Прибайкалья и Западного Забайкалья.

1 – межблоковые зоны (а) и блоки (б); 2 – разломы, отчетливо выраженные линейными элементами рельефа; 3 – краевой шов Сибирской платформы; 4 – линии трансекта (а) и менее протяженных геолого-геофизических профилей (б); 5 – гидросеть; 6 – границы крупных блоков согласно рис. 1.

Fig. 2. The 3D topography model (А) and the corresponding scheme of the zone-block structure of the crust (Б) in the Pribaikalie and the Western Transbaikalie.

1 – interblock zones (а) and blocks (б); 2 – faults that are clearly topographically marked; 3 – the marginal suture of the Siberian platform; 4 – lines of the transect (а) and shorter geological and geophysical profiles (б); 5 – hydrological network; 6 – boundaries of large blocks according to Fig. 1.

ориентированы на изучение тектонотипов перечисленных выше разновидностей межблоковых зон.

На глобальном уровне трансект пересекает главные элементы поперечного сечения, характерные для межплитной границы Байкальского рифта (периферийные прогибы, плечи, рифтовую долину), а также разноранговые межблоковые зоны северо-восточного простирания. Это позволяет считать, что закономерности, выявленные при исследовании трансекта для центральной части рифта, в первом приближении справедливы и для его флангов. Работы осуществлялись по отдельным сегментам (пос. Шертои – мыс Крестов-

ский, Западный берег – Восточный берег, с. Кудара – с. Тарбагатай, с. Тарбагатай – с. Красный Чикой) в разные годы; материалы исследований затем были объединены на графиках и разрезах, соответствующих трансекту в целом. На трансрегиональном уровне в пределах трансекта были исследованы внутренняя структура и специфика геофизических полей, связанных с разломными системами, активными на современном этапе тектогенеза. К ним, прежде всего, относится Обручевская система, представляющая западное плечо рифта (рис. 2, Б, профиль 1: сегмент трансекта Шертои – Крестовский), а также межблоковые зоны

аналогичного иерархического уровня, которые пересекают трансект Шертой – Красный Чикой на его более юго-восточных сегментах: Черско-Баргузинская (или Восточно-Байкальская), Джида-Витимская, Чикой-Ингодинская и др. В рассматриваемом масштабе исследований точки измерений располагались вдоль сегментов трансекта на расстояниях от 2.5 до 5.0 км друг от друга.

На региональном уровне в пределах трансекта исследовались разломные зоны – тектонотипы крупных сбросов, определяющих внутреннюю структуру разломных систем, которые представляют собой западное и восточное плечи рифта в непосредственной близости от котловины оз. Байкал. Это Прихребтовая, Приморская и Морская разломные зоны для Обручевской системы, а также Дельтовая и Бортовая разломные зоны для Черско-Баргузинской системы. С целью достижения необходимой детальности исследований шаг между точками измерений на соответствующих отрезках трансекта сокращался до первых сотен метров. Так, он был равен 250 м на юго-восточном участке профиля 1 (рис. 2, Б), пересекающем Приморскую разломную зону, которая в Западном Прибайкалье отчетливо выражена Бугульдейско-Чернорудским грабеном [Dombrovskaya, 1973; Mats, 1993]. На территории Приольхонья, где прошла трасса трансекта (рис. 2, А), эта структура образована собственно Приморским и Тырганским сбросами, строение которых представляло предмет наиболее детальных исследований.

На локальном уровне в качестве типичных представителей небольших разломных зон было изучено 19 активных тектонических нарушений, проявленных тектонитами в обнажениях горных пород и/или уступами в рельефе Приольхонья. Они исследованы вдоль детальных пересечений (шаг между пунктами геофизических измерений от 5.0 до 2.5 м), располагающихся на отдельных участках в пределах основного трансекта (рис. 2, профиль 1), а также еще двух линий, располагающихся в центральной (рис. 2, профиль 2) и северо-восточной (рис. 2, профиль 3) частях Приольхонья. Фактические данные, полученные для небольших межблоковых зон рассматриваемой территории, иллюстрируются в статье на примере одного из сбросов, который отчетливо проявлен в структурных и геоморфологических признаках на мысе Онтхой (рис. 2, А, профиль 3).

Таким образом, комплексные исследования межблоковых зон проводились на юге Восточной Сибири в четырех масштабах, отличаясь друг от друга по степени детальности на 1–2 порядка. Собранный фактический материал обеспечил возможность изучения тектонического строения и геофизических полей, характерных для уровней межплитной границы (Байкальская рифтовая зона), разломных систем (например, Обручевской), а также крупных (например, Приморская) и мелких (например, сброс на м. Онтхой) разломных зон северо-восточного простирания, т.е.

позволил получить целостное представление об иерархии межблоковых зон в верхней части коры обширного региона. При этом исследования вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой позволили изучить проявление зонно-блоковой структуры на территориях со слабой (юг Сибирского кратона), умеренной (Забайкальский блок) и высокой (Байкальский рифт) современной тектонической активностью. Не случайно многие региональные пересечения тектонических структур юга Восточной Сибири проводились вдоль протяженных профилей с близкими по положению маршрутами [Krylov et al., 1981; Zorin et al., 1994, 2002; Yungsheng et al., 1996;]. Данные предшественников использовались в ходе обсуждения результатов наших исследований, которые в ряде случаев отличались высокой детальностью (например, электро- и магниторазведка, магнитотеллурические зондирования), постановкой некоторых новых видов работ (например, радон-тоновая съемка) или использованием новейшего оборудования (например, для МТЗ).

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полный перечень методов, использованных коллективом специалистов для решения поставленных задач, включал изучение разрывов структурно-геологическими методами, морфотектонический анализ рельефа на основе полевых геоморфологических наблюдений и дешифрирования дистанционных материалов, магнитную съемку, электроразведку методами естественного электрического поля (ЕП) и электропрофилеирования (ЭП), магнитотеллурические зондирования (МТЗ), гидрогеохимическое опробование водопроявлений и эманионную съемку. Выбранные методы позволили оценить характер нарушения земной коры разрывами, определяющими внутреннее строение зон активного взаимодействия блоков.

Геолого-структурные исследования проводились в соответствии с методом спецкартирования [Seminsky, 1994] и его последующими разработками [Seminsky, Burzunova, 2007; Seminsky, Cheremnykh, 2011]. Основу метода составляет парагенетический анализ массовых замеров повсеместно распространенной трещиноватости, а также структурных материалов по проявлению более крупных разрывных нарушений земной коры. В итоге вдоль профилей были изучены вариации плотности трещин (для 1 кв. или пог. м массива), выделены и охарактеризованы активные в новейшее время разломы, включая реконструкцию полей напряжений для этапов наиболее масштабных перемещений. Как следствие, в пределах профилей выделялись интенсивно нарушенные интервалы, соответствующие межблоковым зонам, и относительно слабодислоцированные блоки, что являлось результатом геолого-структурного анализа, важным для интерпретации геофизических данных.

Морфотектонический анализ рельефа проводился путем сопоставления гипсометрических профилей и графиков вариаций параметра плотности линеаментов (D – количество спрямленных элементов рельефа в пределах квадратной ячейки площадью 9 км²), выделенных на изучаемых участках с использованием известных методических приемов. Как правило, впадинам и пониженным формам рельефа соответствуют зоны наибольшей нарушенности массива горных пород, а участкам с максимальными отметками – места с меньшей плотностью линеаментов. Таким образом, на гипсометрически пониженных и наиболее нарушенных участках горного массива в наиболее общем случае профили должны пересекать подвижные зоны, по которым контактируют массивные блоки земной коры.

Радон-тороновая съемка проводилась по отработанной для условий Прибайкалья методике [Seminsky, Bobrov, 2009], позволяющей измерять прибором PPA-01M-03 для каждой пробы подпочвенного воздуха объемную активность радона-222 (Q , Бк/м³) и количество распадов торона в рабочей камере радиометра (N). Кроме того, величина параметра Q измерялась, согласно стандартной методике [The Method..., 2004], в поверхностных водопрооявлениях, расположенных вблизи изучаемых профилей. В соответствии с предыдущим опытом [Seminsky, Bobrov, 2009] распределение концентраций радона и торона в первом приближении согласуется друг с другом и прямо связано со степенью нарушенности горных пород разрывами. Однако имеют место отклонения от данной закономерности, связанные с неоднородным строением разломных зон, а также слабой проницаемостью участков локализации разломных сместителей, выполненных глиной трения или перекрытых тонкодисперсными осадками. Это вносит неопределенность в выделение границ межблоковых зон как участков с высокими значениями параметров Q и N , хотя само поле газовых эманацій является наиболее значимым для характеристики активных в настоящее время дизъюнктивных структур земной коры.

Гидрогеологические исследования базировались на результатах опробования подземных вод в нескольких десятках точек, которые располагались в непосредственной близости от изученных профилей. Дополнение этих данных материалами Государственной гидрогеологической съемки (м-б 1:200000) позволило получить для северо-западного сегмента трансекта (Шертой – Крестовский) представительную сеть из 46 пунктов наблюдения. Этот сегмент был опорным для гидрогеологических исследований, результаты которых заверялись на отдельных участках юго-восточной половины трансекта, где проводилось дополнительное опробование водопрооявлений (18 пунктов). Связующим фактором между гидрогеологией и тектонической структурой изучаемого участка земной коры является рельеф, так как его морфология и соответствующие ландшафты во многом обуславливают распределение и гидро-

геохимические особенности подземных вод горноскладчатых областей [Pinneker et al., 1968; Stepanov, 1989]. Так, межблоковые зоны, интенсивно нарушенный субстрат которых подвержен глубокому выветриванию с образованием протяженных линейно-эрозионных форм, вблизи поверхности должны характеризоваться специфическими условиями водообмена. В связи с этим особое внимание при обработке данных опробования уделялось анионному составу подземных вод, а точнее – распределению параметра H (сумма сульфат- и хлор-ионов), повышенное значение которого свидетельствует о затрудненных условиях водообмена. Кроме того, субстрат нескольких межблоковых зон локального уровня был изучен на предмет проницаемости для воды при помощи метода наливов в шурфы, согласно стандартной методике, позволяющей определить коэффициент фильтрации (K_f , м/сут) [Albul et al., 1979]. Флюидонасыщенность более крупных межблоковых зон изучалась на основе интерпретации данных электроразведки, так как состояние поземной гидросферы в геодинамически активных регионах является определяющим фактором при формировании разнотипных электромагнитных полей. В целом анализ гидрогеологических особенностей трансекта является одним из действенных способов исследования проницаемости и внутренней динамики межблоковых зон.

Съемка методом ЕП выполнялась способом потенциала с использованием неполяризующихся электродов [Semenov, 1980]. Разность потенциалов между опорным и подвижным электродами (U) измерялась с помощью цифрового милливольтметра с входным сопротивлением 10 МОм. При измерении разности потенциалов в диапазоне от нуля до ± 200 мВ дискретность отсчета оставляла 0.1 мВ, за пределами этого диапазона – 1 мВ. Ранее [Kozhevnikov, 1998; Kozhevnikov et al., 2004; Kozhevnikov, Tezkan, 1998] эффективность метода была показана на примере выявления разломных зон Прибайкалья, представляющих электронно-проводящие системы, которые в совокупности с вмещающими их ионно-проводящим породами образуют так называемые геобатереи [Bigalke, Grabner, 1997]. Другой причиной аномалий является электрическое поле, возникающее в условиях пересеченного рельефа за счет движения подземных вод [Komarov, 1994]. Таким образом, изучение естественного электрического поля является полезным для выделения в Прибайкалье древних, но активизированных в позднекайнозойское время разломов, которые, с одной стороны, представлены проводящим субстратом, а с другой – выражены депрессиями в рельефе.

Электропрофилирование проводилось с использованием двух установок (А40М20N40В и А100В10М10N); в обоих случаях глубинность исследования составляла первые десятки метров. Для измерения разности потенциалов в приемной и силы тока – в питающей линии использовался электронный авто-

компенсатор АЭ-72. По результатам этих измерений рассчитывалось кажущееся удельное электрическое сопротивление (ρ_k). Минимальные значения данного параметра свидетельствуют о наличии сульфидной и графитовой минерализации, обводненности отдельных участков геологического разреза или его представленности выветрелыми породами. Как следствие, метод электропрофилеирования является эффективным для выделения близповерхностных разломов, в зонах динамического влияния которых в той или иной степени присутствуют отмеченные явления.

Магнитная съемка с измерением модуля полного вектора магнитной индукции (T) выполнялась протонным магнитометром ММП-203. Геомагнитное поле отражает преимущественно минеральный состав горных пород и слабо зависит от степени нарушенности массива, поэтому при картировании межблоковых зон данные магниторазведки отличаются наибольшей неоднозначностью интерпретации. Тем не менее во многих случаях субстрат разломных зон вследствие активного проявления магматических и динамометаморфических процессов отличается от окружающего массива горных пород, в т.ч. и магнитными свойствами. Это, в совокупности с экспрессностью реализации метода, явилось причиной для его включения в комплекс работ по исследованию межблоковых зон, пересекаемых трансектом Шертой – Красный Чикой.

Магнитотеллурические зондирования в диапазоне периодов 0.003–10000 с выполнялись с применением современной технологии V5 System-2000 и использованием аппаратуры «MTU-5» компании «Phoenix Geophysics» (Канада). Исследования отличались от работ предшественников высокой детальностью с шагом зондирований от 5.0 до 2.5 км. Для обработки полевых материалов использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics». 1D и 2D инверсия данных МТЗ выполнена с помощью программного комплекса «LineInterMT». Описываемый вид исследований является одним из важных составляющих методического комплекса, так как позволяет практически в любых природных обстановках изучать разрез от первых сотен метров до глубин в десятки километров. Он эффективен для выделения нарушенных участков земной коры, которые в связи с флюидизацией маркируются областями низких сопротивлений, что однозначно было показано, например, для крупных межблоковых зон разломного типа [Berdichevskii et al., 1996; Berdichevsky et al., 1999; Unsworth et al., 1999; Ben-Zion, Sammis, 2003; Unsworth, Bedrosian, 2004; Maercklin et al., 2005].

Эффективность охарактеризованного выше методического комплекса обеспечивается сочетанием прямых приемов картирования разломов с косвенными, основанными на повышенной проницаемости разломных зон для магмы и флюидов. Его важным преимуществом является высокая производительность работ, позволившая быстро сформировать банк данных, характеризующих распределение разнотипных полей вдоль

трансекта Шертой – Красный Чикой и небольших пересечений межблоковых зон Приольхонья. Комплекс представленных выше методов, реализованных на отдельно взятом профиле, варьировался в зависимости от специфики конкретной межблоковой зоны (ранга, особенностей проявления на местности и пр.). Однако во всех случаях он включал геолого-структурные, морфотектонические, эманационные и электроразведочные исследования (СЭП, ЕП и/или МТЗ), что позволило получить информацию о степени и характере нарушенности земной коры, а затем в ходе ее тектонофизической интерпретации выявить границы и особенности строения межблоковых зон.

Следует отметить, что не всегда измерения параметров разных полей осуществлялись в одних и тех же точках профилей из-за технических сложностей реализации отдельных видов работ. Для равноценного анализа пространственных вариаций разнотипных полей более детальные первичные измерения (рис. 3) осреднялись в окне, размер которого соответствовал одному из четырех масштабов исследования. В некоторых случаях графики, необходимые для сравнительного анализа, строились для трасс изучаемых профилей по полосовидным картам распределения рассматриваемого параметра в изолиниях (например, плотность линеаментов или распределение гидрогеологических показателей).

Попытка выполнить прямую корреляцию параметров, полученных при первичных измерениях или посредством осреднения, не привела к выявлению устойчивых зависимостей между ними. Как следствие, основным способом анализа было сопоставление характера изменчивости разнотипных полей вдоль профилей. При этом выделение связанных с межблоковыми зонами аномалий каждого поля (включая поле плотности разрывов и линеаментов) независимо от его природы осуществлялось по единой методике: аномальная зона трассировалась величинами, большими или меньшими (в полях разного типа), чем среднее по выборке значение рассматриваемого параметра. Отказ от использования величины среднеквадратичного отклонения (σ), часто применяемой для выделения аномалий, обусловлен результатами поисковых исследований, проведенных на материалах радоновой съемки [Seminsky, Demberel, 2013]. Они показали, что в большинстве анализируемых случаев однозначно выраженные в структурных и геоморфологических признаках сместители не попадают в границы аномалий, выявленных при уровне фона, соответствующем величине $Q_{cp} + \sigma$ и даже $Q_{cp} + \sigma/2$.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ТРАНСЕКТУ ШЕРТОЙ – КРАСНЫЙ ЧИКОЙ

Ниже последовательно рассматриваются материалы геолого-геофизических исследований межблоковых

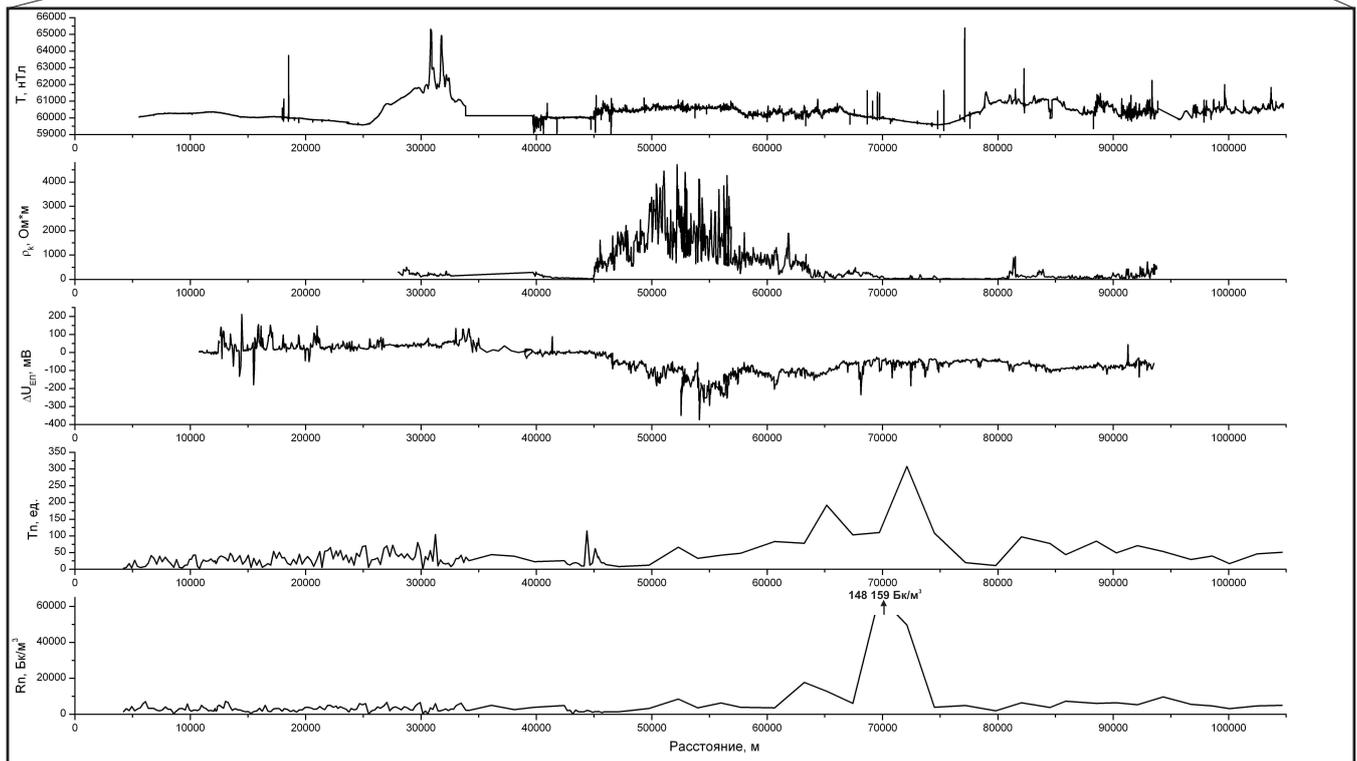
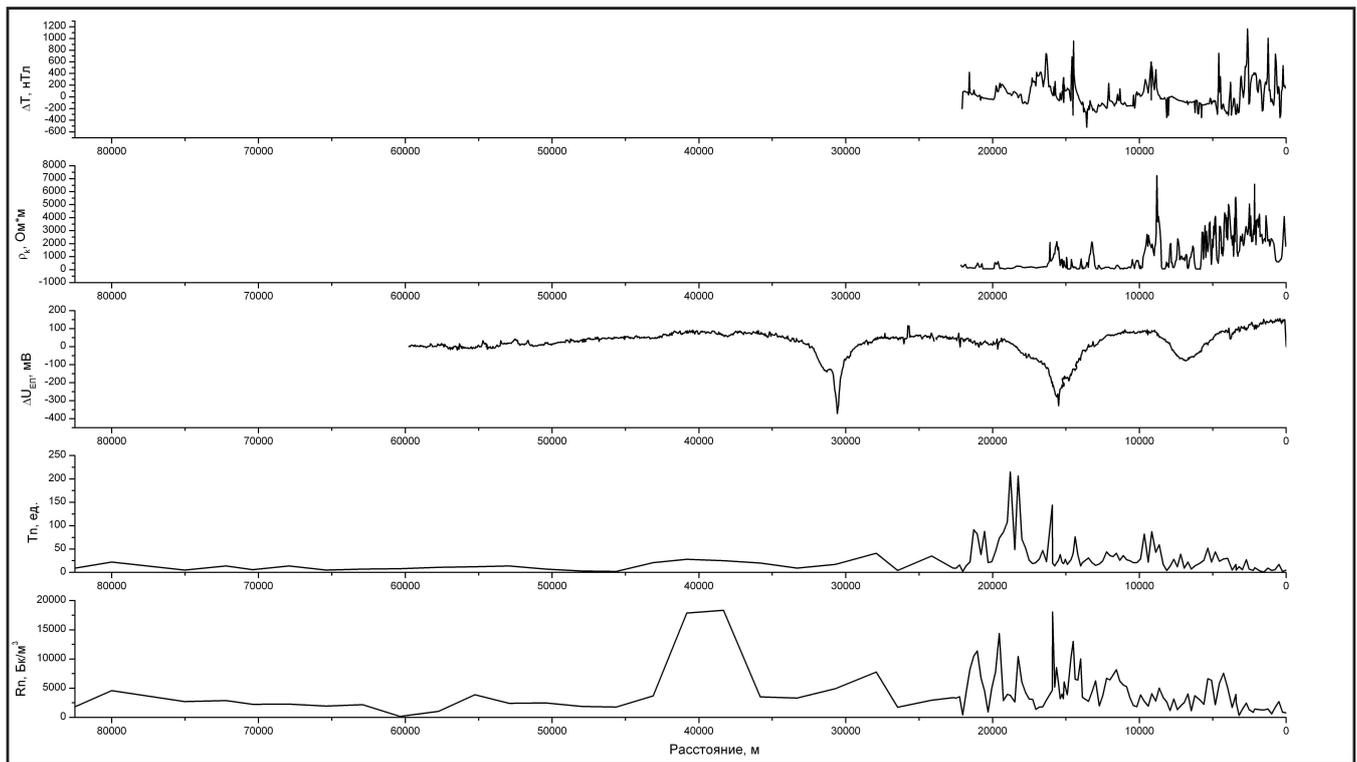


Рис. 3. Первичные графики геофизических полей, измеренных вдоль двух сегментов трансекта Шертой – Крестовский (вверху) и Кудара – Тарбагатай (внизу), положение которых показано на трехмерной модели рельефа (в центре).

ΔT (вверху), T (внизу) – приращение модуля (вверху) и модуль (внизу) полного вектора магнитной индукции; ρ_k – кажущееся удельное электрическое сопротивление; $\Delta U_{ЕП}$ – потенциал естественного электрического поля; Tn – количество распадов торона в камере радиометра; Rn – объемная активность радона.

Fig. 3. Initial curves of geophysical fields measured along two segments of the Shertoy – Krestovsky (top) and the Kudara – Tarbagatay (bottom) transect. Positions of the two segments are shown in 3D topography model (centre).

Magnetic induction module: ΔT (top) – increment, T (bottom) – total; ρ_k – apparent resistivity; ΔU_{EP} – potential of the natural electric field; Tn – number of thoron decays in the radiometer chamber; Rn – soil-radon activity.

зон земной коры, соответствующие локальному, региональному, трансрегиональному и глобальному уровням иерархии.

4.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН НА ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ

Фактические данные, полученные в Прибайкалье при детальном изучении серии межблоковых зон локального уровня, иллюстрируются на примере зоны небольшого разлома, пересекающего мыс Онтхой в северо-западной части Приольхонья (рис. 4). Они включают геоморфологические (топоплан) и структурно-геологические (разрез, фотодокументация разломных сместителей, графики вариаций плотности трещин, круговые диаграммы трещиноватости и полей напряжений) материалы. Здесь же представлены результаты радон-тороновой съемки, изучения проницаемости горного массива для воды, а также магнито- и электроразведки в виде графиков изменения параметров Q , N , K_f , T , ρ_k , D по одним и тем же профилям. Рис. 4 иллюстрирует описанные ниже особенности выраженности разломных зон Прибайкалья в разнотипных признаках.

Строение разломных зон. Геолого-структурные и геоморфологические наблюдения, проведенные на 19 изученных участках, в целом подтвердили результаты исследований разломов Приольхонья, опубликованные ранее [Pavlovsky, 1969; Pleshanov, Chernov, 1968; Florensov, 1977; Kashik, 1978; Zamaraev et al., 1979; Pleshanov, Romazina, 1981; Kuklei, 1985; Lobatskaya, 1987; Mazukabzov, Sizykh, 1987; Sherman, Dneprovsky, 1989; Logachev, 1994; Seminsky, 1994; 2003; Levi et al., 1997a; Delvaux et al., 1997; Mats et al., 2001; Lunina et al., 2002; Cheremnykh, Markovtseva, 2007; Seminsky, Cheremnykh, 2011; и др.]. Учитывая полученные нами данные, следует отметить следующее.

Тектонические нарушения отчетливо проявлены в рельефе Приольхонского плато и в структурных признаках – по его обрывистым берегам. В геоморфологическом отношении это ложбины (рис. 4, Б) или небольшие уступы, представляющие борта более крупных впадин. У уреза воды оз. Байкал разломные зоны, как правило, выделяются нишами и гротами, образо-

вавшимися вследствие предпочтительного разрушения и вымывания ослабленных пород разломной зоны в процессе волноприбойной деятельности.

Согласно структурным наблюдениям, породы Приольхонья, принадлежащие к древним полихронным метаморфическим комплексам краевых поднятий Центрально-Азиатского складчатого пояса, в целом интенсивно нарушены трещинами (рис. 4, А-3, В-1). Их плотность в среднем составляет примерно 10 тр./пог.м (20 тр./м²); на ее фоне разломные сместители выделяются значениями, достигающими в среднем 25 тр./пог.м (35–40 тр./м²) (рис. 4, В-2). Ширина зон определяется рангом тектонического нарушения, но при прочих равных условиях зависит от степени зрелости внутренней структуры. Зачастую в разрезе зона представлена единичным сместителем (стадия полного разрушения) или полосой с высокой плотностью трещин, которые имеют существенную протяженность, но не проявляются видимыми смещениями (ранняя дизъюнктивная стадия разломообразования). Однако наиболее часто разлом выражен широкой зоной повышенной трещиноватости с двумя – тремя сместителями, один из которых, судя по мощности тектонитов, является главным (поздняя дизъюнктивная стадия разломообразования). Между этими сместителями, как правило, располагаются узкие блоки достаточно массивных пород, где значение параметра D может соответствовать фону (рис. 4, В-2).

Внешне хаотическая сеть трещин, характерная для изученных разломных зон (рис. 4, А-3), образована наложением отдельных парагенезисов, возникших в разные этапы активизации тектонических движений (рис. 4, А-1, А-2). Из нескольких выделяющихся подобным образом этапов наиболее выраженными в породах Приольхонья являются раннепалеозойское сжатие в направлении СЗ–ЮВ, аналогичным образом ориентированное современное растяжение, а также предшествовавший рифтовой эпохе сдвиг с ориентировкой оси сжатия в меридиональном и оси растяжения в широтном направлении. В этих условиях доминирующая в регионе система северо-восточных разломов последовательно активизировалась в виде надвигов и взбросов, левосторонних сдвигов и, наконец, сбросов. Следует отметить, что многие из изученных разломов су-

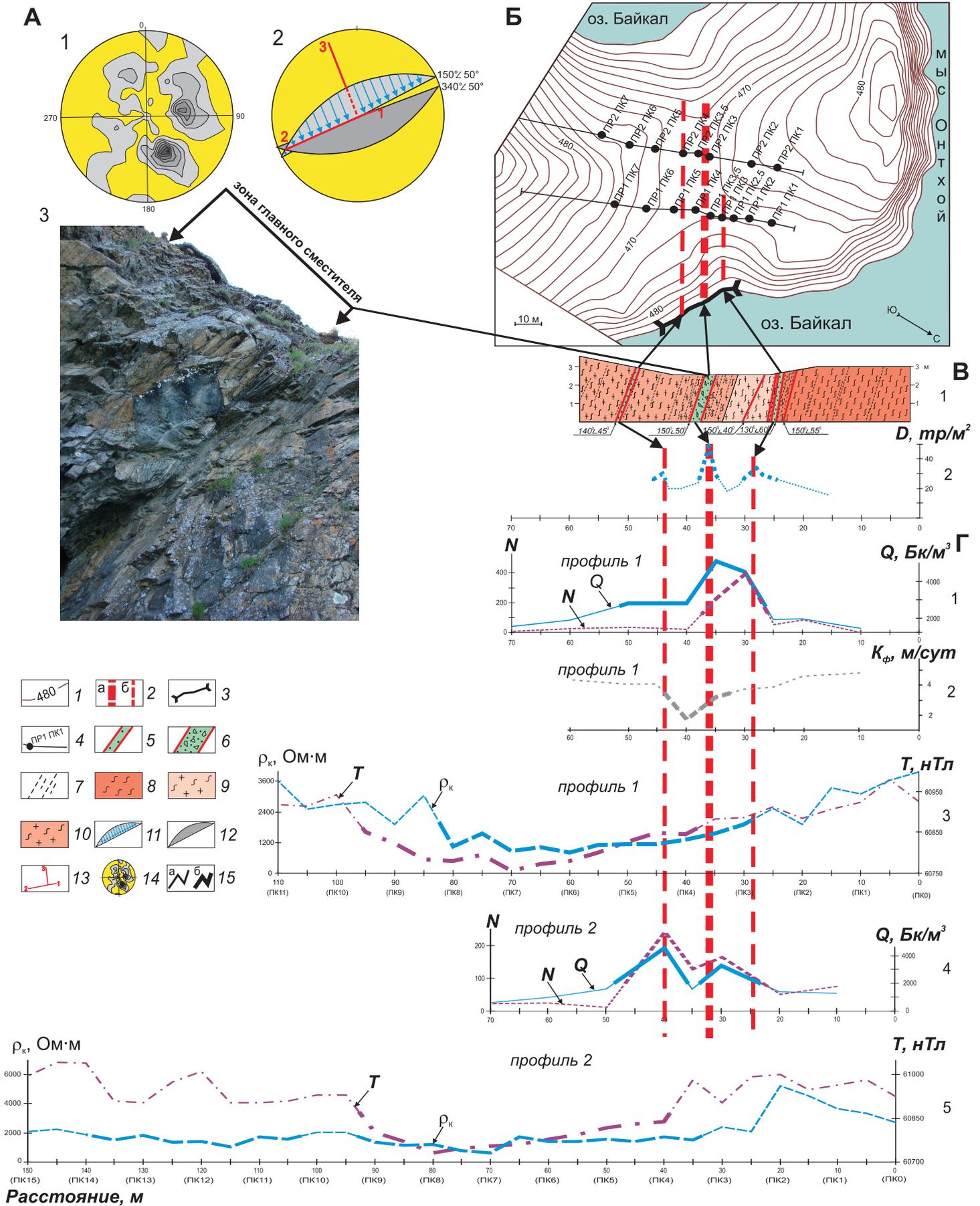


Рис. 4. Результаты профильных геолого-геофизических исследований разломной зоны локального уровня, изученной на мысе Онтхой в Приольхонье.

А – диаграмма трещиноватости (1), решение о поле напряжений (2) и фотография коренного выхода (3), в котором обнажается главный сместитель разломной зоны; Б – расположение геофизических профилей на схеме горизонталей рельефа, построенной для участка исследований при помощи GPS-приемника с шагом между замерами 10 м (данные Е.И. Когута); В – структурно-геологический разрез (1) и график вариаций плотности трещин в 1 м^2 (D) коренного выхода (2); Г – объемная активность радона (Q), количество распадов торона (N), кажущееся удельное электрическое сопротивление (ρ_k), полный вектор магнитной индукции (T) и коэффициент фильтрации воды (K_f), измеренные вдоль профилей 1 (Г, 1–3) и 2 (Г, 4–5). 1 – горизонталы рельефа; 2 – главный (а) и второстепенные (б) сместители разломной зоны; 3 – линия структурно-геологических наблюдений вдоль берега; 4 – линии геофизических профилей (индексация пикетов дана для эманационной съемки); 5–6 – второстепенные (5) и главный (6) сместители, представленные разнотипной брекчией дробления; 7 – интенсивно трещиноватые участки; 8 – гнейсы; 9 – гранитогнейсы; 10 – древние милониты; 11–12 – плоскости сопряженных сколов, по которым определялись оси напряжений и направление скольжения (стрелки) по главному сместителю разломной зоны; 13 – оси напряжений (1 – ось сжатия, 2 – промежуточная, 3 – ось растяжения); 14 – диаграмма трещиноватости (100 замеров; уровни – 0.5–1.5–...–7.5 %); 15 – участки графиков с величинами соответствующего параметра, меньшими (а) и большими (б) среднего арифметического значения по профилю.

Fig. 4. Results of geological and geophysical profile studies of the local fault zone located at the Ontkhoy Cape in the Priolkhonie.

A – fracturing diagram (1), stress field solution (2), and photos of the basic rock outcrop (3) with the major fault plane; Б – positions of geophysical profiles in the topography scheme constructed from GPS data collected in 10-meter intervals (the data are provided by E.I. Kogut); В – the structural cross-section (1), and the curve showing variations in the density of fractures per 1 м^2 (D) of the basic rock outcrop (2); Г – radon activity (Q), number of thoron decays (N), apparent electric resistivity (ρ_k), complete vector of magnetic induction (T), and water filtration factor (K_f) which were measured along profiles (Г, 1–3) and 2 (Г, 4–5). 1 – topography horizontal lines; 2 – major (a) and secondary (b) fault planes; 3 – the line of structural observations along the shoreline; 4 – lines of geophysical profiles (indices are given for emanation surveys); 5–6 – secondary (5) and major (6) fault planes represented by crush breccias of various types; 7 – intensively fractured areas; 8 – gneiss; 9 – granite gneiss; 10 – ancient mylonite; 11–12 – planes of conjugated joints which were referred to in determinations of stress axes and slip directions (arrows) along the major fault plane; 13 – stress axes (1 – compression axis, 2 – transitional axis, 3 – extension axis); 14 – fracturing diagram (100 measurements; levels – 0.5–1.5–...–7.5 %); 15 – segments of curves and values of the corresponding parameter which are smaller (a) and larger (b) than its mean arithmetic value for the profile.

ществовали в земной коре региона до тектонических событий, связанных с перечисленными выше динамическими обстановками. Свойственные последним «рыхлые» тектониты (глинка трения, разломная брекчия) практически повсеместно наследуют мощные выветрелые зоны древних сместителей, которые представлены в обнажениях катаклазитами, милонитами, бластомилонитами и оказались вблизи поверхности в результате длительной истории геологического развития рассматриваемого региона (рис. 4, В-1).

Гидрогеологические особенности. Четыре разломные зоны Приольхонья, приповерхностный субстрат которых изучался на предмет проницаемости для воды при помощи метода наливов в шурфы, выделяются участками минимальных значений коэффициента фильтрации (рис. 4, Г-2). При этом аномально низкие величины K_f (до 1 м/сут) контролируются положением главного (если судить по ширине зоны тектонитов) сместителя зоны, так как фиксируются непосредственно над ним или, реже, в смежном блоке, что, например, характерно для изученного участка в зоне локального сброса на м. Онтхой. Затруднительная миграция воды в разрывах, представляющих внутреннюю структуру разломной зоны, связана с относительно большим процентом мелкозернистой фракции, чем это характерно для окружающего массива. Согласно предложенной Н.Н. Масловым [Maslov, Kotov, 1971] классификации грунтов по водопроницаемости, снижение величины K_f от 5–10 до 1 м/сут при переходе от крыльев зоны к ее приосевой части может свидетель-

ствовать о смене скальных трещиноватых пород тонко- и мелкозернистыми грунтами. Очевидной причиной поперечной зональности подобного типа является наличие общей тенденции увеличения нарушенности пород от периферии разломной зоны к оси вследствие механического разрушения при тектонических перемещениях и интенсификации процессов выветривания.

Объемная активность радона. Необходимо отметить, что поле эманаций радона, связанных с разломами Западного Прибайкалья и Центральной Монголии, изучено авторами статьи наиболее детально [Seminsky, Bobrov, 2009; Seminsky, Demberel, 1913]. Это позволяет в данном случае не останавливаться на промежуточных результатах, уделив основное внимание закономерностям отражения межблоковых зон разломного типа в поле объемной активности почвенного радона на локальном уровне исследований.

На каждом из профилей, пересекающих разломные зоны, последние в целом отчетливо фиксируются наибольшими значениями объемной активности радона. Иногда дизъюнктивы выделялись в виде единого максимума с постепенным или ступенчатым повышением параметра Q от периферии к его наибольшему значению в центральной части (рис. 4, Г-1). Часто наиболее крупные из сместителей разломной зоны проявляются на участках аномальных значений объемной активности радона в виде локальных экстремумов: максимумов при наличии трещиноватой разломной брекчии (рис. 4, Г-4), но чаще – минимумов, поскольку тектонитом является слабопроницаемая для газов глинка

трения. В то же время проницаемость субстрата является не единственной причиной неравномерности поля почвенного радона над разломными зонами, так как графики вариаций параметра Q и коэффициента фильтрации воды у одних и тех же объектов обычно не совпадают. Увеличенный выход радона при минимуме скорости фильтрации на рассматриваемом участке зоны может объясняться локализацией подвижек по разрывам, в результате которых происходит измельчение субстрата, увеличение свободной поверхности для эманирования и, как следствие, повышение активности радона [Albul et al., 1979].

При чередовании вдоль профиля минимумов и максимумов параметра Q поперечный размер эманационной аномалии (прерывистого типа) оценивался по внешним ограничениям крайних участков аномальных величин объемной активности радона. Установлено, что границы приразломной аномалии радона контролируются границами зоны проявления сместителей и сопутствующей трещиноватости, плотность которой превышает значение, среднее для профиля. Установлено усредненное для всех изученных разломных зон Приольхонья соотношение $M_D / M_Q \approx 0.7$, где M_Q и M_D – оценки ширины разломной зоны по размеру участков аномальных значений объемной активности радона и плотности трещин, соответственно.

В целом аномалии почвенного радона над небольшими разломными зонами отличаются пространственной неоднородностью, которая связана с изменчивостью в проницаемости их субстрата. Форма аномалий зависит от структуры разломной зоны, определяющей стадией ее развития, а также наличия или отсутствия непроницаемого для газа заполнителя (глинка трения, продукты выветривания, перекрывающие осадки). В зависимости от сочетания этих факторов в поперечном сечении аномалий выделяются различные ситуации. В простом случае (незалеченный разлом сосредоточенного типа) имеет место постепенное повышение объемной активности радона от периферии к поверхности смещения. В наиболее сложном случае, т.е. при наличии тонкодисперсного заполнителя и/или системы второстепенных разрывов и блоков с разной проницаемостью, аномалия представлена чередованием участков высоких и низких значений объемной активности радона. Два промежуточных случая дают аналогичную («двугорбую» в разрезе) аномалию с периферийными максимумами и осевым минимумом. Однако в одном из них минимум располагается над главным разломом с глинкой трения, а в другом – над блоком между двумя проницаемыми второстепенными разломами.

Представленные выше закономерности распределения почвенного радона над разломными зонами с известным строением послужили отправным моментом интерпретации данных эманационной съемки, проведенной для тех участков трансекта Шертой – Красный Чикой, на которых структурная ситуация изучена не-

достаточно. Однако в регионах со слабой обнаженностью интенсивно нарушенных горных пород такая интерпретация, как было показано выше, не всегда однозначна, что требует привлечения дополнительных методов геофизических исследований для выделения границ межблоковых зон.

Количество распадов торона, измеренное на изученных локальных участках, характеризуется более сложной пространственной изменчивостью по сравнению с объемной активностью радона. Иногда вариации параметра N аналогичны форме изменчивости объемной активности радона на том же профиле (рис. 4, Г-1, 4). В других случаях графики N и Q в целом подобны при отличии в деталях. Наконец, на некоторых профилях при выделении разломных зон по аномальным значениям обоих параметров обнаруживается несовпадение формы графиков. Иногда их пики приурочены к располагающимся рядом точкам измерений, как это ранее отмечалось предшественниками при изучении наиболее крупных разломов Байкальской рифтовой зоны [Koval et al., 2006]. В других ситуациях выходы радона трассируют главный сместитель, а торона – его крылья. Учитывая, что характер эманаций в обоих случаях определяется проницаемостью субстрата разломной зоны, логично предположить, что несовпадение пространственного распределения эманаций связано с отличием периодов полураспада радона и торона. Поскольку период полураспада торона ($T_{1/2} = 54.5$ с) в несколько тысяч раз меньше по сравнению с периодом полураспада радона ($T_{1/2} = 3.8$ сут), более сложное пространственное распределение количества распадов торона отражает близповерхностную ситуацию, для которой степень нарушенности пород, кроме тектонического, зависит и от других факторов (например, приливные явления).

Кажущееся удельное электрическое сопротивление. Изученные разломы выделяются аномалиями ρ_k , причем, как правило, это аномально низкие значения кажущегося сопротивления (до первых десятков Ом·м). Причиной подобных величин ρ_k в разломных зонах является отличие их субстрата от вмещающих пород вследствие интенсивного выветривания древних тектонитов или повышенной обводненности участков с высокой плотностью открытых разрывов. Для изученных сравнительно небольших разломов аномальные участки, выявленные по значениям Q и ρ_k , в первом приближении совпадают. Однако размеры приразломных аномалий, выделяемых по распределениям двух рассматриваемых параметров, различны. Рис. 4, Г, иллюстрирует случай, когда ширина аномалии ρ_k превышает размер участка аномальных значений Q , причем последний занимает краевую часть минимума на графике ρ_k , центр которого смещен висячий блок. Вероятной причиной несоответствия является то, что в поле ρ_k отражается крупная зона древнего разлома, тогда как в пределах непротяженного профиля эманационной съемки зафиксирована часть зоны, активизиро-

ванной на современном этапе рифтогенеза.

Магнитное поле отражает преимущественно минеральный состав горных пород и слабо зависит от степени нарушенности массива. Тем не менее во многих случаях зоны максимумов и минимумов поля T совпадают с участками соответственно повышенных и пониженных значений ρ_k (рис. 4, Г-З). Хотя причина отмеченной корреляции ρ_k и T в настоящий момент остается невыясненной, тот факт, что разломные зоны Приольхонья, несмотря на «маскирующее» влияние вещественного фактора, находят отражение в геомагнитном поле, не вызывает сомнений.

Применение комплекса экспрессных геолого-геофизических методов для изучения небольших разломов Западного Прибайкалья позволило получить уникальную информацию о структуре и физических полях разломных зон земной коры региона, отличающегося многоэтапной историей тектонического развития. Анализ структурных и геофизических данных дал возможность установить, что границы разломных зон отчетливо выделяются в каждом из полей по аномальным, т.е. отличающимся от среднего, значениям характеризующих их параметров. Сопоставление поперечных размеров полученных таким способом аномалий и сравнение на качественном уровне характера выраженности отдельных структурных элементов разломных зон в разных геофизических полях позволили сделать выводы, которые можно считать общими для локального уровня проявления межблоковых зон.

1. Небольшие разломные зоны Прибайкалья представляют сложные, образованные в течение длительной истории тектонического развития региона трехмерные элементы земной коры, которые отчетливо проявляются в особенностях пространственных распределений радона и торона, коэффициента фильтрации, кажущегося удельного электрического сопротивления и модуля полного вектора магнитной индукции. В полях перечисленных параметров разломы выделяются в виде широких аномалий, как правило, имеющих неравномерное строение. Неоднородность распределений обуславливается наличием отдельных сместителей и узких менее нарушенных блоков, т.е. проявлением на локальном уровне зонно-блокового строения земной коры, которое осложняется влиянием нетектонических факторов (вещественный состав горных пород, выветривание, обводненность и др.). Как следствие, детали пространственных распределений геофизических параметров отражают разные особенности внутреннего строения межблоковых зон разломного типа.

2. Наибольшей неоднозначностью в плане структурной интерпретации отличается магнитное поле, поскольку в нем отражается специфическое свойство субстрата, присутствие которого в дислоцированном скальном массиве не является обязательным. Более информативным является поле кажущегося удельного электрического сопротивления, в котором отражаются

как структурные, так и вещественные особенности строения земной коры. Аномально низкие значения данного параметра, свойственные разломным зонам у поверхности, не связаны с обводнением, так как характеризуются низкой экспериментально определенной скоростью миграции воды. Они обусловлены повышенной нарушенностью субстрата, связанной с тектоническими подвижками и выветриванием, для которых интенсивность проявления не всегда пространственно совпадает. Как следствие, по аномалиям удельного электрического сопротивления в Приольхонье наиболее отчетливо выделяются широкие интенсивно выветрелые зоны тектонитов, образовавшихся на глубине при масштабных тектонических событиях на докайнозойских этапах развития территории. В их пределах в виде эманационных аномалий проявляются сравнительно узкие полосы интенсивно нарушенных пород, активизированные в ходе кайнозойского рифтогенеза.

3. Наиболее информативными в плане характеристики структуры являются эманации радона, поскольку торон ввиду малого периода полураспада отражает проницаемость преимущественно близповерхностного слоя, которая контролируется в том числе и нетектоническими факторами. Активные разломные зоны находят отчетливое отражение в пространственном распределении радона, так как его концентрация в почвенном воздухе в существенной степени определяется нарушенностью скального массива, разрывами и интенсивностью подвижек в пределах их сетей. Разломы проявляются в виде широких полос аномальных значений объемной активности радона, поперечные размеры которых в Приольхонье примерно в полтора раза превышают ширину зон повышенной трещиноватости, сформировавшихся в результате перемещения крыльев. Радоновые аномалии над разломами демонстрируют ярко выраженную неоднородность: в поперечном профиле выделяется серия локальных максимумов и минимумов, маркирующих положение блоков и отдельных активных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами. Наличие в разрезе участков интенсивного выветривания пород с высоким содержанием урана или тонкодисперсных осадков осложняет интерпретацию данных эманационной съемки, которая в подобных случаях должна быть дополнена применением других геофизических методов исследования структуры земной коры.

4.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН НА РЕГИОНАЛЬНОМ УРОВНЕ

Главные черты строения межблоковых структур регионального уровня иллюстрируются ниже на примере Приморской сбросовой зоны. Она является тектонотипом для большинства региональных разломов, пересеченных трансектом Шертой – Красный Чикой, и в связи с этим была исследована полным комплексом геолого-геофизических методов (геолого-структурные и

геоморфологические наблюдения, ЕП, СЭП, МТЗ, магниторазведка, радон-тороновая съемка и гидрогеохимическое опробование водопроявлений).

Строение разломной зоны. Геолого-структурные и геоморфологические признаки зоны Приморского сброса, выявленные в ходе геолого-геофизических исследований на детально изученном участке трансекта в районе д. Тырган (рис. 5, а), в полной мере отражают особенности строения этого рифтообразующего дизъюнктива, известные из работ предшественников [Pavlovsky, 1969; Dombrovskaya, 1973; Zamaraev et al., 1979; Pleshanov, Romazina, 1981; Lobatskaya, 1987; Sherman, Dneprovsky, 1989; Logachev, 1992; 1994; Mats et al., 2001; Lunina et al., 2002; Seminsky, 2003; Chermnykh, Markovtseva, 2007; and others]. Это один из выраженных древними тектонитами сегментов краевого шва Сибирской платформы, который не раз активизировался в ходе истории тектонического развития региона. Последние из наиболее значимых интенсивных перемещений блоков вдоль Приморского разлома происходили в раннепалеозойское и кайнозойское время, когда доминирующими динамическими обстановками были, соответственно, сжатие и растяжение в направлении СЗ–ЮВ.

В ходе кайнозойского рифтообразования Приморский разлом активизировался в качестве одной из ветвей Обручевской системы растяжения с амплитудой вертикального смещения в сотни метров. Ключевым структурным элементом разломной зоны на участке детальных исследований являлся Бугульдейско-Чернорудский грабен шириной 2.5 км, ограниченный с северо-запада собственно Приморским, а с юго-востока Тырганским сбросом (рис. 5, А). Недостаточная обнаженность пород в районе грабена не позволяет детально исследовать его строение при помощи прямых структурных наблюдений. Однако в карьере и подрезках северо-западного борта впадины автодорогой выделяются интенсивно выветрелые породы с высокой плотностью трещин и более крупных разрывов, представляющих осевую часть Приморского разлома. Анализ разрывной сети с использованием тектонофизических методов восстановления поля напряжений [Gzovsky, 1963; Parfenov, 1984; Sherman, Dneprovsky, 1989; Nikolaev, 1992; Seminsky, 1994] позволил реконструировать сбросовые перемещения по разломным плоскостям с элементами залегания $130\text{--}150^\circ \angle 50\text{--}80^\circ$, которые имеют на участке исследований преимущественное распространение. В юго-восточном крыле Тырганского разлома зафиксировано противоположное падение разрывов, однако, согласно известным структурным моделям участков активного растяжения земной коры [McCalpin, 1996], можно предположить, что оба разлома наклонены в одну сторону и сочленяются на небольшой глубине. То есть зафиксированное падение в северных румбах разрывов в зоне Тырганского разлома свидетельствует о близповерхностном осложнении опережающими нарушениями главного сместителя, в

целом наклоненного на юго-восток, что подтверждено замерах элементов залегания отдельных сегментов разлома в других участках Приольхонья [Pleshanov, Romazina, 1981; Mats et al., 2001; Seminsky, 2003]. Вероятная причина такого осложнения заключается в том, что на рассматриваемом участке к данному тектоническому нарушению приключается субперпендикулярный разлом, проявленный в структурных признаках и трассирующийся по спрямленным элементам рельефа вплоть до берега оз. Байкал (рис. 5, А). Центральная часть грабена, судя по изучению небольших коренных выходов, сложена интенсивно трещиноватыми породами, в большей или меньшей степени подверженными выветриванию. Эти наблюдения подтверждают результаты детального геологического картирования, проведенного ранее на некоторых участках с бурением неглубоких скважин [Dombrovskaya, 1973]. Таким образом, кроме бортовых Приморского и Тырганского сбросов региональную разломную зону представляют субпараллельные второстепенные нарушения, которые располагаются внутри грабена, выделяясь участками интенсивной нарушенности за счет повышенной раздробленности и выветривания горных пород.

Кажущееся удельное электрическое сопротивление. На графике вариаций параметра ρ_k (рис. 5, Е) Приморская разломная зона выделяется участком шириной 3 км, который представлен серией сближенных минимумов и отделен от смежных территорий двумя крупными максимумами значений удельного электрического сопротивления. Величина параметра ρ_k в пределах минимумов понижается до первых десятков Ом·м за счет высокого содержания глинистых частиц, образующихся при выветривании интрузивных и метаморфических пород [Palacky, 1989]. Таким образом, материалы СЭП подтверждают и уточняют представленные выше результаты геолого-структурных наблюдений, проведенных в пределах Бугульдейско-Чернорудского грабена на примере отдельных коренных выходов. На изучаемом профиле отчетливо выделяются три широкие зоны интенсивной нарушенности геологического субстрата, две из которых (бортовые) соответствуют собственно Приморскому и Тырганскому сбросам, а третья (центральная) – аналогичному тектоническому нарушению в осевой части грабена. Характерно то, что менее раздробленные блоки, располагающиеся между зонами, уступают последним по поперечному размеру. Данные электропрофилирования, проведенного по трассе рассматриваемого профиля с шагом между пунктами измерения в 50 м, позволили детализировать картину нарушенности субстрата Бугульдейско-Чернорудского грабена. Однако в целом они подтвердили основную закономерность строения Приморской межблоковой зоны в поперечном направлении: чередование интенсивно нарушенных разломных зон и менее раздробленных блоков при общем доминировании первых над вторыми по размеру.

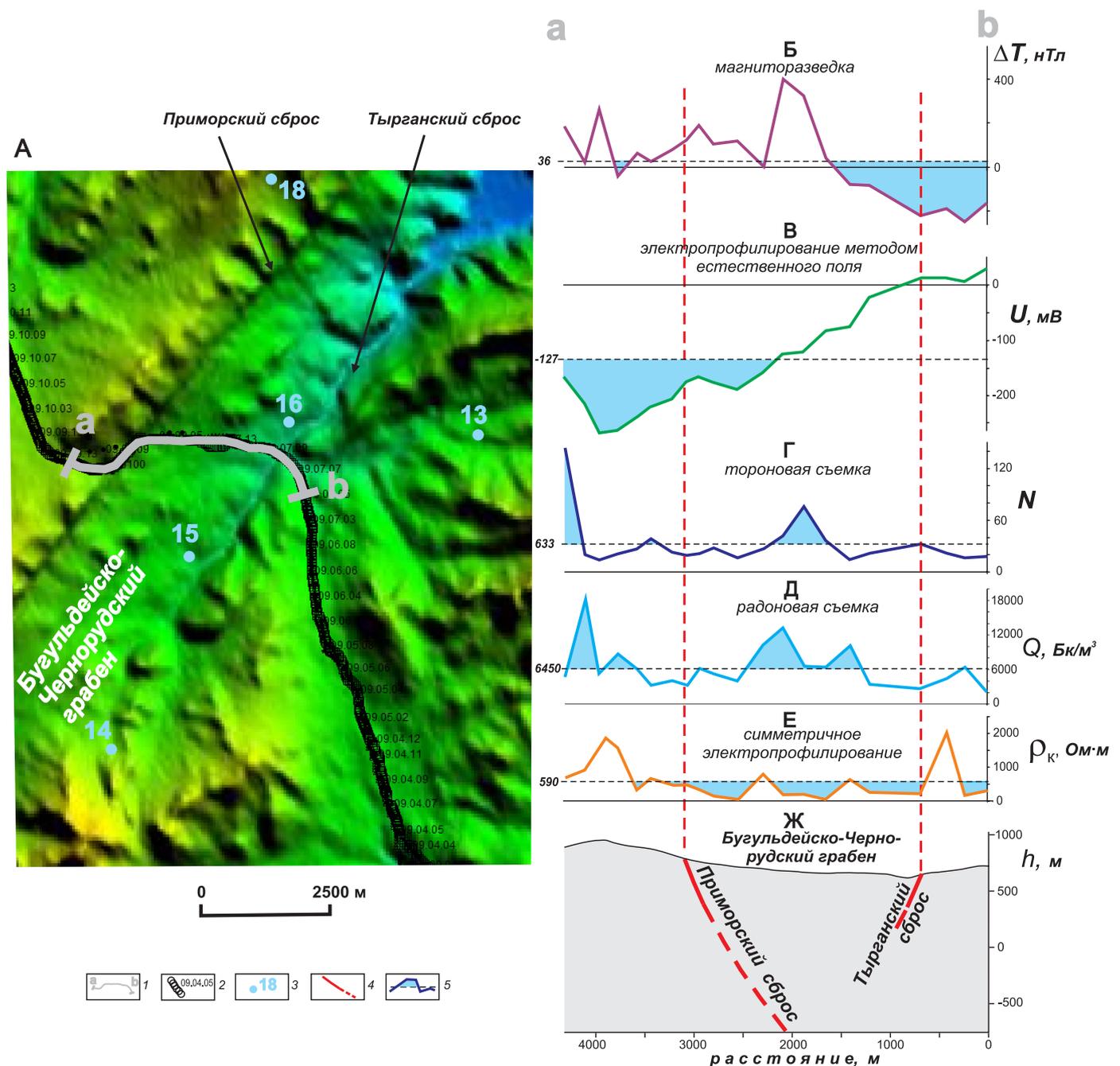


Рис. 5. Результаты геолого-геофизических исследований Приморской региональной межблоковой зоны в Западном Прибайкалье.

A – трехмерная модель рельефа для участка исследований с обозначенными на ней разломными структурами и водопрооявлениями, изученными в ходе комплексных работ вдоль профиля *a–b*; *Б–Ж* – графики изменения потенциала естественного электрического поля (U), приращения модуля полного вектора магнитной индукции (ΔT), количества распадов торона (N), объемной активности радона (Q), кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) и абсолютной высоты рельефа (h) вдоль профиля. *1* – положение профиля *a–b* на трехмерной модели рельефа; *2* – трасса профиля Шертой – Крестовский (индексация приведена для пунктов эманационных измерений); *3* – пункты опробования водопрооявлений; *4* – положение в разрезе Приморского и Тырганского сбросов, ограничивающих Бугульдейско-Чернорудский грабен; *5* – области аномальных значений параметров, отличающиеся в большую или меньшую сторону от среднего арифметического (горизонтальный пунктир).

Fig. 5. Results of geological and geophysical studies of the Primorskaya regional interblock zone in the Western Pribaikalie.

A – the 3D topography model for the area under study; it shows faults and water bodies which were comprehensively studied along the *a–b* profile; *Б–Ж* – curves showing changes in the potential of the natural electric field (U), increment of the module of the complete vector of magnetic induction (ΔT), number of thoron decays (N), radon activity (Q), apparent resistivity (ρ_k), and absolute elevation of the topography (h) along the profile. *1* – position of the *a–b* profile in the 3D topography model; *2* – route of the Shertoy-Krestovsky profile (indices are shown for emanation measurement sites); *3* – water sampling sites; *4* – positions of the Primorsky and Tyrgansky normal faults in the cross-section; these faults border the Buguldeika-Chernorud graben; *5* – areas of anomalous values of the parameters (smaller or larger than the mean arithmetic value, i.e. – horizontal dashed line).

Объемная активность радона и количество распадов торона. Результаты эманационной съемки, проведенной по пересекающему Приморскую разломную зону профилю, свидетельствуют об интенсивной вариативности параметров Q и N . Наряду с низкими значениями рассматриваемых величин на участках проявления крупных разломных сместителей, в северо-западном крыле Приморского сброса зафиксированы одни из самых высоких для Западного Прибайкалья значения обоих эманационных параметров (рис. 5, Г-Д): первые десятки тысяч Бк/м³ для объемной активности радона и первые сотни распадов торона в камере радиометра. Кроме того, вариации рассматриваемых величин вдоль профиля в целом подобны: существенные аномалии радона и торона находятся на северо-западном и центральном участках профиля, тогда как для сместителей собственно Приморского и Тырганского сбросов характерны небольшие значения эманационных параметров. Таким образом, вариации параметров Q и N , как и величина ρ_k , отражают специфику внутреннего строения Приморской разломной зоны, что особенно отчетливо проявляется в поле эманаций радона.

Радоновая аномалия, ассоциирующаяся с Приморской сбросовой зоной, имеет на профиле в районе д. Тырган ширину 4100 м и распространяется на 1200 и 500 м в стороны от бортовых разломов (рис. 5, Д). Она включает пять сближенных отрезков, на которых значение параметра Q превышает среднее арифметическое. Однако эти участки соответствуют не разломам, а блокам, располагающимся между ними. Более высокая проницаемость блоков и участков, располагающихся с внешних сторон крупных бортовых сбросов, объясняется существованием сети открытых трещин, образующихся в горном массиве при активных перемещениях в Приморской разломной зоне. Напротив, отдельные разломы в совокупности с оперяющими их разрывами, представляют собой слабопроницаемые участки, в которых миграция газов затруднена из-за наличия тонкодисперсного заполнителя, которым являются глина трения и продукты выветривания.

Таким образом, аномалия почвенного радона над Приморской разломной зоной имеет сложный характер. Этот вывод подтверждается материалами электропрофилирования и эманационной съемки, полученными на профиле, который располагался в 3 км юго-западнее д. Тырган. Здесь слабонарушенные блоки характеризуются меньшими значениями параметра Q , чем разломные зоны грабена, каждый из которых выделяется аномалией с узким минимумом в центральной части, соответствующим главному сместителю. Следовательно, выходу газов в данном случае препятствует только глина трения, а процессы выветривания развиты в меньшей степени, чем на основном профиле, где их тонкодисперсные продукты существенно осложняют проявление разрывной структуры Приморской разломной зоны в эманационном поле.

Потенциал естественного электрического поля. У северо-западной оконечности изучаемого поля выявлена существенная отрицательная аномалия ЕП (рис. 5, В), которая, исходя из опыта предыдущих исследований в Приольхонье [Kozhevnikov, 1998; Kozhevnikov, Tezkan, 1998; Kozhevnikov et al., 2004], по форме и амплитуде может быть обусловлена древним крутопадающим разломом, выполненным графитовой минерализацией. Как видно по положению аномалии на профиле, этим тектоническим нарушением является собственно Приморский разлом, который в качестве составляющего элемента структуры входит в многокилометровую (по ширине проявления древних тектонитов) зону древнего краевого шва Сибирской платформы и был активизирован в процессе кайнозойского рифтинга. Судя по материалам метода ЕП, косвенным подтверждением такой активизации является то, что в районе аномалии график U характеризуется отрицательной корреляцией с рельефом. Вероятно, вклад в аномалию ЕП вносит не только геобатарей, но и электрическое поле, возникающее при фильтрации подземных вод в направлении от высоких отметок рельефа к низким [Komarov, 1994].

Магнитное поле. Вариации параметра ΔT , измеренные на профиле вкострости простирающейся зоны Приморского разлома (рис. 5, Б), не образуют устойчивых взаимосвязей со структурными особенностями рассматриваемого участка земной коры, а также с уже рассмотренными выше геофизическими полями. Исключением в какой-то мере является естественное электрическое поле, вариации которого в первом приближении подобны изменениям параметра ΔT , хотя и противоположны по знаку. Так, зона собственно Приморского разлома, несмотря на частные вариации магнитного поля, в целом выделяется высокими (положительными) значениями величины ΔT по сравнению с юго-восточной частью профиля, где в районе проявления разрывов Тырганской сбросовой зоны имеет место обширный минимум. Это позволяет предполагать, что магнитное поле на рассматриваемом участке, как и распределение величины U , в большей степени отражает вещественные свойства древних тектонитов, чем их нарушенность вследствие кайнозойского структурообразования.

Гидрогеологические особенности. Гидрогеохимическое опробование проводилось по стандартной методике и охватило несколько родников, располагающихся в районе д. Тырган (рис. 5, А). Согласно результатам полного химического анализа, проведенного в гидрогеохимической лаборатории Института земной коры СО РАН, все воды классифицируются как магниевые-кальциевые, но в зависимости от расположения родников они отличаются по минерализации. Для опробованных вод Приморского хребта, возвышающегося над Бугульдейско-Чернорудской впадиной с северо-запада, характерна низкая минерализация (0.08 г/дм³), что объясняется значительным количеством атмосфер-

ных осадков (до 400–500 мм/год), являющихся постоянным источником питания трещинно-грунтовых вод. Воды Приольхонья отличаются большей минерализацией (0.13–0.32 г/дм³), так как эта слаборасчлененная территория характеризуется аридным климатом с продолжительным периодом безоблачных дней, малым количеством осадков (≈ 160 мм/год) и частыми разнонаправленными ветрами, не способствующими накоплению снегового покрова. Таким образом, вариации локальных ландшафтно-климатических обстановок в окрестностях изучаемого профиля находят отражение в условиях питания и, как следствие, минерализации подземных вод. Однако более определенные выводы о проявлении межблоковых зон в гидрогеологических особенностях района могут быть сделаны только для структур большего масштабного ранга, у которых размеры областей динамического влияния позволяют привлечь к анализу материалы по необходимому количеству выходов подземных вод.

Подавляющее большинство представленных выше установленных для Приморской разломной зоны закономерностей проявления ее внутренней структуры в разных геолого-геофизических полях свойственно и другим межблоковым зонам регионального уровня, пересеченным трансектом Шертой – Красный Чикой в Прибайкалье. Дельтовая и Бортовая зоны, составляющие внутреннюю структуру Черско-Баргузинской разломной системы (см. рис. 2), также являются дизъюнктивами длительного развития, которые в процессе образования Байкальского рифта активизировались как сбросы и сформировали ступенчатую структуру его юго-восточного плеча. Дизъюнктивы, как правило, проявляются аномалиями изученных параметров, однако только часть из них (h , D , ρ_k) по знаку совпадает с выявленными для Приморской разломной зоны. Причины отсутствия сходных тенденций поведения других параметров различны и важны для решения задач данного исследования.

Распределения объемной активности радона и количества распадов торона оказались практически не информативными для выделения рассматриваемых разломных зон (см. рис. 3): сегмент трансекта Кудара – Тарбагатай пересекает их в пределах Усть-Селенгинской депрессии, заполненной тонкодисперсными осадками, которые слабопроницаемы для подземных газов. Потенциал естественного электрического поля на профиле Кудара – Тарбагатай имеет отчетливую обратную связь с рельефом: хребет Хамар-Дабан выделяется минимумом параметра U , тогда как с Ингодино-Удинской и Усть-Селенгинской депрессиями ассоциируются максимальные значения потенциала ЕП. Таким образом, в отличие от северо-западного плеча рифта, где активизированные разломы краевого шва Сибирской платформы зачастую выполнены древними проводящими электрический ток тектонитами, естественное поле рассматриваемого участка земной коры образуется в основном под воздействием формирующих кон-

тастный рельеф геодинамических факторов. Те же причины могут быть определяющими и в формировании здесь магнитного поля, так как в отличие от собственно Приморского разлома зоны Дельтового, Бортового, Джиды-Витимского и других сбросов, пересеченных профилем Кудара – Тарбагатай, отчетливо выделяются участками минимальных значений параметра T .

Данные о распределении удельного электрического сопротивления, полученные вдоль профиля Кудара – Тарбагатай, подтвердили результаты детальных работ предшественников, проведенных в районе дельты р. Селенги и залива Провал. Н.В. Жировой и Г.М. Морозовой с соавторами [Zhirova et al., 1993; Morozova et al., 1999] по материалам электромагнитных зондирований была установлена тесная связь поля электропроводности с тектоническим строением региона, особенностью которого является наличие блоков, разделенных обводненными разрывными нарушениями. Примером отражения дизъюнктивов в поле сопротивлений является сейсмоактивный Дельтовый разлом: широкая (4 км) зона низких сопротивлений (20–50 Ом·м), по которой маркирующие геоэлектрические горизонты сброшены на 4–5 км.

Вышеизложенное позволяет обобщить полученные результаты в виде серии положений, которые отражают закономерности строения и проявления в различных геофизических полях межблоковых зон регионального уровня, развивающихся в Прибайкалье при растяжении земной коры.

1. Межблоковые структуры рассматриваемого уровня иерархии представлены зонами разломов многократной активизации, для которых докайнозойский тектогенез, как правило, был более масштабным по сравнению с позднекайнозойским рифтообразованием. Таким образом, субстратом для формирования изучаемых межблоковых зон Прибайкалья являлись линейно вытянутые участки древних обычно интенсивно выветрелых тектонитов, которые при перемещении блоков в новейшее время целиком или своими контактами послужили неоднородностями, предпочтительными для реализации тектонических напряжений.

2. Процесс активизации разломов северо-восточной ориентировки происходил в режиме растяжения земной коры, что привело к образованию зон интенсивного структурообразования, грабенообразный характер которых отразился впадинами в рельефе Прибайкалья. Пространственная неравномерность деструкции проявилась во внутреннем строении межблоковых зон, у которых в поперечном сечении чередуются сравнительно монолитные блоки земной коры и участки интенсивной нарушенности пород. Последние представляют собой межблоковые структуры локального уровня иерархии, характеризующиеся большими размерами по сравнению со смежными одноранговыми блоками.

3. Межблоковые зоны Прибайкалья, изученные

комплексом методов с соответствующей региональному уровню детальностью, выделяются наиболее интенсивными аномалиями в полях геофизической природы, что косвенно отражает их ведущую роль в процессе деструкции на современном этапе рифтообразования. Значения объемной активности радона и количества распадов торона достигают, соответственно, десятков тысяч Бк/м³ и десятков единиц, что определяется высокой активностью перемещений блоков, контактирующих по разломам регионального уровня. Вследствие интенсивных процессов разрывообразования, выветривания и обводнения значения кажущегося удельного электрического сопротивления опускаются в межблоковых зонах до единиц Ом·м. Минимумы приращения модуля полного вектора магнитной индукции и потенциала ЕП достигают отрицательных величин в первые сотни, соответственно, нТл и мВ, причем природа магнитного и естественного электрического полей в региональных межблоковых зонах Прибайкалья не является однозначной.

4. Аномалии геофизических полей, связанных с региональными межблоковыми зонами, характеризуются сложной формой даже при рассмотрении только пространственного аспекта их проявления. Внутренняя неравномерность распределения геофизических параметров отражает, прежде всего, структурную неоднородность субстрата, т.е. наличие блоков и зон локального уровня, состояние сети которых обычно изменяется в продольном направлении. Важную роль играет вещественная составляющая, причем для исследованных геофизических полей главным является наличие, тип и пространственное распределение тонкодисперсных продуктов выветривания и рыхлых осадков, как правило, присутствующих в геологическом разрезе разломных зон земной коры. Этот фактор в совокупности с миграцией подземных вод и наличием магнитных пород существенно осложняет характер аномальных распределений геофизических параметров, связанных со структурой разломной зоны.

5. Фактором, повышающим неоднозначность интерпретации связанных с разломными зонами геофизических материалов, является чувствительность определенного поля к разным свойствам объекта исследований, которые иногда находятся друг с другом в сложных взаимоотношениях. Такими свойствами для полей радона и торона являются проницаемость и раздробленность (повышение эманирующей способности) субстрата разломной зоны, для поля кажущегося удельного электрического сопротивления – степень обводнения, выветривания и трещиноватости, для естественного электрического и магнитного полей – наличие «компетентных» (высокопроводящих и/или магнитных) пород и миграция подземных вод. Таким образом, эффективным инструментом исследования структуры межблоковых зон на закрытых для структурного анализа территориях является комплекс охарактеризованных выше методов, направленных на по-

лучение достоверных сведений об отдельных особенностях нарушения массива горных пород, что снижает неоднозначность структурной интерпретации до приемлемого уровня.

4.3. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН НА ТРАНСРЕГИОНАЛЬНОМ УРОВНЕ

При проведении комплексных исследований вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой было пересечено несколько разломных систем, являющихся представителями межблоковых зон трансрегионального уровня на юге Восточной Сибири. Учитывая разную степень их активности, а также отличия в геологическом строении Забайкалья, Северо-Западного и Юго-Восточного Прибайкалья, полученные результаты рассмотрим ниже отдельно для каждого из трех крупных сегментов трансекта (см. рис. 2, А). При этом северо-западный сегмент (Шертой – Крестовский) будет представлен более подробно, так как на его примере иллюстрируются особенности тектонофизического подхода к интерпретации геолого-геофизических данных, использованные далее при анализе других отрезков трансекта (Западный берег – Восточный берег, Кудара – Тарбагатай, Тарбагатай – Красный Чикой).

4.3.1. Сегмент Шертой – Крестовский

Удобное расположение района проведения профильных работ для исследования зоны сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса предопределило его хорошую изученность специалистами разного научного профиля [Florensov, 1960; Zamaraev, 1967; Pinneker et al., 1968; Pavlovsky, 1969; Gornostaev et al., 1970; Pospseev, Mikhalevsky, 1975; Florensov, 1977; Sherman, 1977; Zamaraev et al., 1979; Krylov et al., 1981; Lobatskaya, 1987; Bashkuev u др., 1989; Popov, 1989; Alexandrov, 1990; Logachev, 1992, 1994, 2003; Ufimtsev, 1992; Raskazov, 1993; Zorin et al., 1994; Melnikov et al., 1994; Yungsheng et al., 1996; Petit, Deverchere, 1996; Levi et al., 1997a, 1997b; Ruzhich, 1997; Fedorovsky, 1997; Delvaux et al., 1995; 1997; San'kov et al., 1997, 2009, 2011; Solonenko et al., 1997; Kozhevnikov, Tezkan, 1998; Berdichevsky et al., 1999; Duchkov et al., 1999; Perevoznikov, 1999; Mats et al., 2001; Lunina et al., 2002; 2009; Suvorov et al., 2002; ten Brink, Taylor, 2002; Zorin et al., 2002; Seminsky, 2003, 2009; Sklyarova et al., 2004; Sklyarov, 2005; Goldin et al., 2006; Mordvinova et al., 2007; Sklyarov et al., 2007; Yakovlev et al., 2007; Radziminovich, 2010; Seminskii, Radziminovich, 2011; Seminsky, Tugarina, 2011; Sherman, Zlogodukhova, 2011; Seminsky et al., 2012; Epov et al., 2012; and others]. Результаты их работ учтены при интерпретации оригинальных материалов, полученных нами в ходе комплексных исследований, которые в большинстве случаев отличает детальность и оптимальное сочетание

дополняющих друг друга методов профильной съемки. Следует отметить, что подробное описание результатов геолого-геофизических работ, проведенных вдоль описываемого профиля, представлено в недавних публикациях авторского коллектива [Seminsky et al., 2012; Epov et al., 2012; Seminsky, Tugarina, 2011]. Ниже внимание акцентируется на структуре земной коры и геофизических полях, ассоциирующихся с наиболее крупными межблоковыми зонами, которые пересекают профиль Шертой – Крестовский.

Главные вещественно-структурные и морфотектонические особенности рассматриваемого участка земной коры отражены на принципиальном геологическом разрезе (рис. 6, Б) и фрагменте трехмерной модели рельефа Прибайкалья (см. рис. 2, А). На северо-западном фланге профиля распространены разнотипные комплексы Сибирского кратона, которые относительно спокойно залегают на периферии сегмента и интенсивно дислоцированы в его центральной части (Прибайкальский краевой прогиб). Здесь они контактируют с полихронными метаморфическими комплексами краевых поднятий Центрально-Азиатского пояса, обнажающимися на поверхности в юго-восточной (приольхонской) части профиля. Контакт происходит по системе разломов краевого платформенного шва (Приморский сегмент), который представлен широкой полосой бластомилонитов и интрузивных проявлений, включая гранитоиды приморского комплекса. Кайнозойская активизация тектонических нарушений на рассматриваемой территории привела к формированию контрастного рельефа. Его характерной особенностью является чередование относительно приподнятых и опущенных форм: Предбайкальский прогиб, Прибайкальский краевой выступ (флексура), Онотское плоское поднятие, Прихребтовая депрессия, Приморское глыбовое поднятие, Бугульдейско-Чернорудская впадина, Приольхонская краевая ступень. Сопоставление гипсометрического профиля и графика вариаций параметра плотности линеаментов D показало (рис. 6, Б, В), что впадинам и пониженным формам рельефа соответствуют зоны наибольшей нарушенности горного массива, а участкам с максимальными отметками – места с меньшей плотностью линеаментов. Следовательно, на гипсометрически пониженных и наиболее нарушенных участках горного массива профили пересекают подвижные зоны, по которым контактируют массивные блоки земной коры. Согласно геолого-структурным данным (рис. 6, Б), ключевыми элементами зон являются наклоненные к оз. Байкал сбросы северо-восточного простирания, активные на современной – рифтовой – стадии развития региона: Морской (или Ольхонский) – 0 км профиля, Приморский – 15 км профиля, Прихребтовый (Прибайкальский) – 31 км профиля. Исключение составляют участки на северо-западном фланге сегмента Шертой – Крестовский, где, согласно нашим предварительным реконструкциям, в позднекайнозойских отложениях преобладает

поле напряжений с ориентировкой оси сжатия в направлении СЗ–ЮВ. В соответствии с геолого-структурными данными западная граница Байкальского рифта пересечена профилем в районе отметки 40 км, что подтверждает взгляды тех исследователей, которые проводят ее по северо-восточным сегментам долин рек Анга, Бугульдейка и Куртун. Этот вывод, в совокупности с уточнением геометрии и типов подвижек по крупным разломам изученного сегмента, является результатом геолого-структурного анализа, важным для последующей интерпретации геофизических данных.

Пространственное распределение и гидрогеохимические особенности проявлений подземных вод в окрестностях сегмента Шертой – Крестовский имеют отчетливую связь с особенностями рельефа изучаемой территории. По существующим классификациям это пресные воды средне- и предгорных районов главным образом поверхностного происхождения [Pinneker et al., 1968; Seminsky, Tugarina, 2011], в анионном составе которых преобладают гидрокарбонат- и сульфат-ионы, а среди катионов – кальций, магний и, реже, калий и натрий. Областями питания вод являются приподнятые участки рельефа, а разгрузки – располагающиеся между ними линейно вытянутые депрессии. Ввиду того, что последние приурочены к активным разломам, воды в их пределах относятся к классу трещинно-жильных и могут изменяться под воздействием глубинных флюидов, переходя в класс минерализованных, а зачастую и термальных. В позднем неоплейстоцене такая ситуация была характерна для территории Приольхонья, принадлежащего к западному участку исследований, где сравнительно недавно были обнаружены гейзериты [Sklyarova et al., 2004]. Результаты опробования подземных вод в нескольких десятках точек, которые располагались в непосредственной близости от изученного профиля [Seminsky, Tugarina, 2011], дополненные материалами Государственной гидрогеологической съемки (м-б 1:200000), позволили подтвердить упомянутые выше выводы предшественников, а также установить, что определяющую роль в гидрогеологии региона играет тектонический фактор. В качестве отчетливого гидрогеологического рубежа 1-го порядка выступает западная граница Байкальского рифта, которая отделяет слабоминерализованные и пресные воды платформенного блока от ультрапресных и пресных вод горной области. Что же касается более мелких аномалий минерализации, анионного состава и распределения естественных выходов подземных вод, то они приурочены к нарушенным, часто гипсометрически пониженным участкам профиля Шертой – Крестовский. Данная особенность определяется наличием сильновыветрелых пород, а также сочетанием проницаемых и непроницаемых (в случае заполнения глиной трения) для воды разломных сместителей. Это создает затрудненные условия для водообмена, индикатором которых является повышенное

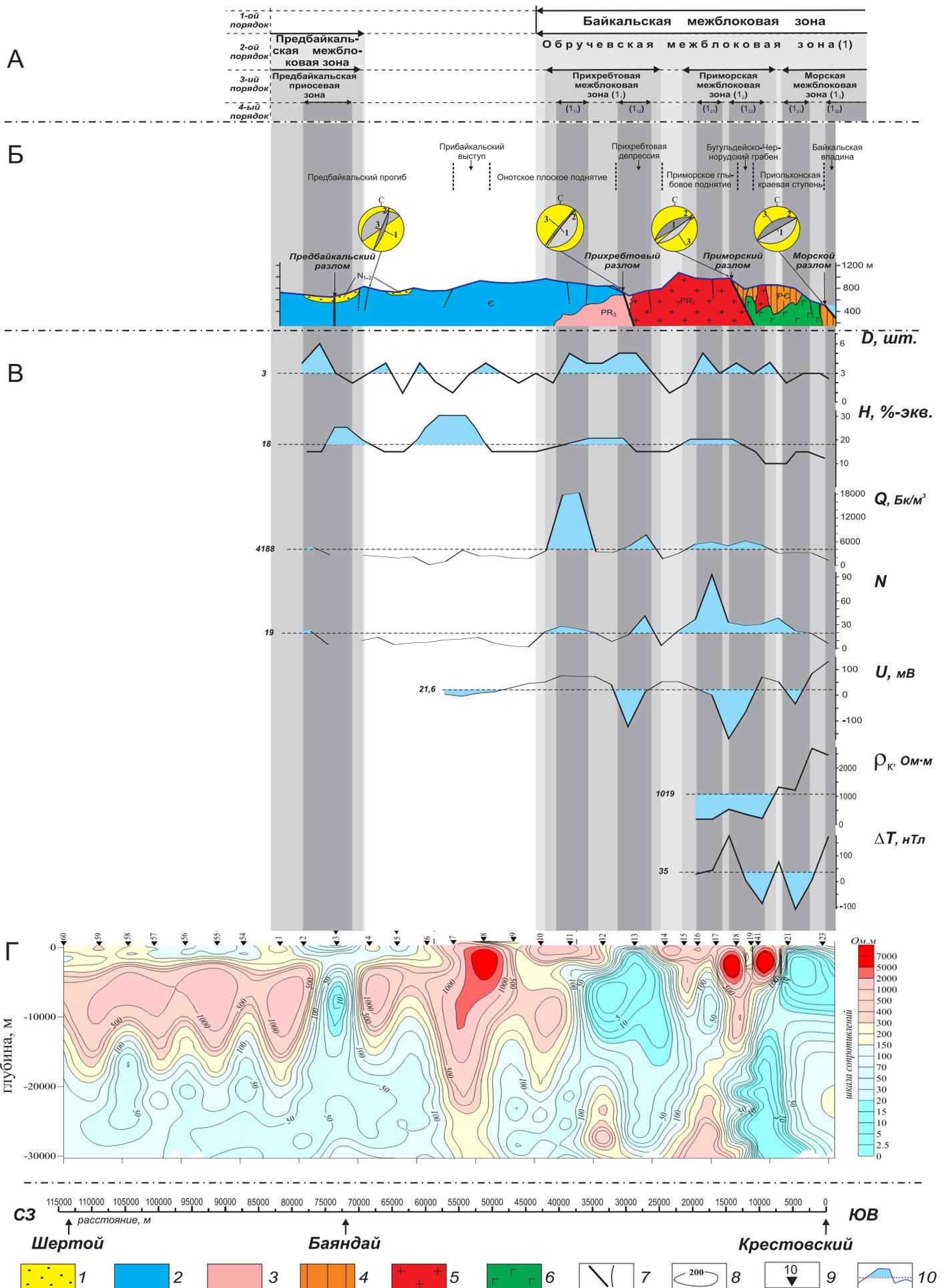


Рис. 6. Результаты геолого-структурных, геофизических, морфотектонических и гидрогеологических исследований на сегменте трансекта Шертой – Крестовский.

А – иерархия межблоковых зон в пределах четырех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных); *Б* – схематичный геолого-структурный разрез и основные морфоструктурные единицы профиля (на диаграммах – плоскости сместителя разлома (темно-серая) и сопряженной системы разрывов (светло-серая), а также положение осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения); *В* – изменения вдоль профиля плотности линеаментов рельефа (*D*), суммарного количества хлор- и сульфат-ионов в подземных водах (*H*), объемной активности радона (*Q*), количества распадов торона (*N*), потенциала ЕП (*U*), кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) и приращения модуля полного вектора магнитной индукции (ΔT); *Г* – геоэлектрический разрез, построенный по данным магнитотеллурических зондирований. 1 – аллювиально-озерные отложения (пески, глины, галечники и др.); 2 – породы верхней части осадочного чехла платформы (песчаники, доломиты, известняки, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, каменная соль и др.); 3 – породы краевого прогиба платформы (кварциты, метаморфизованные кварцевые порфиры, известняки и др.); 4 – метаморфизованные породы складчатого пояса (разнотипные гнейсы и сланцы, амфиболиты, кристаллические известняки, кварциты и др.); 5–6 – интрузии гранитов (5) или габбро, габбро-диоритов, диоритовых порфиров и др. (6); 7 – крупные и более мелкие разломы; 8 – изолинии значений удельного электрического сопротивления, Ом·м; 9 – пункты МТЗ; 10 – аномальные значения параметров, отличающиеся в большую или меньшую сторону от среднего арифметического (горизонтальный пунктир).

Fig. 6. Results of geological structural, geophysical, morphotectonical and hydrogeological studies of the Shertoy – Krestovsky transect's segment.

A – the hierarchy of interblock zones within the four orders of magnitude (boundaries of the zones, which are marked by vertical stripes in different shades of grey, were determined from results of the complex data analysis); *B* – the schematic structural cross-section, and the main morphology units of the profile. In the diagrams – planes of the fault (dark grey) and the system of conjugated joints (light grey), and positions of axes of the principal normal stresses: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension; *B* – along-the-profile changes of density of topography lineaments (*D*), total number of chloride and sulphate ions in underground water (*H*), radon activity (*Q*), number of thoron decays (*N*), potential of the natural electric field (*U*), apparent resistivity (ρ_k), and increment of the module of the complete magnetic induction vector (ΔT); *Г* – geoelectrical cross-section according to magnetotelluric sounding data. 1 – alluvial-lacustrine sediments (sand, clay, gravel etc.); 2 – rocks of the upper part of the sedimentary cover of the platform (sandstone, dolomite, limestone, siltstone, carbonaceous shale, rock salt etc.); 3 – rocks of the marginal trough of the platform (quartzite, metamorphosed quartz porphyrite, limestone etc.); 4 – metamorphosed rocks of the folded belt (gneiss and schist of various types, amphibolite, crystalline limestone, quartzite, etc.); 5–6 – intrusions of granite (5) or gabbro, gabbro-diorite, diorite porphyry etc. (6); 7 – large and smaller faults; 8 – isoline of resistivity, ohm·m; 9 – MT sites; 10 – anomalous values of the parameters (smaller or larger than the mean arithmetic values, i. e. – horizontal dashed line).

содержание суммы сульфат- и хлор-ионов (*H*) при соответствующем понижении уровня гидрокарбоната-иона (рис. 6, *В*). В отличие от опущенных участков гипсометрически поднятые блоки образуют области питания подземных вод, которые, являясь пресными или ультрапресными (из-за непродолжительного взаимодействия с породой), богаты атмосферным гидрокарбонат-ионом.

Концентрации почвенных радона и торона закономерно изменяются вдоль профиля Шертой – Крестовский, причем их вариации характеризуются определенной аналогией (рис. 6, *В*). Аномалии параметров *Q* и *N* располагаются в юго-восточной части профиля, за исключением приуроченной к интервалу 75–80 км. Они подобны по форме и размеру: аномалия на 40-м км профиля имеет ширину 7 км, на 29-м км профиля – 5 км, на 16-м км профиля – около 14 км. Такое распределение газовых эманаций в целом согласуется с характером нарушенности горных пород разрывами, установленным в ходе геолого-структурных и морфотектонических исследований. В рассматриваемой, наиболее дислоцированной, части профиля двум наиболее широким аномалиям плотности линеаментов *D* соответствуют четыре попарно сближенных участка высоких значений *Q* и *N*, причем положение локальных минимумов в пределах этих участков совпадает с положением крупных сместителей. В отличие от формы

аномалий, их интенсивность в полях радона и торона существенно различается, что, вероятно, обусловлено отличием периодов полураспада радона (3.8 сут) и торона (54.5 с). По радону лучше других выделяется участок, приуроченный к Прихребтовой депрессии, тогда как в поле торона наибольшая интенсивность отмечается в пределах юго-восточной аномалии. Эта аномалия пространственно связана с Приморской региональной межблоковой зоной, неоднородное внутреннее строение которой детально представлено в предыдущем разделе статьи.

Магнитное и электрическое поля были изучены лишь в пределах наиболее нарушенной юго-восточной части профиля Шертой – Крестовский (рис. 6, *В*). Съемка естественного электрического поля способом потенциала выявила три интервала на профиле с отрицательными аномалиями большой амплитуды. По форме и амплитуде они аналогичны, и, с учетом интерпретации, данной в предыдущем разделе для центральной из них (14 км профиля), эти аномалии отражают положение древних крутопадающих разломных зон, активизированных в позднем кайнозое. Согласно данным электропрофилеирования, значительную часть измеренного профиля занимают участки, где кажущееся сопротивление падает до первых десятков Ом·м. Это трудно объяснить исключительно различием электрических свойств минеральной матрицы обнажаю-

щихся горных пород. Низкие значения ρ_k в значительной мере контролируются интенсивным выветриванием и обводненностью горного массива, нарушенного разрывами, как это было показано ранее для Приморской разломной зоны. Геомагнитное поле отражает преимущественно минеральный состав горных пород и слабо зависит от степени нарушения массива. Тем не менее на изученной части профиля участки максимумов и минимумов поля T совпадают с отрезками, где были зафиксированы, соответственно, повышенные и пониженные значения ρ_k . Причина отмеченной корреляции ρ_k и T в настоящий момент остается невыясненной. Однако тот факт, что магнитное поле, наряду с полями распределения параметров ρ_k и U , отчетливо выделяет крупные межблоковые зоны в юго-восточной части сегмента Шертой – Крестовский, не вызывает сомнений.

Глубинное строение региона, судя по результатам мелкомасштабных данных предшествующих магнитотеллурических зондирований [Gornostaev et al., 1970; Gornostaev, 1972, 1979; Pospeev, Mikhalevsky, 1975; Pospeev et al., 1978; Popov, 1987, 1989; Glinsky et al., 1991; Berdichevsky et al., 1999], отличается наличием системы проводящих субгоризонтальных слоев и субвертикальных зон флюидной природы. Наиболее значимая из субвертикальных зон имеет ширину 10–20 км и отождествляется со сбросовой разломной системой западного борта Байкальского рифта, уходящей в верхнюю мантию. Кровля внутрикорового слоя с низким удельным электрическим сопротивлением в пределах рассматриваемого региона, судя по цитируемым публикациям, располагается на глубине примерно 12 км. Согласно более детальным магнитотеллурическим зондированиям, проведенным нами на профиле Шертой – Крестовский (рис. 6, Г), геоэлектрический разрез здесь по характеру распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) делится на две части. Это северо-западный участок, соответствующий Сибирскому кратону, и юго-восточный участок, к которому относятся приграничные платформенные структуры, а также приольхонский фрагмент, представленный древними полихронными метаморфитами (Ольхонская коллизонная зона – по [Fedorovsky, 1997]). Различие этих участков геоэлектрического разреза в большей степени обусловлено не вещественным составом горных пород, а присутствием здесь субвертикальных интенсивно нарушенных и, как следствие, проницаемых для флюидов зон с аномально низким (5–30 Ом·м) сопротивлением. На юго-востоке профиля (интервал 0–40 км) группируется серия таких зон, тогда как на северо-западе выделяется лишь одна подобная зона. Низкие сопротивления рассматриваемых участков и их секущее положение по отношению к выявленным вещественным комплексам (рис. 6, Б) свидетельствуют, что эти зоны сформировались в результате активных тектонических процессов на границах блоков.

В юго-восточной части профиля положение зон отчетливо соотносится с крупнейшими сбросами, нарушающими западное плечо современного рифта (рис. 6, Б, Г). Из трех зон повышенной проводимости наиболее важной в структурном отношении является первая (0–8 км профиля), которая на разрезе выделяется в виде широкой области с сопротивлением ниже 10 Ом·м и, видимо, продолжается на юго-восток под акваторию озера. Положение второй крупной зоны в близповерхностной части совпадает с Прихребтовой депрессией (28–33 км профиля). На геоэлектрическом разрезе она проявляется в виде области аномально низких (до 4–7 Ом·м) сопротивлений, ширина которой существенно увеличивается на удалении ≈ 3 км от поверхности. Третья проводящая зона «просматривается» на глубине в районе измерительных пунктов МТЗ-18 и МТЗ-19 и характеризуется сопротивлением порядка 30 Ом·м. По масштабу и характеру проявления эта зона уступает двум первым, однако ее пространственное совпадение с зоной Приморского сброса и Бугульдейско-Чернорудским грабеном свидетельствует о генетической связи с процессом кайнозойского разломообразования.

Северо-западная часть геоэлектрического разреза отличается преимущественно высокими значениями УЭС, обусловленными составом земной коры в пределах кратонного блока (рис. 6, Г). В отличие от юго-восточной части профиля, здесь отчетливо фиксируется проводящий внутрикоровый слой, причем положение его кровли на разрезе образует волнистую линию, варьируясь по глубине на смежных участках от 12 до 20 км. Это свидетельствует об определенной аналогии с полем УЭС юго-восточной (рифтовой) части профиля, т.е. обусловленности приподнятых участков кровли разломными зонами, а опущенных – сравнительно монолитными блоками. Отличие заключается в меньшей тектонической активности краевого участка платформы, в пределах которого разломные зоны обладают меньшей флюидопроводимостью и лишь сравнительно редко выражаются на геоэлектрическом разрезе широкими зонами низких значений УЭС, как это, например, характерно для баяндаевского участка профиля (70–75 км).

В целом магнитотеллурические зондирования по профилю Шертой – Крестовский впервые позволили детально изучить глубинную структуру области сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского пояса в центральной части Западного Прибайкалья. Ее сложность определяется тесным соседством структурно-вещественных комплексов, отражающих разные этапы активизации древней тектонической границы. В то же время кайнозойская структура территории достаточно отчетливо проявляется в виде системы зон повышенной нарушения субстрата, проницающих до глубин 30 км. На северо-западном фланге профиля (в пределах платформы) такая зона сечет древние пологозалегающие толщи до глубин, на кото-

рых располагается внутрикоровый проводящий слой. Юго-восточный фланг представлен серией нарушенных зон, которые наследуют неоднородности краевого шва, формируя проницаемую структуру западного плеча Байкальского рифта, вследствие чего здесь комплексы пород с высоким сопротивлением (порядка 10^3 – 10^4 Ом·м) имеют сравнительно ограниченное распространение.

Совместная интерпретация геолого-геофизических данных проводилась путем сопоставления пространственного положения и размеров разнотипных аномалий на профиле Шертой – Крестовский. Установлено (рис. 6), что, несмотря на различие в происхождении изученных полей, их аномалии приурочены к одним и тем же участкам. При этом, судя по характеру количественных показателей и структурных особенностей таких участков, они представляют собой межблоковые зоны изучаемого региона. Субстрат зон вследствие нарушения разрывами является высокопроницаемым для флюидов, миграция которых – одна из основных причин, приводящих к возникновению геофизических аномалий. Как правило, зонам соответствуют понижение в рельефе, максимум плотности линеаментов, пики объемной активности радона и количества распадов торона, максимум общей минерализации подземных вод и аномальные условия водообмена, минимум удельного электрического сопротивления, а также – в отдельных случаях – минимумы потенциала естественного электрического поля и модуля полного вектора магнитной индукции. Материалы по изученному сегменту позволяют рассмотреть с тектонофизических позиций иерархические взаимоотношения межблоковых зон с целью характеристики трансрегионального уровня, который представляют такие их разновидности, как разломные системы.

На рис. 6, А–В, каждому рангу межблоковых структур соответствует определенный оттенок серого цвета, причем положение границ зон усреднено по нескольким признакам. Шесть из семи комплексных аномалий располагаются в юго-восточной части профиля Шертой – Крестовский, и только одна находится на северо-западе и приурочена к осевой части Предбайкальского прогиба. Степень проявления шести зон в изученных полях характеризуется определенными качественными и количественными особенностями. Для второй (1_{31}), четвертой (1_{21}) и шестой (1_{11}) зон, считая с юго-востока (рис. 6, А), по сравнению с тремя другими в большинстве случаев свойственны более выраженные положительные аномалии D , H , Q и N . С другой стороны, в рельефе эти зоны проявлены менее отчетливыми впадинами и представлены небольшими разломами разных морфогенетических типов. В отличие от них, первая (1_{32}), третья (1_{22}) и пятая (1_{12}) зоны образуются крупными наклоненными на юго-восток сбросами (Прихребтовый, Приморский и Морской), перемещения по которым привели к формированию глубоких грабенов.

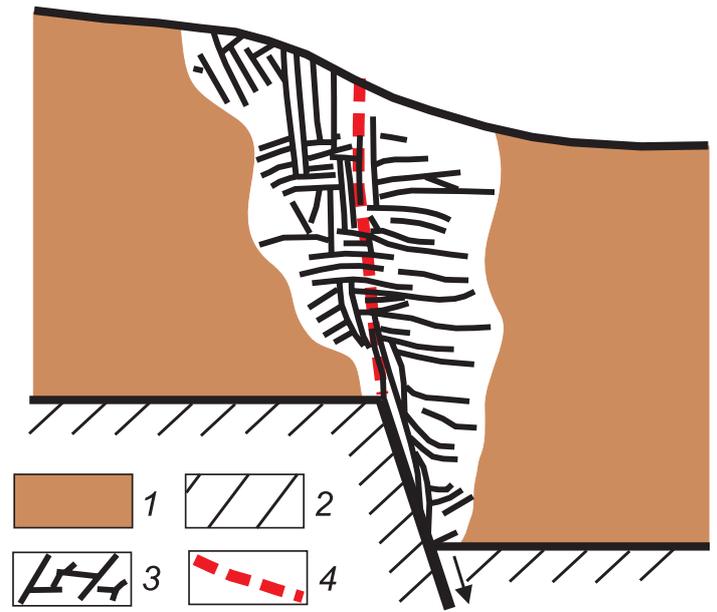


Рис. 7. Зона сбросового разлома, образовавшаяся в физическом эксперименте [Bokun, 1985].

1 – ненарушенные части модели из глинистой пасты; 2 – штампы экспериментальной установки (стрелкой показано направление смещения подвижного штампа); 3 – разрывы 2-го порядка, составляющие внутреннюю структуру сбросовой зоны; 4 – поверхность формирующегося сбросового сместителя (1-го порядка).

Fig. 7. The normal fault zone that occurred in the physical experiment [Bokun, 1985].

1 – undisturbed parts of the clay model; 2 – walls of the experimental module (the arrow shows the direction of displacement of the movable wall); 3 – fractures of the 2nd order comprising the internal structure of the normal fault zone; 4 – the surface of the emerging normal fault plane (1st order).

Это свидетельствует о том, что зоны 1_{32} , 1_{22} и 1_{12} представлены глубинными, а три другие (1_{31} , 1_{21} и 1_{11}) – близповерхностными дизъюнктивными структурами. Зоны образуют структурные пары, причем те из них, которые наиболее отчетливо выражены во всех изученных полях (1_{22} - 1_{21} и 1_{12} - 1_{11}), расположены настолько близко друг к другу, что две аномалии на некоторых графиках объединяются в одну с двумя близко расположенными экстремумами. Описанные выше признаки свидетельствуют, что каждая из выделенных пар представляет крупную разломную зону сбросового типа, строение которой не раз воспроизводилось в тектонофизических экспериментах на упругопластичных моделях [Sherman et al., 1983; Bokun, 1985; Grigoriev et al., 1987] (рис. 7). Такие зоны расширяются снизу вверх и на поверхности по особенностям внутреннего строения делятся на две подзоны. Главным структурным элементом первой из них (фронтальной) является крупный сброс магистрального типа, тогда как вторая (тыловая) выражена системой сравнительно небольших продольных сбросов и косоориентированных к

ним право- и левосторонних сдвигов. На ранних этапах разломообразования в приповерхностной части деформируемого объема подзоны отделены друг от друга практически ненарушенным участком, который обычно исчезает по мере развития процесса. Глубинное строение рассматриваемой половины профиля Шертой – Крестовский также не противоречит представленной модели (см. рис. 6, Г). Зоны трех крупных сбросов на геоэлектрическом разрезе выделяются областями с очень низким (4–30 Ом·м) сопротивлением вследствие обводнения интенсивно нарушенных участков земной коры. Две из трех пар межблоковых зон, объединяющихся по данным малоглубинных методов ($1_{32}-1_{31}$ и $1_{12}-1_{11}$), выделяются в виде широких полос минимальных удельных сопротивлений. В отличие от них Приморская зона (участки $1_{22}-1_{21}$) маркируется у поверхности лишь небольшим минимумом под Приморским сбросом, однако на глубинах 12–30 км ей может соответствовать полосовидный в разрезе участок низких сопротивлений, выполаживающийся в юго-восточном направлении.

Таким образом, в юго-восточной части профиля Шертой – Крестовский выделяются три межблоковые структуры регионального уровня, которые в тектоно-физическом отношении представляют классические примеры крупных разломных зон. Ключевую роль в их строении играют зоны главных рифтообразующих сбросов – Прихребтового, Морского и Приморского, закономерности проявления последнего из которых в разнотипных геолого-геофизических полях были детально рассмотрены в предыдущем разделе статьи. Эти круто наклоненные разрывные структуры приурочены к полосам распространения древних тектонитов и, уходя на глубину, пересекают палеозойские надвиги (≈ 30 км профиля), положение которых оказалось менее благоприятным для активизации при рифтообразовании в кайнозое. В тылу каждого из трех глубинных дизъюнктивов имеют место близповерхностные, но соизмеримые по мощности зоны растяжения. Деструкция земной коры в их пределах происходит менее интенсивно за счет активизации древней сети сопряженных меридиональных и широтных сдвигов, а также сравнительно небольших северо-восточных сбросов. Возможно, на глубине тыловые зоны не сочленяются с главными дизъюнктивами, но в любом случае они отражают внутреннее строение трех региональных межблоковых структур разломного типа – Морской, Приморской и Прихребтовой.

На следующем трансрегиональном уровне иерархии логично объединить три рассмотренные разломные зоны в единую межблоковую структуру, охватывающую всю юго-восточную (0–45 км) половину профиля Шертой – Крестовский (см. рис. 6, А). Основанием для такого объединения является то, что участки, занимаемые здесь межблоковыми зонами, по размерам превалируют над участками, которым соответствуют менее нарушенные блоки, представленные Приоль-

хонской краевой ступенью и Приморским глыбовым поднятием (см. рис. 6, Б). Согласно данным геолого-геофизических методов, эта закономерность в наибольшей степени проявлена в приповерхностной части земной коры (см. рис. 6, В), но может быть свойственна и более глубоким горизонтам коры (см. рис. 6, Г). Кроме данного критерия, основанного на результатах анализа комплекса геофизических съемок, объективность отнесения юго-восточной части профиля к крупной (трансрегиональной) межблоковой структуре подтверждается единством ее внутреннего строения. В пределах зоны отчетливо проявлена закономерность локализации деформаций, выраженная в виде тенденции уменьшения расстояния между одноранговыми зонами регионального уровня с северо-запада на юго-восток, что свидетельствует о характерном возрастании интенсивности нарушения субстрата от периферии к главной поверхности сбросовых смещений (Морской разлом). При этом три зоны регионального уровня имеют близкую пространственную ориентировку, характеризуются сбросовым типом перемещений и, как следствие, – общими чертами внутреннего строения. Кроме того, Приморский и Морской разломы, сочленяясь у п. Бугульдейка, образуют связную разрывную сеть. Перечисленные признаки позволяют, согласно [Gibbs, 1990; Park, 1997], отнести всю юго-восточную половину профиля к Обручевской разломной системе растяжения (extensional fault system). По сравнению с представлениями предшественников [Mats, 1993], объединивших ранее Морской и Приморский сбросы в единую систему, ее поперечный размер увеличился почти в два раза.

Обручевская межблоковая зона – разломная система растяжения – занимает соответствующее место в иерархии зонно-блокового строения литосферы Западного Прибайкалья (см. рис. 6, А). С одной стороны, она состоит из трех региональных разломных зон (Прихребтовая, Приморская и Морская), а с другой – образует северо-западное плечо Байкальского рифта как представителя межблоковых структур глобального уровня. В рамках трансрегионального уровня Обручевская разломная система контактирует с крупным слабонарушенным блоком, другой границей которого является Предбайкальская межблоковая зона, причем два последних структурных элемента относятся к платформе.

4.3.2. Сегмент Западный берег – Восточный берег

Профиль пересекает центральную часть акватории оз. Байкал и, как следствие, отличается от других сегментов трансекта малой протяженностью и ограниченным количеством методов исследования, реализованных в его пределах авторами статьи. Вместе с тем реализованные виды работ (изучение зоны Морского разлома на подводном склоне с борта глубоководного обитаемого аппарата (ГОО) «Мир-2», МТЗ со льда

озера со средним шагом между пунктами измерений ≈ 3 км) отличаются новизной и оригинальностью, а их результаты в совокупности с данными предшественников позволяют получить важную информацию о проявлении межблоковых зон в пределах этой труднодоступной для исследования территории.

Известные батиметрические данные и материалы многоканального сейсмопрофилирования [Hutchinson et al., 1992; Scholz et al., 1993; Levi et al., 1995; Kaz'min et al., 1995; Moore et al., 1997; ten Brink, Taylor, 2002] свидетельствуют о достаточно простом в целом строении Байкальской впадины, соответствующем в окрестностях изучаемого профиля крупному грабену. При некоторой асимметрии впадина в целом отличается наличием крутых бортов, которые представлены зонами региональных разломов. Интенсивные позднекайнозойские перемещения по этим разломам, происходящие в условиях растяжения земной коры, частично скомпенсированы процессом формирования байкальских осадков, мощность которых в районе трансекта составляет примерно 7 км [Ten Brink, Taylor, 2002]. Поверхность осадков по сравнению с бортовыми зонами имеет слаборасчлененный рельеф, обусловленный небольшими (у поверхности) подвижками по разломам, схемы которых составлялись разными исследователями на основе главным образом интерпретации данных многоканального сейсмопрофилирования (например [Levi et al., 1997b]). Преобладание широтных, меридиональных, северо-западных и северо-восточных нарушений сбросового и сдвигового типов свидетельствует о подобию разрывных сетей, формирующихся в пределах береговой и подводной территорий под действием растяжения земной коры в направлении СЗ–ЮВ [Seminsky, 2003].

Несмотря на существенно менее контрастное в сравнении с бортовыми частями проявление разрывов в рельефе дна Байкальской впадины, признаком интенсивных современных смещений по разломам в окрестностях трансекта является высокая сейсмичность с очагами на глубинах 10–22 км [Suvorov, Tubanov, 2008; Tat'kov, 2009]. При этом эпицентры землетрясений с $K \geq 7$, произошедших в районе исследований в 2000–2005 гг., сосредоточены в пределах трех полос северо-восточного простирания, характеризующихся сдвигосбросовыми и раздвиговыми деформациями. Северо-западная полоса (рис. 8, А) может быть связана с перемещениями на сейсмогенных глубинах блоков по сегментам Морского разлома – главного сместителя Обручевской системы, поверхность которого наклонена на юго-восток. Вторая из полос также находится в границах акватории озера, пространственно тяготеет к осевой части Байкальского рифта (рис. 8, А). Третья полоса повышенной концентрации эпицентров землетрясений располагается главным образом в береговой части и на юго-западе ассоциируется с Дельтовой разломной зоной, которая составляющим элементом входит в Черско-Баргузинскую разломную систему на восточ-

ном плече рифта. Несмотря на то, что по ширине и количеству землетрясений с $K \geq 7$ центральная полоса доминирует над бортовыми, ранг обуславливающей ее появления межблоковой зоны не может быть выше регионального. В этом статусе она нарушает опущенный блок Байкальской впадины, который вместе с Обручевской и Черско-Баргузинской системами представляет трансрегиональный уровень в зонно-блоковой структуре региона.

Таким образом, наиболее значимой структурой, входящей в состав межблоковой зоны трансрегионального уровня и пересеченной профилем Западный берег – Восточный берег, является Морской сброс, так как в его зоне происходит большая часть вертикальных смещений, реализующихся в пределах Обручевской разломной системы. Протягиваясь вдоль побережья Приольхонья и о. Ольхон, он в настоящее время скрыт под водами оз. Байкал и вследствие этого может быть изучен только посредством привлечения геофизических и глубоководных методов исследования. Авторы работы [San'kov et al., 2009] связывают с этим разломом максимум современных горизонтальных деформаций растяжения вкост Байкальской впадины, рассчитанных по данным GPS-геодезии.

Основным источником представленных ниже сведений о близповерхностном строении зоны Морского сброса являются структурно-геологические материалы нескольких погружений в районах Приольхонья (падь Бегул – мыс Бирхин) и о. Ольхон (мыс Ижимей) в 1990–1991 гг. ГОА «Пайсис», которые были обработаны и опубликованы их участниками А.А. Бухаровым и В.А. Фиалковым [Bukharov, Fialkov, 1996]. Они иллюстрируются на рис. 9, составленном одним из авторов статьи по результатам погружения на ГОА «МИР-2», проведенного в рамках проекта «МИРы на Байкале» (2008–2010 гг.) в районе пр. Ольхонские Ворота с целью исследования внутреннего строения зоны Морского сброса (рис. 9, В).

Подводный материковый склон вследствие присутствия активной сбросовой зоны характеризуется значительной крутизной: между пологой прибрежной отмелью и глубоководной равниной, находящимися примерно в 1 км друг от друга, глубина изменяется практически на километр. Как следствие, склон подвержен интенсивному эрозионно-тектоническому разрушению, формирующему ступенчато-глыбовый рельеф. Эрозия склона проявляется в виде подводных обвалов, осыпей и оползней, которые распространены в большей степени, чем это характерно для аналогичных ситуаций на береговой территории Западного Прибайкалья. Несмотря на наличие многочисленных разноранговых и разноориентированных уступов, трогов, рвов, поднятых и опущенных блоков, в качестве доминирующих выделяются северо-западные гряды и трюги, а также уступы северо-восточного простирания, которые у подножия часто осложнены достаточно глубокими рвами (рис. 9, В).

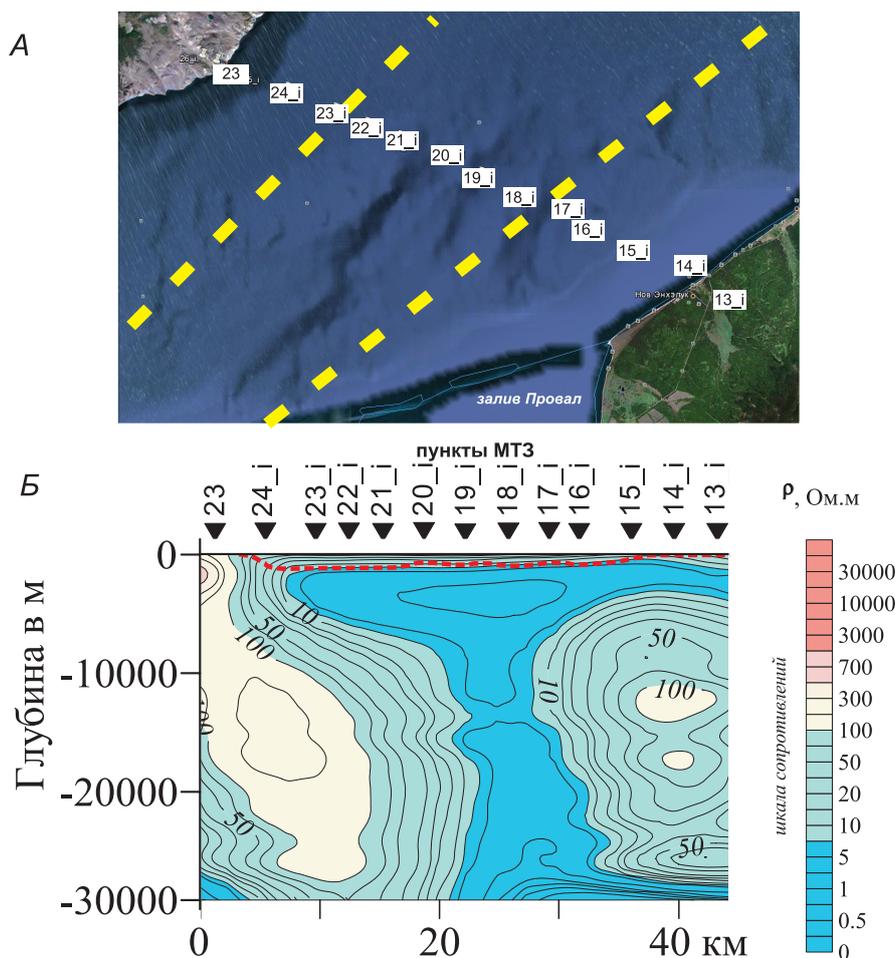


Рис. 8. Положение пунктов измерения на льду оз. Байкал (А) и геоэлектрический разрез (Б), построенный по данным магнитотеллурических зондирований для сегмента трансекта Западный берег – Восточный берег.

Желтый пунктир – положение осей двух полос высокой плотности эпицентров землетрясений, согласно [Suvorov, Tubanov, 2008].

Fig. 8. Locations of measurements sites on ice of Lake Baikal (A), and the geoelectric profile (B) constructed according to magnetotelluric sounding data on the Western shore – Eastern shore transect's segment.

The yellow dashed line shows positions of axes of two bands of the high density of earthquakes epicentres according to [Suvorov, Tubanov, 2008].

Эти геоморфологические элементы подводного склона формируются в результате активных перемещений по системе разрывов, определяющих внутреннюю структуру зоны Морского разлома. Среди них преобладают разноранговые сбросы, которые, обнажаясь в бортах рвов и трогов (рис. 9, Г), образуют ступенчатый выполаживающийся с глубиной поперечный профиль (рис. 9, Б). Выделяются два наиболее крупных продольных сместителя, зафиксированных по структурным и геоморфологическим признакам на всех участках погружения на глубинах 350–450 и 650–700 м. В пределах отмеченных интервалов отмечаются выходы подземных вод, субвертикальные штрихи скольжения, а также высокая степень выветривания древних пород, которые при попытке отбора образца манипулятором аппарата «МИР-2» обычно рассыпаются до дресвы. Это свидетельствует, с одной сторо-

ны, об открытости разломов, а с другой – о наследовании позднекайнозойскими сбросами зон более древних нарушений, существовавших на рассматриваемой территории в период интенсивного формирования латерит-каолиновой коры выветривания.

Еще одной крупной продольной структурой в зоне Морского сброса является флексуобразный перегиб на переходе от склона к глубоководной равнине, который, вероятно, представляет собой главную плоскость вертикальных перемещений, осуществляющихся в настоящее время. Сместитель недоступен для непосредственных структурных наблюдений, так как перекрыт слоем современных осадков, однако в ряде мест были зафиксированы специфические сейсмогенные структуры (сочетание рвов и валов), свидетельствующие о недавних импульсных подвижках по его поверхности. Что касается проявления в толще рых-

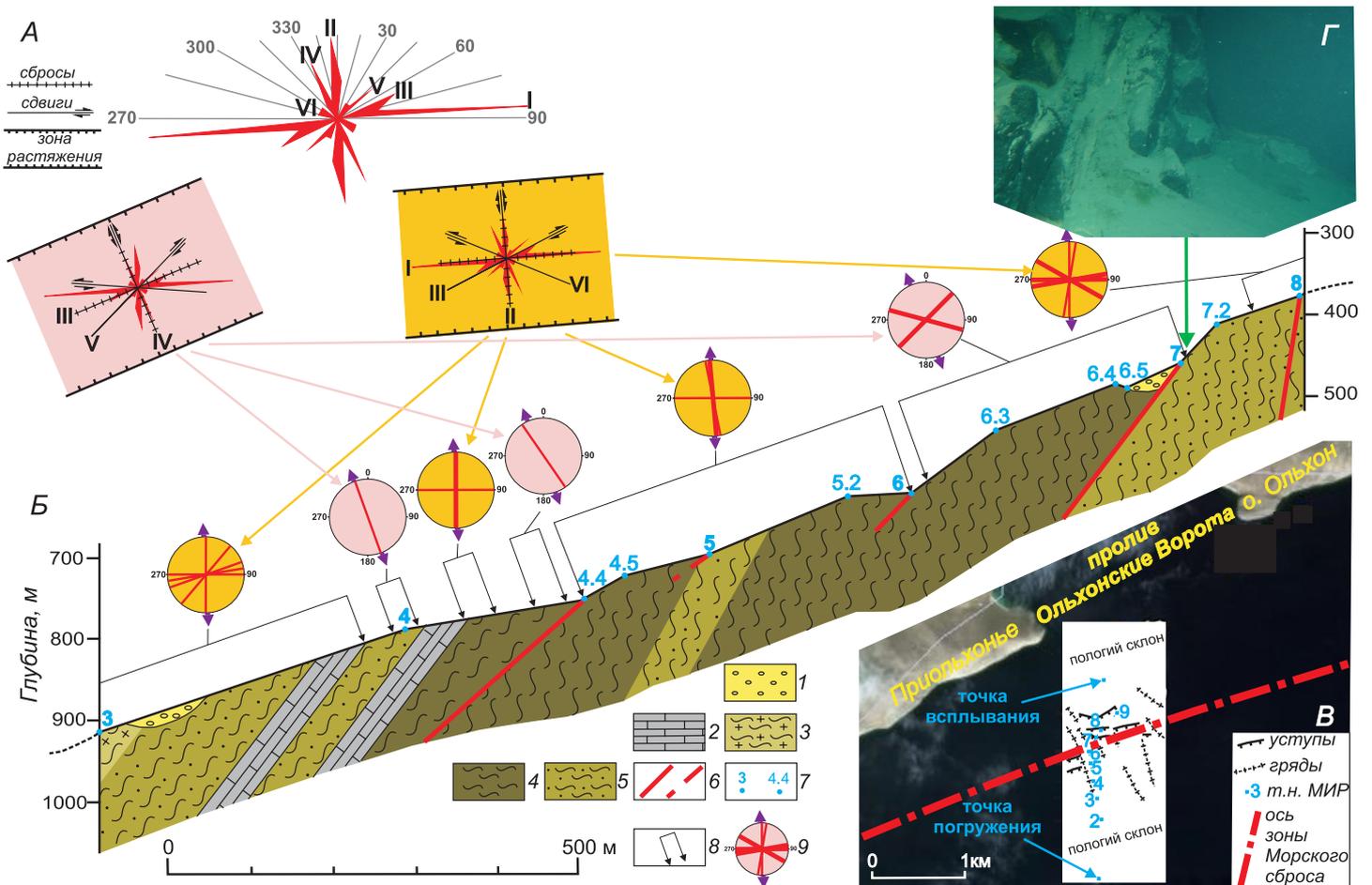


Рис. 9. Результаты подводных структурно-геологических исследований по профилю, пересекающему сместитель Морского сброса в районе пролива Ольхонские Ворота.

А – роза-диаграмма зафиксированных на подводном склоне разломов и трещин, пять основных систем которых образуют парагенезисы двух зон растяжения северо-восточной и широтной ориентировок (полный набор разрывных систем зоны растяжения приведен согласно [Seminsky, 2003; Seminsky, Cheremnykh, 2011]); Б – схематичный геолого-структурный разрез по маршруту ГОА «Мир-2» с отраженными на круговых диаграммах результатами парагенетического анализа разрывов: 1 – глинистые и илистые осадки с глыбами скальных пород; 2 – мраморы; 3 – мигматиты; 4 – гранитогнейсы; 5 – выветрелые гранитогнейсы; 6 – зафиксированные и предполагаемые разломы; 7 – номера точек наблюдения; 8 – границы участка измерений разрывов, представленных на одной диаграмме; 9 – круговые диаграммы простираний разломов (жирные линии) и крупных трещин (тонкие линии), формирующихся, согласно данным парагенетического анализа, при растяжении (фиолетовые стрелки); В – схема расположения уступов, гряд и точек наблюдения на подводном склоне в пределах участка исследований; Г – фотография одного из продольных сбросов зоны Морского разлома, сформировавших уступ на подводном склоне.

Fig. 9. Results of underwater structural geophysical studies along the profile across the Morsky fault plane near the Olkhon Gate Strait.

А – the rose diagram of faults and fractures recorded at the underwater slope; these five main systems comprise two extension zones oriented in the north-eastern and latitudinal directions (a complete set of the fault systems of this extension zone is described in [Seminsky, 2003; Seminsky, Cheremnykh, 2011]); Б – the schematic structural geological cross-section along the route of Mir-2 submarines, and circle diagrams showing results of the paragenetic analysis of faults: 1 – clayey and silty sediments with rocky lumps; 2 – marble; 3 – migmatite; 4 – granite-gneiss; 5 – weathered granite-gneiss; 6 – recorded and assumed faults; 7 – numbers of observation sites; 8 – boundaries of sites wherein faults were measured and then shown in one diagram; 9 – circle diagrams of strikes of faults (thick lines) and large joints (thin lines) which occur due to extension (purple arrows), according to the paragenetic analysis of the data; В – the scheme showing positions of benches, ledges, and observation sites at the underwater slope within the area under study; Г – the photo shows a longitudinal normal fault in the Morsky fault zone; a set of such faults comprises a bench at the underground slope.

лых отложений отдельных разломов, составляющих крупные зоны подобного типа, то они могут быть аналогичны изученным в керне скважины ВДР-96, которая была пройдена на склоне подводного Академического хребта. Участок глубоководного бурения располагался на продолжении в акваторию озера Приморской сбросовой зоны, один из сместителей которой был пересечен стволом скважины. Согласно результатам наших исследований [Seminsky et al., 2001], в керне зафиксированы разноранговые разрывы, слабо выраженные по сравнению с проявлениями аналогичных нарушений в более литифицированной породе. В пластичном осадке даже активные трещины имеют латентный вид, а пассивные и вовсе ассимилируют в течение непродолжительного времени (рис. 10, в–л). Наиболее нарушенный участок разреза (180–500 м) представляет наклонную разрывную зону (главный максимум на рис. 10, а, построенном по большому интервалу вычисления плотности разрывов), которая состоит из серии аналогичных зон 2-го порядка (пронумерованные максимумы на рис. 10, б, построенном с меньшим почти на порядок интервалом вычисления плотности разрывов). Внутренняя структура последних (рис. 10, и) на периферии представлена в основном трещинами отрыва, а в приосевой части – трещинами скола, которые ориентированы в соответствии с известными для зон скалывания закономерностями, свидетельствующими в данном случае о сбросовых перемещениях (рис. 10, м). Судя по слабой дислоцированности осадка, воздействие тектонических сил в данном случае было не настолько интенсивным и продолжительным, чтобы привести к возникновению единого, сравнительно крупного разломного сместителя. Следовательно, строение этого разлома в осадочной толще соответствует ранней дизъюнктивной стадии.

Важной особенностью извилистой в плане зоны Морского сброса является осложнение ее внутреннего строения в местах резкого изменения простирания, как это, например, было установлено при изучении подводного склона в районе пр. Ольхонские Ворота. Здесь разлом меняет ориентировку от северо-восточной до субширотной, что проявляется в виде наложения сбросовых парагенезисов, соответствующих каждому из этих направлений зоны растяжения (см. рис. 9, А–В). Роза-диаграмма, построенная по результатам замеров простираний разломов и крупных трещин вдоль маршрута ГОА «МИР-2», позволяет выделить шесть значимых направлений разрывов, которые можно, основываясь на эталонном парагенезисе структур 2-го порядка в зонах растяжения [Seminsky, 2003; Seminsky, Cheremnykh, 2011], разделить на две группы (см. рис. 9, А). Доминирование совокупности разрывов субширотной зоны растяжения (системы I–II–III–VI) над северо-восточной (системы III–IV–V) не является однозначным свидетельством существования здесь регионально значимой обстановки меридионального растяжения. Согласно с частью сбросовых разломов суб-

широтное залегание пород в районе исследования, скорее всего, свидетельствует о пассивном изменении первичной северо-восточной ориентации структур, которое обусловлено вращением по часовой стрелке о. Ольхон и северо-восточной части Приольхонья как единого блока в результате неравномерного растяжения коры в ходе образования рифта [Seminsky, 1994].

Дополнительной структурной особенностью рассматриваемого участка подводных исследований, установленной ранее для сухопутной территории [Logachev, 1994; Seminsky, 1994], является широкое развитие поперечных разрывов (см. рис. 9, А–Б), представляющих борта субмеридиональных и северо-западных гряд и трогов. Это, наряду с нескомпенсированностью литогенетическими процессами и локализованностью деформаций в узкой полосе материкового склона, свидетельствует о высокой интенсивности растяжения в зоне Морского сброса, превышающей масштабы аналогичного процесса, характерного для других рифтообразующих дизъюнктивов Центрального Прибайкалья. Судя по материалам погружений на подводном аппарате «Пайсис» [Bukharov, Fialkov, 1996], отмеченное выше относится и к разломам восточного берега. Известная асимметрия поперечного профиля Байкальского рифта в данном случае выражается в том, что на его восточном плече растяжение реализуется по нескольким дизъюнктивам Дельтовой разломной зоны, которая представляет северо-западную часть Черско-Баргузинской разломной системы (см. рис. 2, Б).

Таким образом, на сегменте трансекта Западный берег – Восточный берег выявлены определенные особенности структурного проявления крупных разрывных зон, представляющих разломные системы западного и восточного плечей рифта. Однако по большому счету они определяются не специфическими условиями локализации в Байкальской впадине, а высокой интенсивностью процесса деструкции. Это отражается в больших амплитудах вертикальных перемещений, сконцентрированных в сравнительно узкой зоне Морского сброса, представляющего Обручевскую разломную систему, а также сейсмичности, наиболее интенсивные проявления которой тяготеют к северо-западной части Черско-Баргузинской системы, а также, собственно, к оси рифта.

Отмеченные особенности близповерхностного строения в полной мере отражаются в глубинной структуре земной коры (см. рис. 8), изученной геофизическими методами непосредственно под оз. Байкал вдоль профиля Западный берег (мыс Крестовский) – Восточный берег (пос. Энхалук). Следует отметить, что геоэлектрические исследования по близким профилям, проложенным в том числе и по льду озера, осуществлялись двумя группами специалистов. Первая из них [Glinsky et al., 1991; Morozova et al., 1998] интерпретировала данные глубинного зондирования становлением электромагнитного поля и метода зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ). В

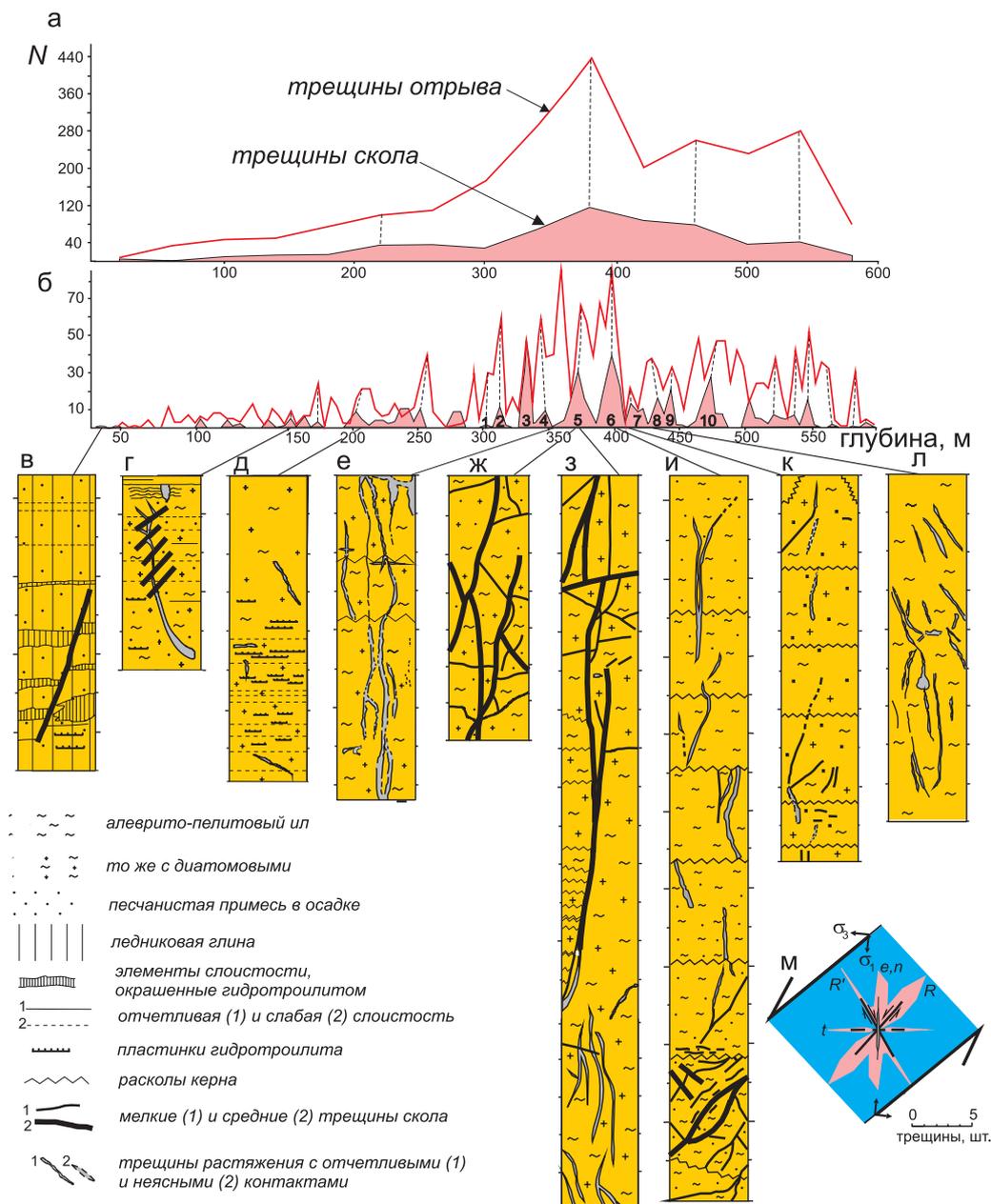


Рис. 10. Результаты исследования разнотипных разрывов в донных осадках оз. Байкал района Академического хребта, полученные по данным документирования керна глубоководной скважины BDP-98.

a–б – графики изменения плотности (N) трещин растяжения и скола (залито розовым цветом) с глубиной (Z), построенные для разных интервалов осреднения: *a* – 40 м; *б* – 5 м (пунктир – совпадающие максимумы плотности трещин скола и отрыва); *в–л* – примеры характерных структурных ситуаций в керне на основе первичной документации, выполненной Е.Б. Карабановым, А.Н. Гвоздковым, К. Накамурой и А.А. Прокопенко (расстояние между рисками на вертикальной шкале – 5 см); *м* – интерпретация (разрез) структуры в наиболее нарушенном трещинами участке керна “и”: системы трещин в керне, выявленные по розе-диаграмме (розовый цвет), соответствуют разрывам 2-го порядка (R -, R' -, n -, t -, e -типов) в зоне скальвания (синий цвет) сбросового типа (стрелки – направление движения висячего и лежащего крыльев), образовавшейся в поле напряжений с горизонтальным положением оси растяжения и вертикальным – оси сжатия.

Fig. 10. Results of the studies of different types of fractures in the bottom sediments of Lake Baikal in the area of the Akademichsky ridge, according to data from core sampling of deep-water well BDP-98.

a–б – curves showing changes of density (N) of extension joints and shear fractures (filled in pink) with depth (Z). The curves are constructed for different averaging intervals: *a* – 40 m; *б* – 5 m (the dotted line shows similar maximum values of density of shear fractures and separation joints); *в–л* – examples of typical structural patterns in the core samples on the basis of data from original documents issued by E.B. Karabanov, A.N. Gvozdkov, K. Nakamura and A.A. Prokopenko (5 cm distance between reference points at the vertical scale); *м* – interpretation (cross-section) of the structural pattern of the core's segment (“и”) which is most disturbed by fractures: the systems of fractures in the core which are identified from the rose diagram (pink) correspond to joints of the 2nd order (R -, R' -, n -, t -, e -types) in the shear zone (blue) of normal type (arrows show movement directions of the hanging wall and the foot wall); this zone occurred in the stress field which extension axis is horizontal and the compression axis is vertical.

районе восточного окончания профиля на глубинах 10–12 км ими были выделены фрагменты проводящего слоя с удельным сопротивлением в первые десятки Ом·м, а также серия субвертикальных разломов, с которыми совпадают зоны шириной 2–4 км с высокой проводимостью геологического субстрата (сопротивление – 10–55 Ом·м). По профилю до глубин 10 км был реконструирован неоднородный в геоэлектрическом отношении разрез с сопротивлением 200–300 Ом·м в верхней части и УЭС ≈ 2000 Ом·м – в нижней. Вторая группа специалистов [Moroz Yu.F., Moroz T.A., 2012] использовала данные МТЗ с 14 пунктами, 5 из которых принадлежали собственно акватории озера, и реконструировала горизонтально-слоистый в целом геоэлектрический разрез до глубин 400 км.

Проведенные нами магнитотеллурические зондирования в плане детальности профилирования (12 пунктов в акватории) занимают по отношению к предшествовавшим работам промежуточное положение. Они не претендуют на детализацию геоэлектрического разреза под оз. Байкал, свойственную построениям исследователей из первой группы. Напротив, генерализация измеренных величин позволила выявить главные особенности поля УЭС для рассматриваемого участка земной коры, причем они в существенной мере дополняют закономерности, выявленные специалистами из второй группы. Так, геоэлектрический разрез впадины, представленный на рис. 8, Б, свидетельствует в целом о крайне низких сопротивлениях изучаемого участка земной коры, которые в направлении от прибрежных районов к оси впадины уменьшаются от 100–150 до 0.5 Ом·м. Исключение составляет верхний, ограниченный на рисунке красным пунктиром, тонкий слой с сопротивлением 100–300 Ом·м, который можно отождествить с пресными водами оз. Байкал. Особое значение имеет осевая (в разрезе) часть низкоомной аномалии, которая в первом приближении состоит из двух основных сегментов. Один из них располагается сразу под водой и имеет форму горизонтально вытянутой линзы мощностью примерно 7 км. Второй сегмент представляет низкоомную зону шириной 7–10 км, которая наклонена на юго-восток под углом $\approx 75^\circ$ и присоединяется к горизонтальной линзе у ее основания. Параметры низкоомной аномалии, высокая нарушенность субстрата и условия растяжения земной коры позволяют предположить, что происхождение низких сопротивлений связано, во-первых, с телом байкальских осадков (субгоризонтальный сегмент) и, во-вторых, с флюидизированной зоной (субвертикальный сегмент), причем, согласно известным предположениям [Pinneker et al., 1998; Berdichevsky et al., 1999; Golubev, 2007], в этой зоне может происходить миграция как поверхностных, так и глубинных потоков.

Объединяя структурные и электроразведочные данные, полученные по профилю Западный берег – Восточный берег, необходимо отметить, что, несмотря на специфические условия деструкции, особенности зон-

но-блокового строения земной коры в районе котловины оз. Байкал проявляются достаточно отчетливо. Наиболее интенсивно процесс протекает в межблоковых структурах, которые являются ближними к оси рифта региональными зонами – Морской и Дельтовой, принадлежащими, соответственно, к Обручевской и Черско-Баргузинской разломным системам. Морская зона выделяется локализованностью сбросовых перемещений, которая проявляется в контрастности подводного рельефа, а также формировании густой сети разноранговых разрывов в скальных породах и слабоцементированных осадках. В Дельтовой межблоковой зоне эти характеристики существенно ниже вследствие рассредоточенности процесса деструкции на восточном плече рифта, развитие которого на современном этапе отличается сравнительно высокой сейсмической активностью. Главным элементом трансрегионального уровня, занимающим большую часть изученного профиля, является блок Байкальской впадины, опущенный в результате активных перемещений по Обручевской и Черско-Баргузинской разломным системам. Его центральную часть нарушает межблоковая зона, которая по размерам относится к региональному рангу, а по некоторым показателям современной активности соизмерима со смежными зонами плечей рифта – Морской и Дельтовой или превосходит их. При небольшом наклоне на юго-восток и ширине 7–10 км зона контролирует большинство землетрясений в регионе с $K \geq 7$ и, судя по низким величинам удельных электрических сопротивлений, характеризуется высокой флюидонасыщенностью. Учитывая эти особенности в совокупности с раздвиговым характером деформации [Suvorov, Tubanov, 2008; Tat'kov, 2009] и сравнительно слабой выраженностью зоны на поверхности осадков дна оз. Байкал, следует предположить, что при одновременной реализации в ее пределах отрыва и скалывания первый механизм (особенно при наличии давления флюидов) играет главную роль в структурообразовании.

4.3.3. Сегмент Кудара – Тарбагатай

В основу выделения межблоковых зон трансрегионального уровня на данном участке трансекта положены результаты полного комплекса исследований, включая геолого-структурные и морфотектонические наблюдения, электроразведку методами ЕП, СЭП и МТЗ, магниторазведку, радон-тороновую съемку и гидрогеохимическое опробование водопроявлений. На рис. 3 представлены вариации параметров, измеренных в поле, а на рис. 11 – кривые, построенные по выборке данных с шагом, соответствующим выбранному масштабу исследования разломных систем.

Как видно из геологического разреза (рис. 11, Б) профиль Кудара – Тарбагатай проходит в пределах Центрально-Азиатского пояса и охватывает область распространения интрузивных образований протеро-

зоя и палеозоя, а также (в северо-западной части) – метаморфических пород докембрия. В мезокайнозойское время на этом геологическом субстрате образовались впадины за счет вертикальных перемещений по разломам, главными из которых являются Дельтовый, Бортовой (Хамар-Дабанский), Джиды-Удинский и др. В итоге сформировался рельеф с чередованием в направлении СЗ-ЮВ отрицательных и положительных форм: Усть-Селенгинская впадина, Фофановская кристаллическая перемычка, Селенгино-Итанцинская впадина, поднятие хребта Хамар-Дабан, Иволгино-Удинская впадина и поднятие Ганзуринского хребта. Впадинам, а особенно их прибортовым участкам, соответствуют максимумы плотности линеаментов рельефа (рис. 11, В), отражающие контрастные перемещения в пределах крупных разломных зон.

Тектонофизические реконструкции, осуществленные в итоге полевых наблюдений за разломами и трещинами, подтвердили известные для региона особенности формирования его структуры на последнем этапе тектогенеза, приведшем к формированию Байкальского рифта. В обстановке доминирующего растяжения земной коры в направлении СЗ-ЮВ произошли перемещения по крупным сбросам, поверхности которых наклонены главным образом по направлению к оси рифта. Исключение составляет зона регионального Джиды-Удинского разлома, характеризующегося падением в противоположную сторону. Руководствуясь важностью исследования этого дизъюнктива в плане принятия решения о принадлежности рассматриваемого участка земной коры к Байкальскому рифту, результаты тектонофизического анализа для соответствующего отрезка трансекта приведем ниже несколько подробнее, чем это было сделано для других разломных зон аналогичного ранга. В зоне Джиды-Удинского разлома было изучено 13 выходов разновозрастных горных пород, в пределах которых основу геологических наблюдений составлял массовый замер элементов залегания трещин и мелких разломов. Эти данные были обработаны при помощи авторской разновидности структурно-парагенетического анализа [Seminsky, 2003; Seminsky, Burzunova, 2007; Seminsky, Cheremnykh, 2011], которая, кроме реконструкции в отдельных точках локальных полей напряжений, позволяет провести их поранговый анализ и определить разновидности региональных динамических обстановок, внесших наибольший вклад в формирование внутренней структуры разломной зоны. Не останавливаясь на деталях анализа, подробно описанных в цитированных публикациях, необходимо отметить, что в итоге его проведения было выявлено три главных типа динамических обстановок формирования Джиды-Витимской разломной зоны (рис. 12). Это сжатие (12 %), левый сдвиг (8 %), а также растяжение, которое делится на три разновидности, связанные с формированием северо-восточных (33 %), восток-северо-восточных (33 %) и субширотных (14 %) сегментов Джиды-

Удинского разлома. Подобные обстановки, согласно данным предшествовавших исследований полей напряжений [Logachev, 1994; Seminsky, 1994, 2003, 2009; Petit et al., 1996; Levi et al., 1997a; Delvaux et al., 1997], доминируют в центральной части Байкальского рифта и связываются с раннепалеозойским (сжатие), раннекайнозойским (сдвиг) и позднекайнозойским (растяжение) этапами развития земной коры Прибайкалья. Кроме того, это соответствует реконструкциям позднекайнозойского полеонапряженного состояния, выполненными впервые для Хамбинского, Темникского, Тугнуй-Кондинского и Боргой-Большеречинского разломов в работе [San'kov et al., 2003]. Таким образом, тектонофизические данные не противоречат решению об отнесении изученного участка земной коры к Байкальскому рифту.

Данные опробования источников подземных вод подтверждают результаты гидрогеологических исследований, полученные для сегмента Шертой – Крестовский и, в первую очередь, – о связи анионного состава с рельефом. Так, областями питания поверхностных вод являются поднятые участки рельефа, а разгрузки – располагающиеся между ними линейно вытянутые депрессии. Однако на рассматриваемом участке в пределах разломных зон состав вод более интенсивно, чем это было характерно для западного плеча Байкальского рифта, меняется за счет глубинной составляющей, переходя в класс минерализованных, а зачастую и термальных (источники в районе п. Энхалук, п. Горячинск и др.). Положение терм, в первом приближении коррелирующее с распределением эпицентров землетрясений, определяется степенью современной тектонической активности, которая в этом отношении выше на рассматриваемом сегменте трансекта по сравнению с северо-западным.

Геофизические поля, согласно графикам изменения их параметров (см. рис. 3, 11, В), интенсивно варьируются вдоль профиля. При этом на фоне малоамплитудных колебаний значений каждого из показателей прослеживаются отчетливые тенденции изменений изученных полей, которые отражают неоднородное строение земной коры в трансрегиональном масштабе. Характерно то, что эти тенденции подобны, с одной стороны, для полей электромагнитной (см. рис. 11, Г, рис. 11, В: параметры ρ_k, U и T), а с другой – эманационной (рис. 11, В: параметры Q и N) природы. В полях первой группы отчетливая неоднородность выделается в центральной части изученного профиля (45–65 км), которой в рельефе земной поверхности соответствует хр. Хамар-Дабан. В магнитном поле и поле удельного электрического сопротивления (в т.ч. – до глубины 30 км) она выражена максимумами, а в поле потенциала ЕП – минимумом, причем два последних параметра на данном участке характеризуются экстремальными значениями.

Для второй группы полей часть профиля, располагающаяся северо-западнее хр. Хамар-Дабан, не являет-

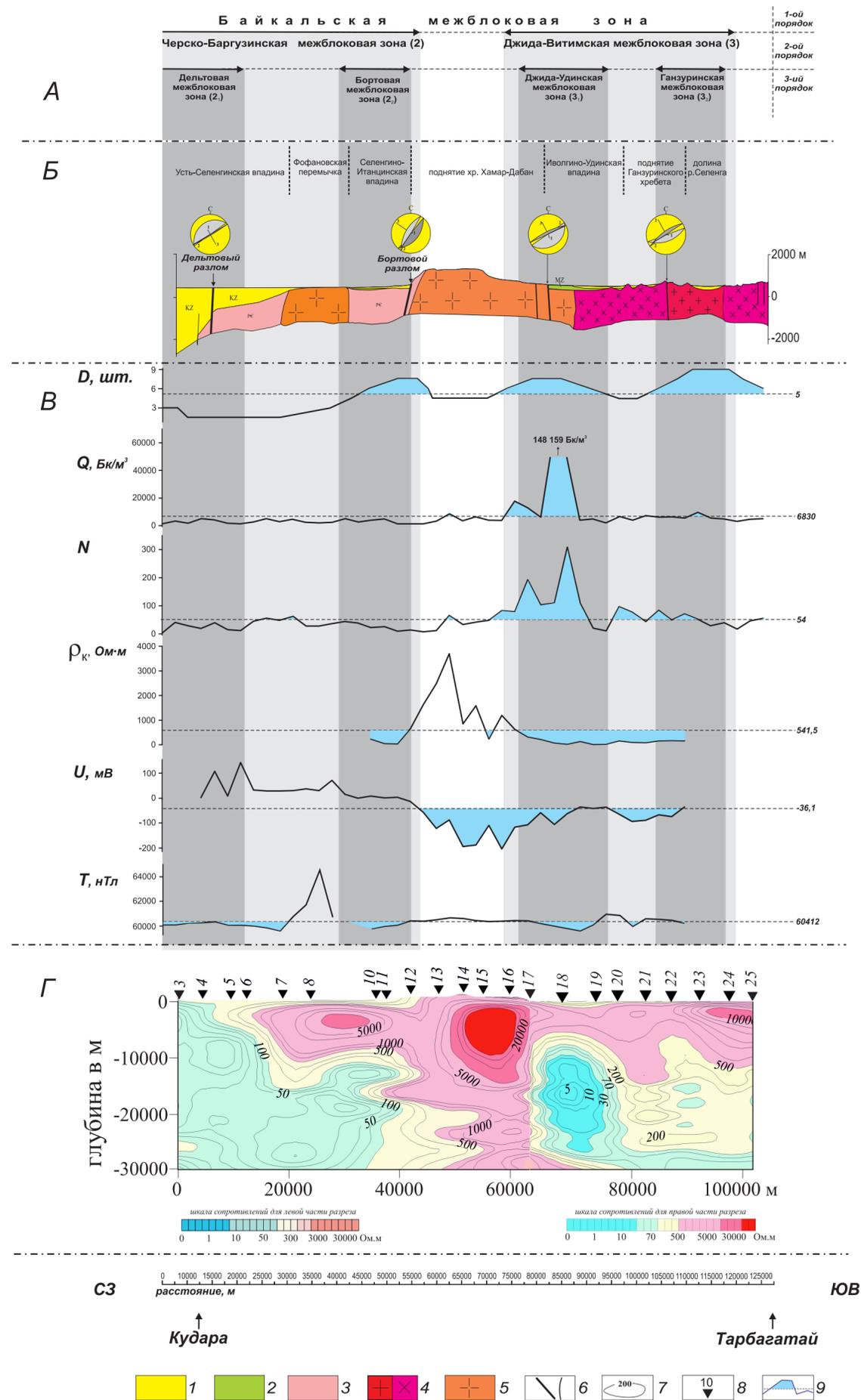


Рис. 11. Результаты геолого-структурных, геофизических и морфотектонических исследований на сегменте трансекта Кудара – Тарбагатай.

А – иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных); **Б** – схематичный геолого-структурный разрез и основные морфоструктурные единицы профиля (на диаграммах – плоскости сместителя разлома (темно-серая) и сопряженной системы разрывов (светло-серая), а также положение осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения); **В** – изменения вдоль профиля плотности линейментов рельефа (D), объемной активности радона (Q), количества распадов торона (N), кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k), потенциала ЕП (U) и модуля полного вектора магнитной индукции (T); **Г** – геоэлектрический разрез, построенный по данным магнитотеллурических зондирований. 1 – кайнозойские озерные и аллювиальные отложения (пески, глины, галечники и др.); 2 – мезозойские отложения (конгломераты с прослоями песчаников и глинистых сланцев, песчаники и др.); 3 – докембрийские сланцы, гнейсы, кристаллические известняки и доломиты; 4–5 – интрузии гранитов и сиенитов палеозоя (4) и протерозойские граниты, граносиениты, гранодиориты, сиениты, диориты и диоритовые порфиры (5); 6 – крупные и более мелкие разломы; 7 – изолинии значений удельного электрического сопротивления, Ом·м; 8 – пункты МТЗ; 9 – аномальные значения параметров, отличающиеся в большую или меньшую сторону от среднего арифметического (горизонтальный пунктир).

Fig. 11. Results of structural, geophysical and topography studies of the Kudara-Tarbagatay transect's segment.

A – the hierarchy of interblock zones within the three orders of magnitude (boundaries of the zones, which are marked by vertical stripes in different shades of grey, were determined from results of the complex data analysis); **B** – the schematic structural cross-section, and the main morphological units of the profile. In the diagrams – planes of the fault (dark grey) and the system of conjugated joints (light grey), and positions of axes of the principal normal stresses: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension; **B** – along-the-profile changes of density of topography lineaments (D), radon activity (Q), number of thoron decays (N), apparent resistivity (ρ_k), potential of the natural electric field (U), and the module of the complete vector of magnetic induction (T); **G** – Geoelectrical cross-section according to magnetotelluric sounding data. 1 – the Cenozoic lacustrine and alluvial sediments (sand, clay, gravel etc.); 2 – the Mesozoic sediments (conglomerates with sandstone and clayey shale interbeds, sandstone etc.); 3 – the Precambrian schist, gneiss, crystalline limestone and dolomite; 4–5 – intrusions of the Paleozoic granite and syenite (4) and the Proterozoic granite, granosyenite, granodiorite, syenite, diorite and diorite porphyrite (5); 6 – large and smaller faults; 7 – isolines of resistivity, ohm-m; 8 – MT sites; 9 – anomalous values of the parameters, i.e. – horizontal dashed line).

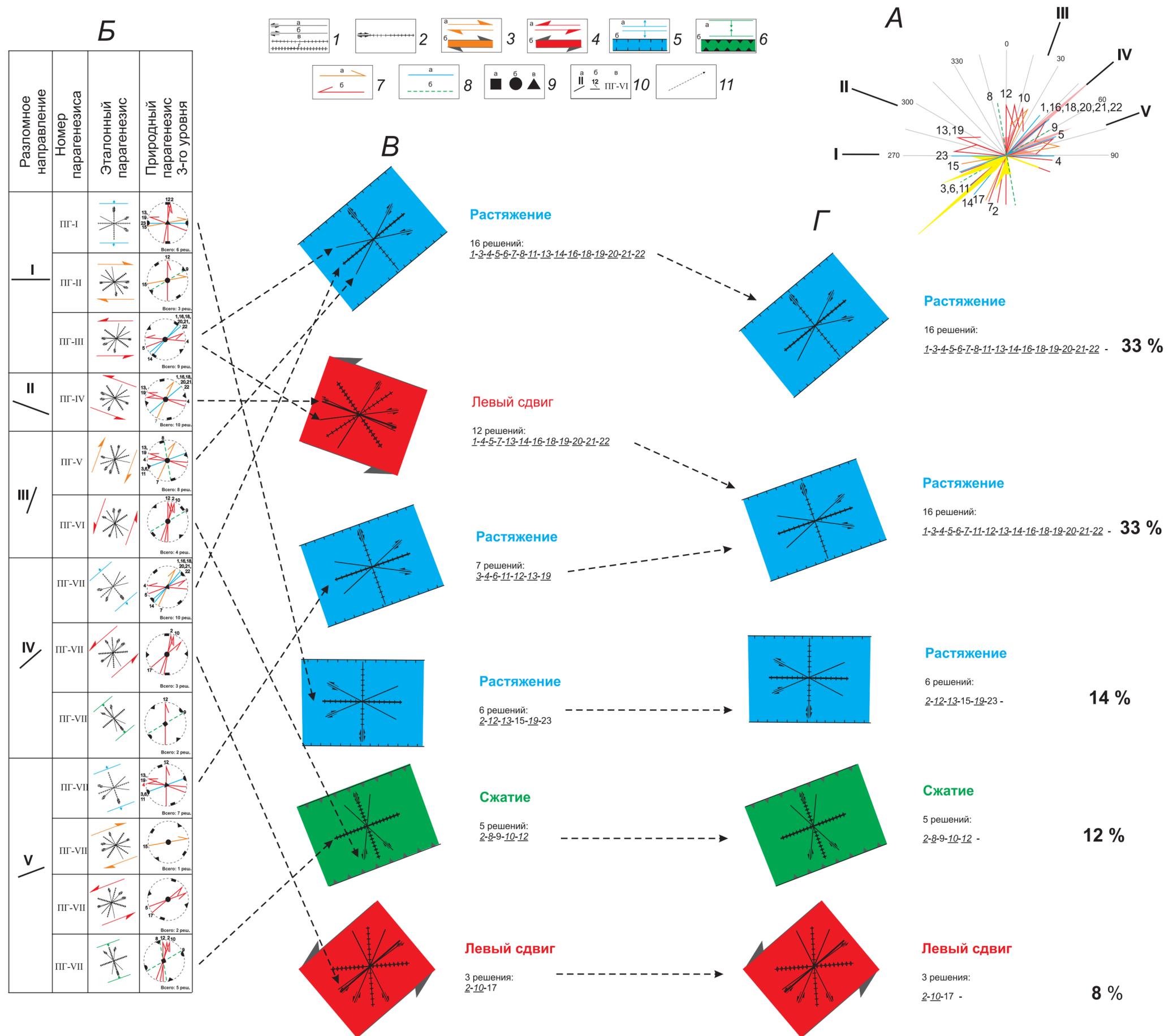


Рис. 12. Результаты структурно-парагенетического анализа разрывов Джиды-Удинской зоны, проведенного на основе наблюдений в окрестностях трансекта.

A – роза-диаграмма простираний разнотипных зон скальвания, реконструированных в результате структурно-парагенетического анализа трещинных сетей в отдельных коренных выходах; B – результаты синтеза парагенезисов разрывных структур, существование которых на изученном участке принципиально возможно для пяти выделенных по розе-диаграмме разломных направлений; B–Г – парагенезисы разрывных структур, относящихся к двум смежным рангам регионального уровня. I – система разрывных структур с левосдвиговым (а), правосдвиговым (б), сбросовым (в) и взбросовым (г) перемещением крыльев; 2 – системы разрывов одинаковой ориентировки, но с разным характером перемещения крыльев; 3–6 – зоны разломов локального (а) и регионального (б) уровней: правый сдвиг (3), левый сдвиг (4), растяжения (5) или сжатия (6) земной коры; 7–8 – ориентировка и тип зоны скальвания локального уровня, восстановленной при анализе трещинных сетей одного коренного выхода: 7 – право- (а) или лево- (б) сдвиговая; 8 – сбросовая (а) или взбросовая (б); 9 – выходы на верхнюю полусферу осей главных напряжений $\sigma_{расст.}$ (а), σ_2 (б) и $\sigma_{сж.}$ (в); 10 – нумерация разломных направлений (а), решений о зоне скальвания локального уровня (б) и парагенезиса разрывных структур регионального уровня (в); 11 – этапы анализа.

Fig. 12. Results of the paragenetic analysis of fractures in the Dzhida-Uda zone based on observation data collected in the vicinity of the transect.

A – the rose diagram of strikes of different types of shear zones reconstructed on the basis of results of the paragenetic analysis of fracture networks in individual outcrops of basic rocks; B – results of the synthesis of the paragenesis of fault structures, which may be present in the area under study as suggested by the five fault directions revealed from the rose diagram; B–Г – Paragenesis of fractures belonging to the two neighbouring ranks of the regional level. I – the system of fractures with left-side (a), right-side (b), normal (b) and reverse (r) displacements of the wings; 2 – systems of fractures of similar orientations, which differ in displacements of the wings; 3–6 – fault zones of the local (a) and regional (b) levels: right-side shear (3), left-side shear (4), extension (5) or compression (6) of the crust; 7–8 – orientations and types of shear zones of the local level as reconstructed from the analysis of the fracture networks of one basic rock outcrop: 7 – right-side (a) or left-side (b) shear; 8 – normal (a) or reverse (b); 9 – outlets of the main stress axes to the upper hemisphere: extension $\sigma_{расст.}$ (a), σ_2 (b), and compression $\sigma_{сж.}$ (в); 10 – numbers of fault directions (a), the solution of the local-level shear zone (b), and paragenesis of the regional-level fault structures (в); 11 – analysis stages.

ся представительной в плане оценки объемной активности радона и торона, поскольку тонкодисперсные осадки дельты р. Селенга снижают возможность выхода газов к поверхности (рис. 11, В), что в целом подтверждает выводы предшественников, изучавших потоки почвенного радона над разломами Усть-Селенгинской депрессии [Plyusnin et al., 2009]. В противоположность этому в пределах оставшегося отрезка профиля нами были зафиксированы самые высокие для трансекта значения концентрации почвенных радона (148159 Бк/м^3) и торона. Участок их проявления имеет на профиле длину 15 км и ассоциируется с Джида-Удинской разломной зоной, отделяющей хр. Хамар-Дабан от Иволгинской впадины. Источник подземных вод – «Халютинский Аршан», располагающийся в пределах рассматриваемого участка, характеризуется одним из наиболее высоких содержаний растворенного радона (349 Бк/л) среди водопоявлений обширной территории Прибайкалья. Роль структурного фактора в формировании аномалии не вызывает сомнений, поскольку в пределах заверочного профиля эманационной съемки, располагающегося в 20 км северо-восточнее трансекта (рис. 13), зона разлома также выделена отрезком аномальных значений объемной активности радона. При этом максимальное значение параметра Q ($\approx 12000 \text{ Бк/м}^3$) соизмеримо с экстремумами, зафиксированными у северо-западной границы Байкальского рифта на сегменте трансекта Шертой – Крестовский (см. рис. 6, В). Эманационная аномалия протягивается далее на северо-восток, где разломная зона отделяет Удинскую впадину от хр. Улан-Бургасы. Материалы предшественников [Chernykh, Astakhov, 1981; Plyusnin et al., 2009] свидетельствуют, что причиной формирования радоновых вод на рассматриваемом участке являются эманацирующие коллекторы в зонах разломов, оперяющих Джидино-Витимский шов, который нарушает породы с высоким содержанием радиоактивных элементов.

Опыт интерпретации разнородных геофизических данных на сегменте Шертой – Крестовский позволяет считать, что выявленная по вариациям рассматриваемых параметров неравномерность деструкции земной коры свидетельствует о существовании в центральной части профиля слабонарушенного блока (хр. Хамар-Дабан), ограниченного с обеих сторон межблоковыми зонами трансрегионального уровня (см. рис. 11). Эти зоны представлены Черско-Баргузинской и Джида-Витимской разломными системами, для которых в отличие от блока характерны аномально низкие удельное сопротивление пород (в т.ч. и на глубине) и модуль полного вектора магнитной индукции, а также высокие значения объемной активности радона и количества распадов торона. Системы не выделяются экстремально низкими величинами потенциала ЕП, так как, по-видимому, не содержат протяженных (для выделения при профильной съемке рассматриваемого масштаба) участков распространения высокопроводя-

щих пород. Как следствие, самые низкие значения параметра U характерны для гипсометрически поднятого блока хр. Хамар-Дабан, где они связаны со сравнительно интенсивным нисходящим потоком метеорных вод.

Рассмотрение наряду с вариациями геофизических параметров результатов анализа геолого-структурных и морфотектонических наблюдений, представленных выше, позволяет установить особенности внутреннего строения выделенных разломных систем, относящихся к региональному уровню (см. рис. 11, А-Б). Обе они состоят из двух периферийных разломных зон и сравнительно массивного блока в центральной части, который в Черско-Баргузинской системе приурочен к Фофановской перемычке, а в Джида-Витимской системе – к Ганзуринскому хребту. Региональные межблоковые зоны в системе, представляющей борт Байкальской впадины, в параметрах близповерхностных геофизических полей практически не выделяются по разным причинам, главной из которых является осложняющее влияние осадков дельты р. Селенга. Однако в данном случае это не имеет принципиального значения, так как существующие геолого-структурные, морфотектонические и геоморфологические признаки, в совокупности с особенностями распределения землетрясений и удельного электрического сопротивления на глубине, а также данными предшественников [Solonenko, 1968; Zhironova et al., 1993; Morozova et al., 1999], позволяют вполне определенно выделить границы межблоковых зон. Их главные сместители – Дельтовый и Бортовой разломы – являются в рассматриваемом регионе известными рифтообразующими сбросами, наклоненными в сторону оси Байкальского рифта [Rezanov et al., 2004]. Вследствие вертикальных перемещений в сотни метров образовались Усть-Селенгинская и Селенгино-Итанцинская впадины, являющиеся выражением межблоковых зон в современном рельефе.

Ключевыми элементами двух региональных межблоковых зон, входящих в состав Джида-Витимской разломной системы, являются Джида-Удинский и Ганзуринский разломы, с подвижками по которым связаны понижения в рельефе – Иволгино-Удинская впадина и долина, которую здесь сформировала р. Селенга (см. рис. 11, А-Б). Объективность выделения рассматриваемых межблоковых зон в этой юго-восточной половине профиля подтверждается закономерными вариациями таких параметров, как плотность спрямленных элементов рельефа, объемная активность радона, количество распадов торона и потенциал ЕП (см. рис. 11, В). Кроме того, зоны отчетливо проявлены на геоэлектрическом разрезе участками пониженного сопротивления (см. рис. 11, Г: пункты МТЗ-18 и 19, а также МТЗ-22 и 23), характеризующимися наклоном на юго-восток, что совпадает с положением плоскостей Джида-Удинского и Ганзуринского разломов, определенным по геолого-структурным данным на поверхности

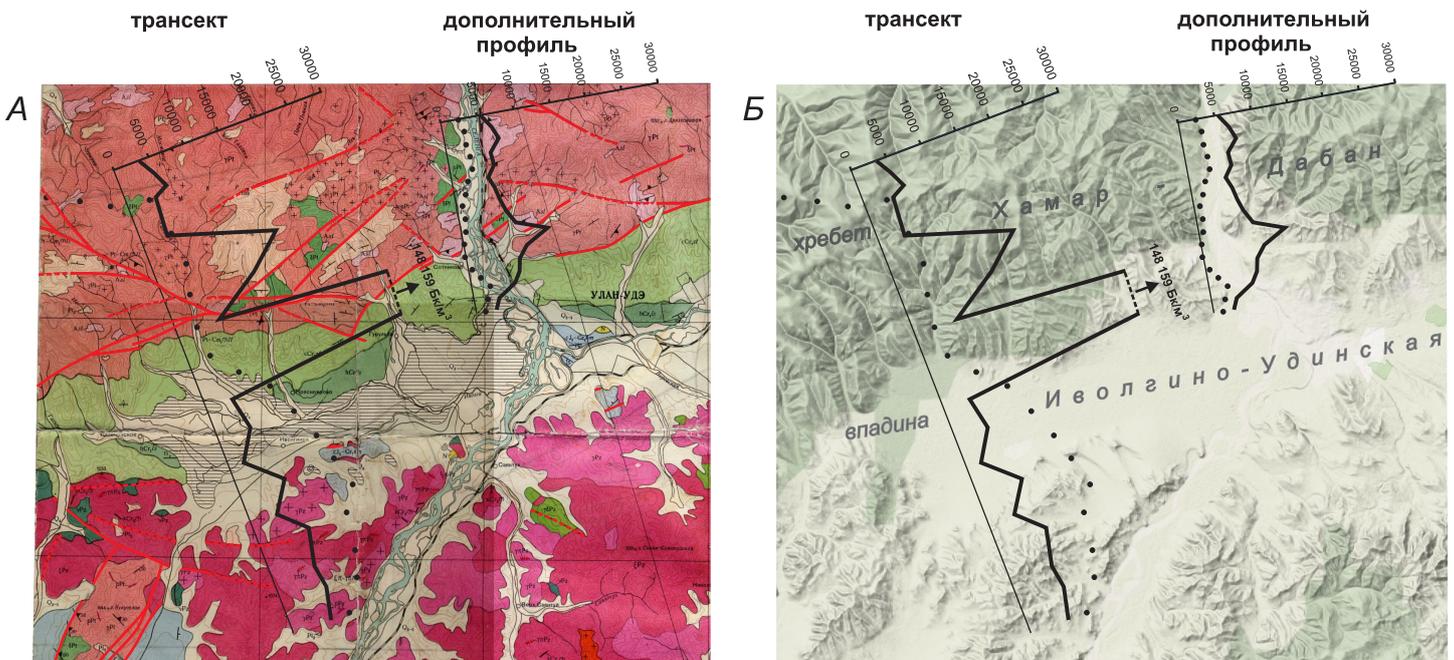


Рис. 13. Графики вариаций объемной активности радона ($\text{Бк}/\text{м}^3$) вдоль пересекающих Джидида-Удинскую разломную зону трансекта и дополнительного профиля, размещенные на фрагменте Государственной геологической карты масштаба 1:200000 (А) и трехмерной модели рельефа (Б).

Разным цветом показаны площади, занимаемые разнотипными горными породами региона, красными линиями – разломы, черными точками – пункты измерений концентраций почвенного радона.

Fig. 13. Curves showing variations of radon activity (Bq/m^3) along the Dzhida-Uda transect and additional profiles across the fault zone, which are shown in a fragment of the State Geological Map (1:200000 scale) (А) and in the 3D topography model (Б).

Areas of rocks varying in types are shown in different colours; red lines show faults; black circles show soil radon concentration measurement sites.

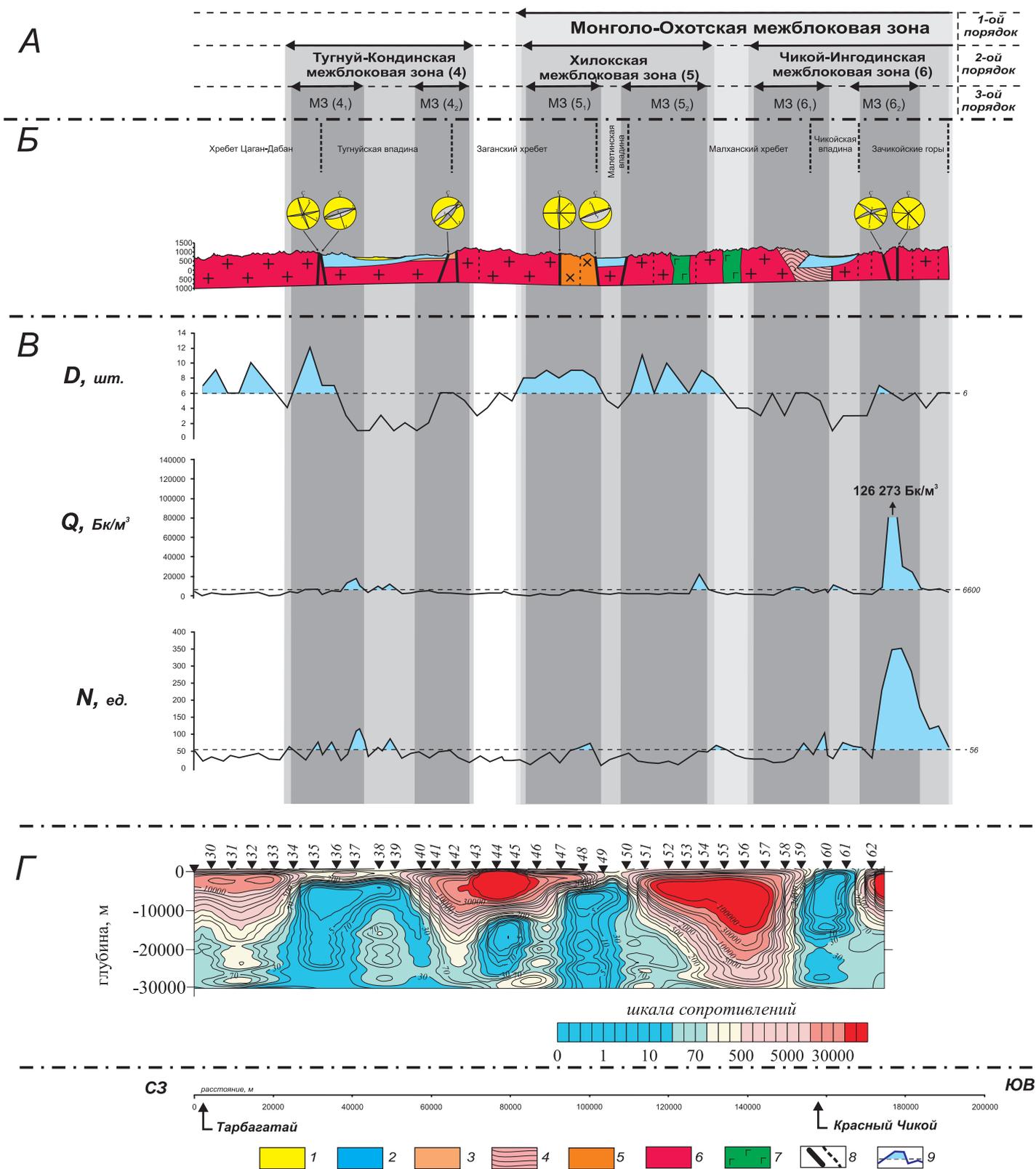
(см. рис. 11, Б).

Таким образом, трансрегиональный уровень зонно-блоковой структуры земной коры на профиле Кудара – Тарбагатай представлен тремя элементами: Черско-Баргузинской и Джидида-Витимской разломными системами, а также находящимся между ними Хамардабанским блоком (см. рис. 11, А). Последний можно считать эталоном среди пересеченных трансектом элементов рассматриваемого типа, так как он однозначно выделяется во всех изученных геолого-геофизических полях. Это, во-первых, высокое гипсометрическое положение и, соответственно, низкий потенциал естественного электрического поля и, во-вторых, относительная монолитность и обусловленная этим низкая проницаемость для воды и газов, проявляющаяся в слабых эманациях радона и торона, повышенных значениях модуля полного вектора магнитной индукции, а также высоких величинах удельного электрического сопротивления пород во всем изученном здесь разрезе земной коры. Разломные системы, ограничивающие Хамардабанский блок, выделяются по комплексу признаков, причем некоторые из аномалий (например, концентраций почвенных радона и торона) имеют самую высокую интенсивность из выявленных на тран-

секте. Согласно данным комплексного анализа геолого-геофизических полей, каждая из систем на региональном уровне состоит из двух крупных сбросовых зон и блока между ними. При однотипном зонно-блоковом строении и развитии в условиях единой обстановки растяжения земной коры они имеют существенное отличие: региональные разломные зоны и Черско-Баргузинская система в целом наклонены на северо-запад, а Джидида-Витимская система и составляющие ее межблоковые зоны характеризуются противоположным падением.

4.3.4. Сегмент Тарбагатай – Красный Чикой

На крайнем юго-восточном сегменте трансекта проведены геолого-геофизические съемки теми методами, которые оказались наиболее эффективными при выделении межблоковых зон на трансрегиональном уровне. К ним относятся геолого-структурные наблюдения за разломами и трещиноватостью в обнажениях горных пород, дистанционное и полевое изучение рельефа, а также эманационная съемка и магнитотеллурические зондирования в качестве инструментов для исследования, соответственно, близповерхностных и глубинных



геофизических полей в земной коре. Интерпретация полученных материалов (рис. 14) показала, что использованный комплекс методов в данном случае менее эффективен для выявления границ разломных систем и их иерархической соподчиненности, чем это характерно для уже описанных сегментов трансекта. В какой-то мере полученный результат обусловлен не-

достатком сведений о естественном электрическом и магнитном полях, однако главной причиной является существенно меньшая тектоническая активность региона по сравнению с изученной ранее областью современного рифтообразования, что отразилось на контрастности проявления межблоковых зон в некоторых природных полях.

Рис. 14. Результаты геолого-структурных, геофизических и морфотектонических исследований на сегменте трансекта Тарбагатай – Красный Чикой.

А – иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных); Б – схематичный геолого-структурный разрез и основные морфоструктурные единицы профиля (на диаграммах – плоскости сместителя разлома (темно-серая) и сопряженной системы разрывов (светло-серая), а также положение осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения); В – изменения вдоль профиля плотности линеаментов рельефа (D), объемной активности радона (Q) и количества распадов торона (N); Г – геоэлектрический разрез, построенный по данным магнитотеллурических зондирований. 1 – кайнозойские аллювиально-озерные отложения (пески, глины, галечники и др.); 2 – мезозойские вулканогенно-осадочные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, базальтовые порфириды, туфы, фельзит-порфиры и др.); 3 – позднепалеозойские осадочно-вулканогенные породы (фельзит-порфиры, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфогенные алевролиты и т.п.); 4 – докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, кристаллические известняки; 5 – мезозойские интрузии граносиенитов; 6–7 – палеозойские интрузии гранитов (6) или габбро-диоритов (7); 8 – крупные и более мелкие разломы; 9 – аномальные значения параметров, отличающиеся в большую сторону от среднего арифметического (горизонтальный пунктир).

Fig. 14. Results of geological structural, geophysical and morphological studies of the Tarbagatay-Krasny Chikoy transect's segment.

A – the hierarchy of interblock zones within the three orders of magnitude (boundaries of the zones, which are marked by vertical stripes in different shades of grey, were determined from results of the complex data analysis); B – the schematic structural cross-section, and the main morphological units of the profile. In the diagrams – planes of the fault (dark grey) and the system of conjugated joints (light grey), and positions of axes of the principal normal stresses: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension; B – along-the-profile changes of density of topography lineaments (D), radon activity (Q), and number of thoron decays (N); Г – geoelectrical cross-section according to magnetotelluric sounding data. 1 – the Cenozoic lacustrine and alluvial sediments (sand, clay, gravel etc.); 2 – the Mesozoic volcanic-sedimentary deposits (conglomerate, sandstone, siltstone, basalt porphyrite, tuff, felsite porphyrite etc.); 3 – the Late Paleozoic sedimentary volcanic rock (felsite porphyrite, tuff, tuff sandstone, tuff conglomerate, tuffaceous siltstone etc.); 4 – the Precambrian crystalline schist, gneiss, crystalline limestone; 5 – the Mesozoic intrusions of granosyenite; 6–7 – the Paleozoic intrusions of granite (6) or gabbro-diorite (7); 8 – large and smaller faults; 9 – anomalous values of the parameters (smaller or larger than the mean arithmetic values, i. e. – horizontal dashed line).

Вместе с тем геолого-структурные и морфотектонические методы позволили получить вполне определенные результаты, которые с учетом опыта исследований на более северо-западных сегментах трансекта дали возможность выявить разноранговые нарушенные зоны и относительно массивные блоки на отрезке Тарбагатай – Красный Чикой (рис. 14, Б). Блокам соответствуют вытянутые в северо-восточном и субширотном направлениях относительно поднятые участки рельефа: хребет Цаган-Дабан, Заганский и Малханский хребты, а также Зачикойские горы. Они представлены магматическими и метаморфическими образованиями палеозоя, включая Заганский комплекс метаморфического ядра, согласно Е.В. Склярору и др. [Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2011]. Ядра отделены от покровных вулканогенно-осадочных образований верхнего палеозоя и мезозоя пологой зоной милонитов, образовавшейся в условиях северо-запад – юго-восточного растяжения. Покровный комплекс и зона милонитов в дальнейшем претерпели хрупкие деформации при растяжении в пределах крутопадающих зон разрывов и повышенной трещиноватости. Кроме того, существует мнение о том, что блоковое строение Забайкалья сформировалось в результате активизации долгоживущих глобальных и региональных дизъюнктивных структур северо-восточного простирания [Ochirov, 1976; Bulgatov et al., 1978], которые по геофизическим данным характеризуются субвертикальным или крутопадающим положением в разрезе земной коры и распространяются до значительных глубин (20–75 км).

Наши исследования показали (рис. 14), что в каждой из впадин новейшие разломы нарушают оба борта, оперяются нарушениями 2-го порядка и, таким образом, по аналогии с уже описанными региональными межблоковыми зонами, представляют внутреннюю структуру разломных систем: Тугнуй-Кондинскую, Хилокскую и Чикой-Ингодинскую (рис. 14, А). Данное предположение подтверждает анализ типов тензоров напряжений, реконструированных для региональных разломных зон в нескольких точках и отраженных в виде преобладающих решений на представленном геолого-структурном разрезе (рис. 14, Б). Кроме характерной для впадин обстановки поперечного растяжения, в зонах прибортовых дизъюнктивов реконструирован режим правосдвиговых перемещений (с учетом парагенетически связанных движений по крупным разломам R-типа). Это отличает данный регион от Байкальской межблоковой зоны, где, кроме доминирующих современного растяжения и древнего сжатия, отчетливо реконструируется обстановка левосдвиговых перемещений по разломам северо-восточной ориентировки. На данном этапе исследований можно предположить, что Хилокская и Чикой-Ингодинская системы являются составляющими Монголо-Охотской межблоковой структуры глобального уровня иерархии [Seminskii, 2008], так как на схеме зонно-блокового строения региона (см. рис. 2, Б) юго-западнее трансекта эти системы сочленяются друг с другом.

Положение границ межблоковых зон определялось на основе распределений количественных параметров, представленных на рис. 14, В–Г. График изменения

плотности линеаментов рельефа D являлся опорным для выделения межблоковых зон регионального уровня, тогда как эманационные параметры (Q , N) и удельное электрическое сопротивление дополняли эти оценки на отдельных участках. Однако по большому счету параметры рассматриваемых геофизических полей, как и для уже описанных ранее сегментов трансекта, позволяли фиксировать положение межблоковых зон главным образом трансрегионального уровня. При этом интенсивность выделенных аномалий для обеих групп параметров на рассматриваемом сегменте трансекта характеризуется высоким уровнем. Для эманационных параметров вторые (после Джида-Удинской зоны) по интенсивности максимумы (126273 Бк/м^3 для Q и 352 распада для N) были зафиксированы для региональной разломной зоны в Зачикойских горах, а аномально низкие значения удельного электрического сопротивления трансектируют на глубину каждую из разломных систем. Аномалия проводимости под Чикойской впадиной наиболее близка к поверхности, что, вероятно, согласуется с отмеченными выше, связанными с одноименной разломной системой экстремальными значениями параметров Q и N . По ширине участков высокой проводимости выделяется аномалия Тугнуй-Кондинской системы, однако отражающиеся в разрезе большие размеры и специфичность формы данной структуры связаны с ее пересечением профилем под сравнительно острым углом (см. рис. 2), а не с высокой тектонической активностью недр.

Таким образом, проведенные в пределах крайнего юго-восточного сегмента трансекта исследования показали, что, несмотря на удаленность от области Байкальского рифта с высокой современной активностью, характер делимости земной коры принципиально не изменился. С наибольшей степенью достоверности на профиле Тарбагатай – Красный Чикой выделяются три межблоковые зоны трансрегионального уровня. Это Тугнуй-Кондинская, Хилокская и Чикой-Ингодинская разломные системы, представляющие собой наиболее нарушенные и проницаемые участки земной коры, выраженные в рельефе линейными депрессиями, а на глубине – участками высокой проводимости, для которых наиболее вероятной причиной образования является насыщенность коры флюидами и газами. Анализ геолого-структурных и морфотектонических материалов позволяет с большой долей уверенности сделать вывод о том, что каждая их трансрегиональных межблоковых зон на региональном уровне состоит из опущенного центрального блока и ограничивающих его бортовых разломных зон. Парагенетический анализ тектонических нарушений, составляющих внутреннюю структуру этих зон, свидетельствует, что наиболее отчетливо в описанной выше юго-восточной части трансекта проявлены подвижки сбросового и правосдвигового типа. В совокупности с ориентировкой, размерами, характером глубинного строения и

другими дополнительными признаками можно предположить, что Тугнуй-Кондинская система нарушает блок между глобальными Байкальской и Монголо-Охотской межблоковыми зонами, причем последняя включает Хилокскую и Чикой-Ингодинскую системы трансрегионального уровня.

* * *

Общие закономерности строения межблоковых зон трансрегионального уровня могут быть сформулированы в нескольких положениях, являющихся результатом сопоставления особенностей их проявления в различных геолого-геофизических полях на отдельных сегментах трансекта Шертой – Красный Чикой.

1. Межблоковые зоны трансрегионального иерархического уровня представлены в литосфере юга Восточной Сибири разломными системами шириной от 40 до 60 км. Из семи пересеченных трансектом зон наибольшими поперечными размерами обладают Обручевская и Чикой-Ингодинская разломные системы, представляющие приосевые части Байкальской и Монголо-Охотской межблоковых структур, относящихся к следующему (глобальному) уровню иерархии.

2. Внутреннее строение разломных систем определяется сочетанием блоков и региональных разломных зон, закономерные пространственные соотношения которых зависят от динамической обстановки развития земной коры в позднекайнозойское время. В системах северо-западной половины трансекта эти региональные структуры являются зонами наклоненных на юго-восток (Обручевская, Джида-Витимская системы) или северо-запад (Черско-Баргузинская система) сбросов, которые развиваются в режиме растяжения литосферы. В трех системах юго-восточной части трансекта (Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской) реконструированы растяжение и сдвиг. У подавляющего большинства изученных систем сдвига главными элементами строения являются две региональные разломные зоны и центральный блок, представляющий впадину в современном рельефе.

3. Межблоковые структуры трансрегионального уровня в целом и составляющие их региональные разломные зоны в частности характеризуются интенсивной нарушенностью и, как следствие, высокой проницаемостью для флюидов, что определяет их характерную выраженность в разнотипных геолого-геофизических полях. Вблизи поверхности разломные системы выделяются максимумами эманаций радона и торона, минимумами кажущегося удельного электрического сопротивления и, зачастую, модуля полного вектора магнитной индукции. Потенциал естественного электрического поля в пределах систем обычно характеризуется повышенными значениями, но существенно понижается, если в состав тектонитов входят проводящие минералы. На глубинах в первые десятки километров изученные разломные системы представлены широкими участками высокой электропроводности, в

пределах которых могут обособляться региональные разломные зоны с аномально низким удельным электрическим сопротивлением (до 0.5 Ом·м).

4. Закономерная выраженность разломных систем в геофизических полях осложняется действием факторов, главными из которых являются характер динамической обстановки (интенсивность и направленность внешних сил), а также состояние деформируемого субстрата (состав и реологические свойства). Особенно важен первый фактор, так как он определяет структуру межблоковой зоны, т.е. степень неравномерности ее разломного строения, а значит, и интенсивность действия на разных участках сопутствующих процессов (флюидизации, накопления осадков, выветривания, эрозии и др.), что и обуславливает конкретные формы проявления разломной системы в том или ином геофизическом поле.

4.4. МЕЖБЛОКОВЫЕ ЗОНЫ ГЛОБАЛЬНОГО УРОВНЯ, ВЫДЕЛЯЮЩИЕСЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ НА ТРАНСЕКТЕ ШЕРТОЙ – КРАСНЫЙ ЧИКОЙ

Как следует из результатов предыдущих исследований зонно-блоковой структуры Центральной Азии [Seminsky, 2001; Seminskii, 2008], трансект охватывает две межблоковые зоны глобального ранга: Байкальскую и Монголо-Охотскую. Задачей представленных в данном разделе исследований было установить, какие разломные системы входят в каждую из этих зон и, таким образом, определить пространственные границы элементов зонно-блоковой структуры на глобальном уровне иерархии. Данная задача решается ниже сначала путем анализа близповерхностных геолого-геофизических полей, а затем на базе изучения глубинного геоэлектрического разреза. Для удобства рассмотрения в обоих случаях материалы съемок, проведенных в пределах отдельных сегментов, были объединены для всего трансекта (рис. 15, 16). При этом из малоглубинных исследований к анализу привлечены результаты методов (см. рис. 15, Г–Ж), которые при рассмотрении отдельных сегментов были наиболее эффективны для выделения межблоковых зон (распределение УЭС, данные о положении и морфогенетическом типе крупных разломов, вариации высоты рельефа и концентрации почвенного радона), а также дополнительные материалы из литературы (см. рис. 15, Б–В), свидетельствующие об их активности на современном этапе тектогенеза (распределение теплового потока и суммарной энергии землетрясений). В основу изучения глубинного строения были положены результаты только одного геофизического метода – МТЗ, но для их углубленного анализа использовались разные способы представления данных (рис. 16, В–Г).

Из глобальных межблоковых структур главным объектом комплексных исследований являлась Байкальская рифтовая зона, которая в центральной части

пересечена трансектом полностью (см. рис. 15). Ее западное плечо представлено Обручевской разломной системой, состоящей из трех региональных межблоковых зон, у которых ключевыми элементами являются крупнейшие сбросы Прибайкалья (Прихребтовый, Приморский и Морской), наклоненные в сторону оси рифта. Восточный борт Байкальской впадины представлен Черско-Баргузинской разломной системой с Дельтовой и Бортовой сбросовыми зонами, падающими в противоположную сторону. Эти традиционно выделяемые элементы рифта попадают на линии трансекта в пределы главных максимумов логарифма суммарной энергии землетрясений с $K \geq 7.7$, произошедших в период 1960–2005 гг., а также теплового потока, для которого график был построен с использованием карты из статьи [Duchkov et al., 1999]. Региональным разломным зонам, входящим в состав рассматриваемых систем, соответствуют повышенный выход радона (за исключением Морской зоны) и минимумы удельного электрического сопротивления (за исключением Приморской зоны).

Кроме того, полученные на трансекте Шертой – Красный Чикой комплексные материалы свидетельствуют о необходимости включения в состав Байкальской межблоковой зоны Джиды-Витимской разломной системы. В рельефе она выражена Иволгино-Удинской впадиной, днище которой располагается на одном уровне с пририфтовой Итанцино-Селенгинской депрессией и, таким образом, примерно на 250 м глубже Тугнуйской и, тем более, других аналогичных отрицательных форм поверхности, располагающихся юго-восточнее (см. рис. 15, Д). Это является результатом рифтового растяжения в направлении СЗ-ЮВ, реализующегося на региональном уровне в двух бортовых сбросовых зонах (см. рис. 15, Е), каждая из которых выделяется высокими концентрациями радона у поверхности и пониженными электрическими сопротивлениями на глубине (см. рис. 15, Г, Ж). Кроме того, Джиды-Витимской разломной системе соответствуют отчетливые максимумы теплового потока и логарифма суммарной энергии землетрясений (см. рис. 15, Б–В), причем эти признаки современной активности процесса деструкции в ее пределах, согласно площадным материалам разных авторов [Suvorov, Tubanov, 2008; Klyuchevskii, Zuev, 2011; Seminskii, Radziminovich, 2011; Sherman, Zlogodukhova, 2011; Zherebtsov, 2012], трассируются на северо-восток и юго-запад от трансекта. Судя по амплитудам перемещений, сейсмической активности, величинам теплового потока, активности эрозионных процессов и другим показателям, интенсивность деструкции здесь ниже, чем в Обручевской и Черско-Баргузинской разломных системах, однако процесс протекает в сходных условиях деформирования земной коры. Таким образом, полученные материалы подтверждают взгляды тех исследователей, которые включают рассматриваемый регион в границы Байкальской рифтовой зоны [Levi,

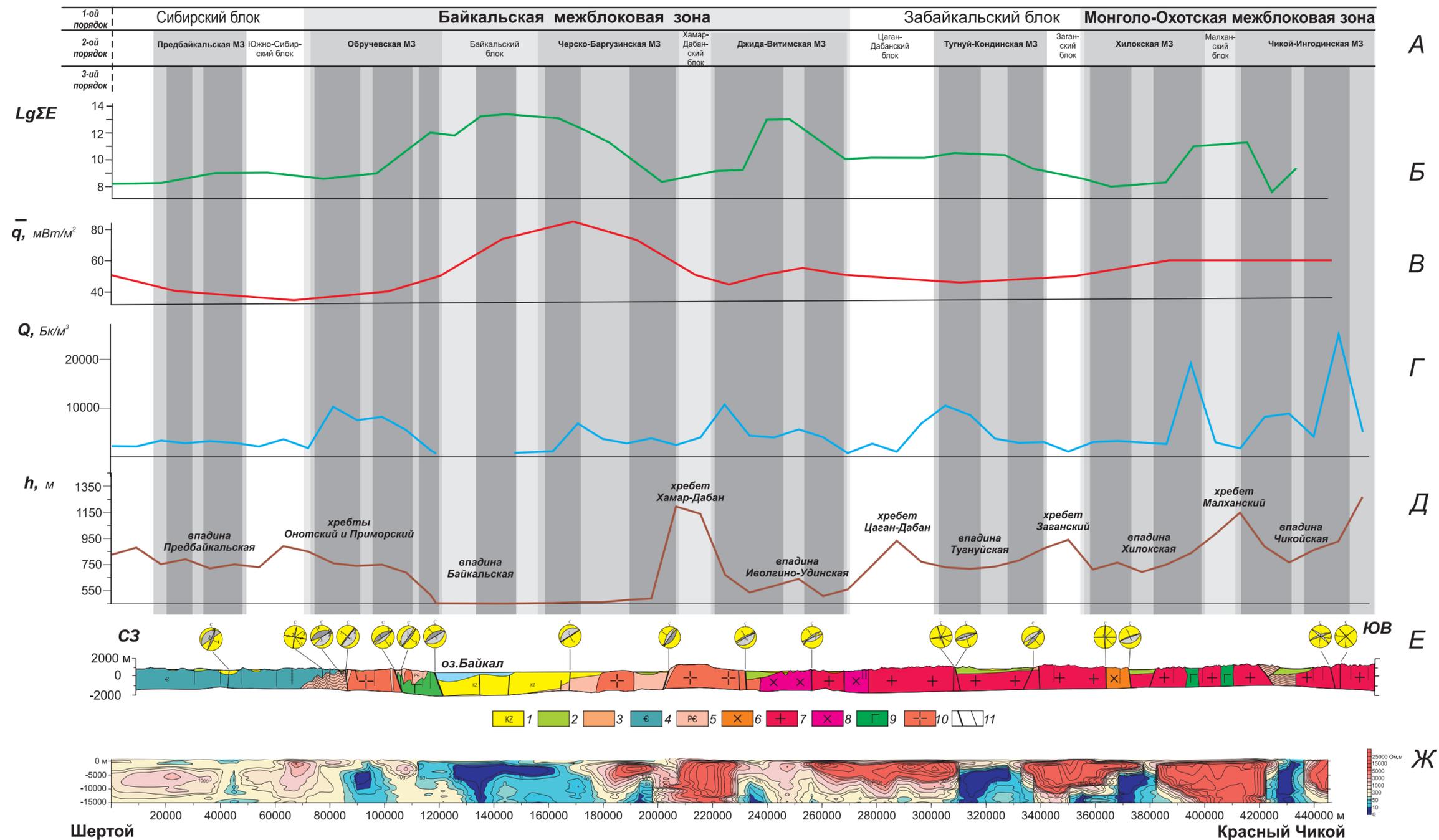


Рис. 15. Иерархия межблоковых зон, выявленная для верхней части земной коры при тектонофизической интерпретации результатов комплексных исследований вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой.

A – иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных, представленных на рис. 6, 8, 11 и 14); B–D – изменения вдоль трансекта логарифма суммарной энергии землетрясений с $K \geq 7.7$ (1960–2005 гг.) согласно данным БФ ГС СО РАН (B), плотности теплового потока по материалам [Duchkov et al., 1999] (B), объемной активности радона (Г) и высоты рельефа (D); E – схематичный геолого-структурный разрез (на диаграммах – плоскости сместителя разлома (темно-серая) и сопряженной системы разрывов (светло-серая), а также положение осей главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения); 1 – кайнозойские осадки; 2 – мезозойские вулканогенно-осадочные отложения; 3 – вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 4 – отложения осадочного чехла Сибирской платформы; 5 – метаморфизованные породы докембрия; 6 – мезозойские интрузии граносиенитов; 7–8 – палеозойские интрузии гранитов (7) или габбро-диоритов (8); 9–10 – протерозойские интрузии гранитов (9) или габбро, габбро-диоритов, диоритовых порфиров и др. (10); 11 – крупные и более мелкие разломы. Ж – геоэлектрический разрез до глубины 15 км, построенный по данным магнитотеллурических зондирований.

Fig. 15. The hierarchy of interblock zones in the upper crust according to tectonophysical interpretation of results of complex studies along the Shertoy-Krasnyy Chikoy transect.

A – the hierarchy of interblock zones within the three orders of magnitude (boundaries of the zones, which are marked by vertical stripes in different shades of grey, were determined from results of the complex analysis of data given in Figures 6, 8, 11, and 14); B–D – along-the-transect changes of the logarithm of the total energy of earthquakes with $K \geq 7.7$ (from 1960 to 2005) according to data published by the Baikal Branch of the Geophysical Survey, Siberian Branch of RAS (B), heat flow density according to data from [Duchkov et al., 1999] (B), radon activity (Г), and elevations (D); E – the schematic structural cross-section. In the diagrams – planes of the fault (dark grey) and the system of conjugated joints (light grey), and positions of axes of the principal normal stresses: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension; Ж – the geoelectric profile to a depth of 15 km, according to MT data. 1 – the Cenozoic sediments; 2 – the Mesozoic volcanic-sedimentary deposits; 3 – volcano-sedimentary rocks of the Paleozoic; 4 – deposits of the sedimentary cover of the Siberian platform; 5 – metamorphosed rocks of the Precambrian; 6 – the Mesozoic intrusions of granosyenite; 7, 8 – the Paleozoic intrusions of granite (7) or gabbro-diorite (8); 9, 10 – the Proterozoic intrusions of granite (9) or gabbro, gabbro-diorite, diorite porphyrite etc. (10); 11 – large and smaller faults.

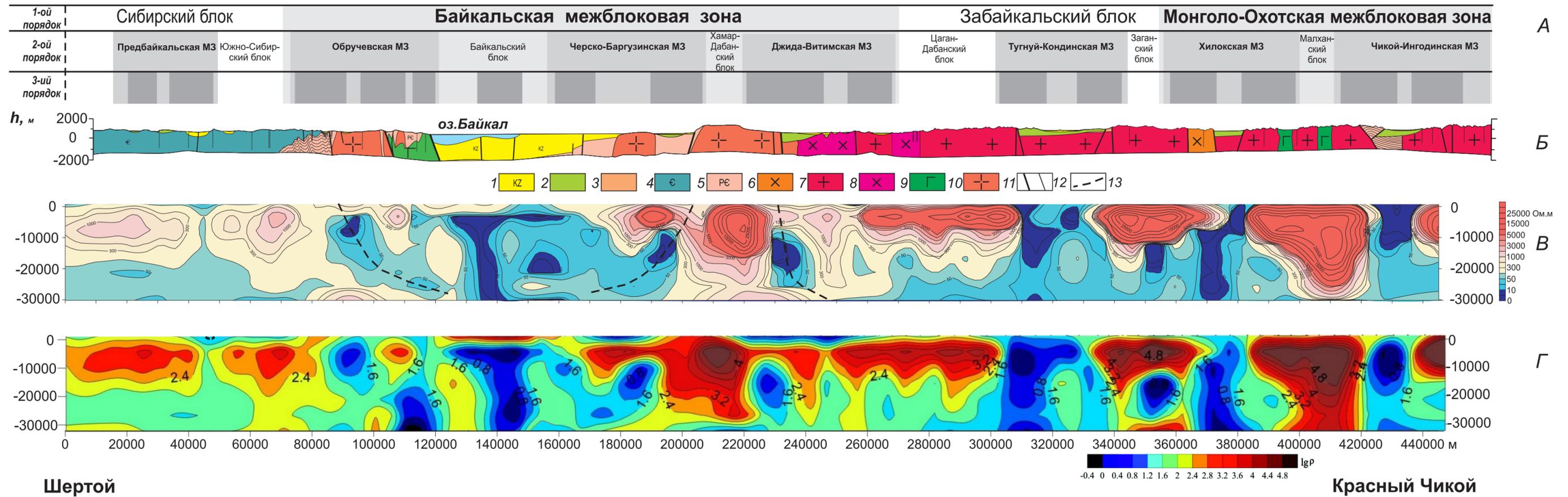


Рис. 16. Проявление иерархии межблоковых зон в глубинном строении земной коры по трансекту Шертой – Красный Чикой.

А – иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных, представленных на рис. 6, 8, 11, 14 и 15); Б – схематичный геолого-структурный разрез: 1–12 – см. на рис. 15; 13 – оси разломных зон, занимающих периферийное положение в трех разломных системах, составляющих внутреннюю структуру Байкальского рифта; В–Г – геоэлектрические разрезы, построенные по результатам магнитотеллурических зондирований с использованием разных способов представления данных. Пунктир – положение на разрезе (рис. 16, В) осей Прихребтовой, Бортовой и Джида-Удинской межблоковых разломных зон.

Fig. 16. Manifestation of the hierarchy of interblock zones in the deep structure of the crust along the Shertoy-Krasny Chikoy transect.

А – the hierarchy of interblock zones within the three orders of magnitude (boundaries of the zones, which are marked by vertical stripes in different shades of grey, were determined from results of the complex analysis of data given in Figures 6, 8, 11, 14, and 15); Б – the schematic structural cross-section: 1–12 – see the legend of Figure 15; 13 – axes of fault zones located at the periphery of the three fault systems comprising the structure of the Baikal rift; В–Г – geoelectric profiles based on MT data. To construct the profiles, different data presentation methods were applied. Dotted lines show positions of axes of the Prikhrebtoyaya, Bortovaya and Dzhida-Uda interblock fault zones in the cross-section (see Figure 16 B).

1980; Popov, 1989; Yungsheng et al., 1996; Gol'din et al., 2006; San'kov et al., 2009; Seminskii, Radziminovich, 2011; and others], увеличивая ее поперечные размеры до 200 км.

Проявление Монголо-Охотской межблоковой зоны глобального уровня в приповерхностных геолого-геофизических полях может быть рассмотрено только на примере ее северо-западной части, пересеченной трансектом. При этом граница зоны по имеющимся материалам не может быть проведена однозначно. Как уже отмечалось ранее, на данном этапе исследований к Монголо-Охотской зоне достаточно определенно относятся Чикойская и Хилокская разломные системы, которые характеризуются субвертикальным положением в пространстве, доминированием растяжения и проявлением правсдвиговых перемещений (см. рис. 15, Е), высокими концентрациями почвенного радона и минимумами УЭС (см. рис. 15, Г, Ж), а также при имеющейся детальности измерений – единым максимумом плотности теплового потока (рис. 15, В). Кроме того, эти системы при рассмотрении в плане сливаются на юго-западе рассматриваемой территории в одну широкую зону (рис. 2, Б). Тугнуй-Кондинская система занимает обособленное пространственное положение, характеризуется, кроме сбросовых, правсдвиговыми перемещениями и, скорее всего, нарушает блок (Забайкальский), располагающийся между двумя соседними зонами глобального уровня (рис. 15, А).

Сделанные по характеру приповерхностных геолого-геофизических полей выводы подтверждаются при анализе геоэлектрического разреза, построенного для трансекта до глубин в 30 км в разных видах (рис. 16, В – распределение УЭС; рис. 16, Г – распределение I_{grk}). При этом полученные результаты уточняют геоэлектрическое строение области сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса, охарактеризованное ранее по результатам проведения МТЗ в мелком масштабе. Единый проводящий коровый слой, поверхность которого, по данным предшественников [Popov, 1989], отмечалась на глубинах 22 км в платформенной области, 12 км – под оз. Байкал и 16–22 км – в Забайкалье, по результатам проведенных нами зондирований выделен лишь фрагментарно. Это в совокупности с проявлением субвертикальных и наклонных проводящих структур отчетливо отражает блоковый характер делимости земной коры, представленный, в частности, на материалах МТЗ М.Н. Бердичевским и др. [Berdichevsky et al., 1996, 1999]. В то же время описанная ниже специфика геоэлектрического разреза Шертой – Красный Чикой (рис. 16, В-Г) свидетельствует о правомерности использования введенного нами [Seminsky, 2001] термина «зонно-блоковая структура». Он акцентирует внимание на значимости флюидизированных зон, размеры которых в активной области сочленения платформы и складчатого пояса соизмеримы, а иногда и превышают размеры смежных блоков.

Как видно из рис. 16, В-Г, Байкальская межблоковая зона, имеющая по данным исследований вдоль трансекта близповерхностных геолого-геофизических полей ширину 200 км, выделяется на глубине как область в целом низких УЭС. На этом фоне имеют место полосы и цепочки минимумов сопротивления (0.5–10.0 Ом·м), распределение которых контролируется строением разломных систем, выделенных ранее. Это свидетельствует о справедливости представлений предшественников о флюидной природе аномалий проводимости [Popov, 1987; Berdichevsky et al., 1999], неотъемлемой составляющей которой является наличие проницаемых зон, представленных сетью сообщающихся разноранговых разрывов, включая мелкую повсеместно распространенную трещиноватость. Байкальская зона глобального уровня «прорывает» проводящий слой, фрагменты которого (с кровлей на глубине ≈ 15 км) достаточно отчетливо фиксируются на платформе (отрезок трансекта 0–85 км) и в складчатом поясе (отрезок трансекта 260–360 км), маркируя блоки глобального уровня иерархии. Данные блоки также имеют зонно-блоковую структуру, но, судя по геоэлектрическому разрезу, ширина флюидизированных зон на каждом уровне иерархии существенно меньше по сравнению с соседними относительно монолитными участками коры. Это видно на примере Предбайкальской и Тугнуй-Кондинской разломных систем, представляющих собой широкие флюидизированные зоны, которые пересекают, соответственно, Сибирский и Забайкальский блоки на всю мощность. Кроме описанных структур трансрегионального уровня, сплошность блоков нарушают более мелкие зоны разломного типа, положение которых в рассматриваемом масштабе исследований маркируется подъемами кровли корового проводящего слоя, что ранее отмечалось предшественниками для более мелких структур в районе Усть-Селенгинской депрессии [Morozova et al., 1999]. Рассматриваемая черта геоэлектрического разреза особенно отчетливо видна на примере Забайкальского блока, где разломы более активны на современном этапе тектогенеза по сравнению с краевой частью платформы. При этом УЭС пород в пределах смежных слабонарушенных частей блоков достигают величин 1500 Ом·м в краевой части платформы и более 35000 Ом·м в Забайкалье, что в последнем случае связано с их представленностью магматическими комплексами с низкой проводящей способностью. На глобальном уровне изучения межблоковых зон проводящий коровый слой не фиксируется в виде единой структуры, что повторяет ситуацию, установленную ранее на основе данных МТЗ для Провинции Бассейнов и Хребтов [Park, Wernicke, 2003]. В пределах трансекта на глубинах, где слой был выделен предшественниками (см. выше), зачастую имеет место сужение субвертикальных и наклонных зон проводимости, а наиболее крупные блоки (Хамар-Дабанский в Байкальской зоне и Малханский в Монголо-Охотской зо-

не) сохраняют высокое сопротивление (рис. 16, В). Зонно-блоковая структура, отражающаяся в поле УЭС, определяется характером взаимодействия литосферных блоков, что особенно отчетливо проявляется на примере Байкальской межблоковой зоны. Участки низких сопротивлений, маркирующие положение крупных разломных зон, преобладают по размерам над менее нарушенными блоками, а по взаимному расположению отвечают обстановке растяжения земной коры. В отличие от субвертикального положения в Монголо-Охотской зоне (косвенно свидетельствующего о сдвиговом режиме разломообразования), здесь доминируют наклонные структуры, причем некоторые из них выполаживаются с глубиной, что проявляется на геоэлектрических разрезах независимо от способов представления данных распределения УЭС (рис. 16, В-Г). Изменение углов наклона особенно явно выражено начиная с глубины ≈ 20 км, у краевых разломных зон, представляющих каждую из трех входящих в состав рифта разломных систем (см. пунктир на рис. 16, В): Прихребтовую для Обручевской системы, Бортовую для Черско-Баргузинской системы и Джиды-Удинскую для Джиды-Витимской системы. Данная особенность, впервые отчетливо установленная для Байкальского рифта по материалам детальных съемок МТЗ, характерна для структур, формирующихся при растяжении земной коры в других природных регионах, а также при воспроизведении процесса растяжения в экспериментах [Cloos, 1968; Logachev, 1992; McClay et al., 1992; Withjack et al., 1995; Bahroudi et al., 2003; Schreurs et al., 2006; and others]. Известный факт отсутствия для Байкальского рифта сейсмологических данных о разрядке упругих напряжений при подвижках по наклонным плоскостям может, в частности, объясняться приуроченностью пологих сместителей главным образом 1) к периферии зоны, где напряжения понижены, а также 2) достаточно глубоким уровням коры (более 20 км), где вследствие повышенных давлений, температур и флюидизации господствуют криповые подвижки по разломным поверхностям.

Сопоставляя представленные выше результаты с материалами предшественников по трансектам с близким пространственным положением [Zorin et al., 1994, 2002], следует отметить, что принципиальная картина делимости земной коры на низком уровне иерархии подобна. Крупным блокам, выделенным на трансекте Шертой – Красный Чикой, соответствуют террейны со специфическим набором вещественных комплексов, описанным в цитированных публикациях с позиций тектоники плит. Вместе с тем проведенные работы позволили уточнить размеры и пространственное положение крупных межблоковых зон в земной коре до глубины 30 км, а также выявить их зонно-блоковое строение. В отдельных случаях можно отметить частичное совпадение фрагментов региональных межблоковых структур с положением древних послонных срывов, однако сеть палеосубдукционных зон и поло-

гих сутурных границ, выделенных предшественниками в земной коре Забайкалья [Zorin et al., 1994, 2002], в представленных выше данных МТЗ по большому счету не отражается. Активная на новейшем этапе тектогенеза система крупных межблоковых структур в верхней части коры отличается генерализованным субвертикальным и субгоризонтальным положением отдельных зон, которые имеют существенные поперечные размеры. Вероятной причиной отмеченных несоответствий (кроме расположения трансектов в 130 км друг от друга в районе оз. Байкал) является то, что разные методы и способы интерпретации разнотипных геофизических материалов подчеркивают особенности строения коры, сформировавшиеся в эпохи тектогенеза, отличающиеся по времени проявления и типу внешнего воздействия.

Таким образом, тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных, полученных по всей трассе Шертой – Красный Чикой, позволяет сделать серию выводов об особенностях строения межблоковых структур глобального уровня, используя для этого в качестве примеров Монголо-Охотскую и, особенно, Байкальскую зоны (последняя была пересечена трансектом полностью).

1. Байкальская и Монголо-Охотская межблоковые зоны глобального иерархического уровня являются юго-восточными границами, соответственно, Сибирской плиты и Забайкальского блока. Они протягиваются в северо-восточном направлении на тысячи километров, характеризуются поперечными размерами в первые сотни километров и нарушают литосферу юга Восточной Сибири на всю мощность. На трансрегиональном уровне иерархии глобальные зоны состоят из разломных систем, в развитии которых доминирует единая динамическая обстановка, тип которой (растяжение – для Байкальской и сдвиг – для Монголо-Охотской зон) определяется характером относительных перемещений блоков, а условия реализации – влиянием мантийных флюидов.

2. Высокая флюидизация и проницаемость разломных систем выделяют глобальную зону (межплитную границу) практически в любом геолого-геофизическом поле по известным признакам: характерный набор вещественных комплексов, а также высокие сейсмичность, тепловой поток, дегазация, электропроводность и др. Вместе с тем существует сложность в определении границ зоны и особенностей ее строения, которая обусловлена неравномерным распределением поискового признака в пространстве, что связано с наличием крупных слабонарушенных блоков, характеризующихся аномальными, но обычно прямо противоположными значениями геолого-геофизических показателей. Эти особенности свойственны Байкальской межблоковой зоне, для которой некоторые существенные детали проявления в земной коре юга Восточной Сибири удалось установить в ходе комплексных исследований по трансекту Шертой – Красный Чикой.

3. Байкальская межблоковая зона глобального уровня отделяет Сибирскую плиту от Забайкальского блока и имеет вдоль трансекта ширину 200 км. Она характеризуется зонно-блоковым строением, главными элементами которого являются Обручевская, Черско-Баргузинская и Джида-Витимская системы растяжения земной коры, каждая из которых состоит из 2–3 разломных зон регионального уровня. Между системами располагаются два крупных блока, один из которых (Хамардабанский) характеризуется высоким гипсометрическим положением и массивным строением, тогда как второй (Байкальский) представляет прямую противоположность, так как вмещает котловину оз. Байкал и в центральной части нарушен широкой слабонаклоненной к юго-востоку зоной повышенной проницаемости и флюидонасыщенности. Зоны регионального уровня, составляющие каждую из разломных систем, являются сбросовыми и наклонены под разными углами в одну сторону, обеспечивая в целом растяжение земной коры региона в направлении СЗ–ЮВ. В Обручевской и Черско-Баргузинской системах растяжения, представляющих борта Байкальской впадины, региональные сбросы «падают», соответственно, на юго-восток и северо-запад, причем разломы, ближние к оси рифта, имеют субвертикальное положение, а периферийные характеризуются явно выраженным наклоном, значение которого особенно заметно увеличивается на глубинах более 20 км. Подобная форма характерна и для Джида-Удинской региональной разломной структуры, входящей в состав Джида-Витимской системы, подвижки в пределах которой, хотя и в меньшей степени, но способствуют реализации растяжения в Байкальской межблоковой зоне.

5. ИЕРАРХИЯ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В СООТВЕТСТВИИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ТРАНСЕКТУ ШЕРТОЙ – КРАСНЫЙ ЧИКОЙ

Результаты комплексного исследования земной коры вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой касаются двух главных аспектов. Во-первых, это особенности проявления межблоковых зон в разнотипных, прежде всего геофизических, полях с выходом на эффективный комплекс методов их выделения в глубине коры и на поверхности, когда по разным причинам в исследуемом регионе не могут быть реализованы прямые геолого-структурные наблюдения. Во-вторых, это установление на основе тектонофизической интерпретации геолого-геофизических материалов по трансекту закономерностей организации зонно-блоковой структуры земной коры юга Восточной Сибири с акцентом на строении межблоковых зон разных уровней иерархии. В соответствии с отмеченными аспектами ниже

приводится обсуждение материалов, полученных в ходе комплексных исследований.

5.1. ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРИЗНАКАХ

Порядок рассмотрения особенностей отражения межблоковых зон изучаемого региона в разнотипных полях продиктован возможностью методов выявлять наиболее активные тектонические структуры.

Эманационное поле при прочих равных условиях отражает современное состояние разрывной сети. Судя по нашим наблюдениям и литературным данным [Albul et al, 1979; Sultankhodzhaev et al., 1979; Seminsky, Bobrov, 2012], его аномалии, обусловленные наличием межблоковых зон, определяются двумя тесно связанными факторами. Первым из них является существование в близповерхностной части коры сети проницаемых (открытых) разрывов, а вторым – активных смещений, повышающих за счет дробления эманационную способность субстрата. Полученные для трансекта Шертой – Красный Чикой результаты (см. рис. 3–6, 11, 14–15) свидетельствуют о принципиальном подобию, но отличиях в деталях распределений почвенных радона и торона в разноранговых межблоковых зонах. Таким образом, на данном этапе при выборе оптимального комплекса исследований зонно-блоковой структуры земной коры можно ограничиться анализом поля радона, так как в силу большего по сравнению с торонам периода полураспада он в плане глубинности обладает большей «разрешающей способностью».

Аномальными для выделения межблоковых зон являются высокие значения концентраций почвенного радона, что обусловлено самим характером факторов эманирования, таких как проницаемость и раздробленность. Однако полученные для трансекта данные свидетельствуют о крайне неравномерном распределении параметра Q . Это определяется, с одной стороны, высокой мобильностью газов, а с другой – характером проявления межблоковой зоны, т.е. 1) неоднородностью строения и неравномерностью тектонической активности, а также 2) наличием пород (заполнитель), слабопроницаемых для газов (рыхлые глинистые тектониты, продукты выветривания, тонкодисперсные осадки). Как следствие, по форме поперечного профиля можно выделить четыре главных типа радоновых аномалий, связанных с межблоковыми зонами. Их разновидности, согласно двум отмеченным выше факторам, определяются наличием/отсутствием заполнителя в межблоковых зонах сосредоточенного/рассредоточенного типа, которые отличаются, соответственно, наличием или отсутствием главного сместителя. На рис. 17 типы аномалий проиллюстрированы на приме-

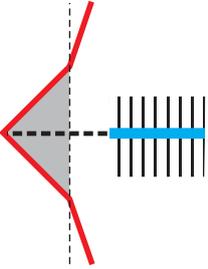
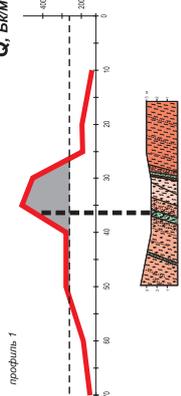
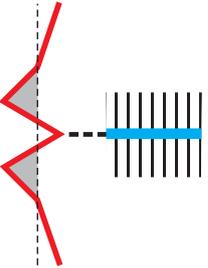
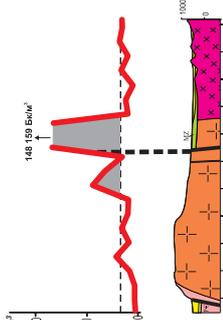
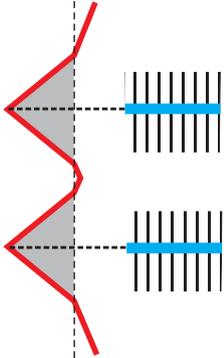
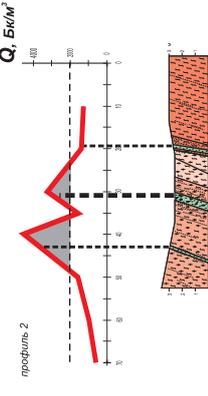
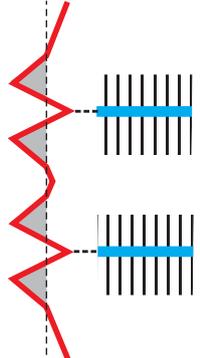
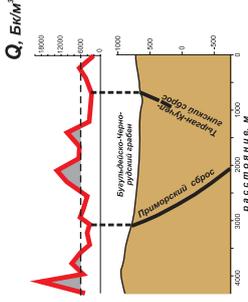
межблоковая зона	без заполнителя		с заполнителем	
сосредоточенного типа	<p>МОДЕЛЬ</p> 	<p>I пример</p>  <p>фрагмент рис. 4 (профиль 1)</p>	<p>II пример</p> 	<p>II пример</p>  <p>фрагмент рис. 11</p>
рассредоточенного типа	<p>МОДЕЛЬ</p> 	<p>III пример</p>  <p>фрагмент рис. 4 (профиль 2)</p>	<p>IV пример</p> 	<p>IV пример</p>  <p>фрагмент рис. 5</p>



Рис. 17. Типы аномалий радона, формирующихся над разломными зонами, которые отличаются характером внутренней структуры (сосредоточенные или рассредоточенные) и/или наличием заполнителя.

1 – зона тектонитов; 2 – зона повышенной трещиноватости и разрывов 2-го порядка; 3 – график изменения объемной активности почвенного радона (Q) вкrest разлома (пунктир – уровень среднего значения); 4 – область аномальных значений параметра Q.

Fig. 17. Types of radon anomalies that occur above fault zones varying in internal patterns (concentrated or dispersed structures) and/or the presence of the infill material.

1 – zone of tectonites; 2 – zone of higher fracturing of the 2nd order; 3 – soil-radon activity curve (Q) across the fault (the dotted line shows the level of the average value); 4 – area of anomalous Q values.

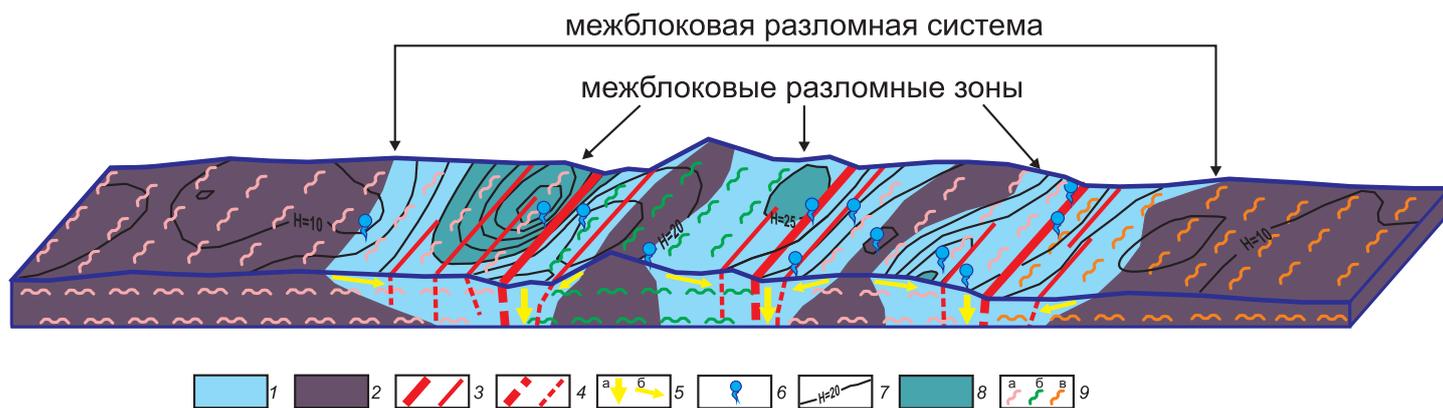


Рис. 18. Принципиальная модель приповерхностной части подземной гидросферы в Прибайкалье, основным структурным элементом которой является межблоковая разломная система.

1 – флюидопроницаемые межблоковые зоны; 2 – слабопроницаемые блоки; 3–4 – крупные и мелкие разломы в разрезе (3) и на земной поверхности (4); 5 – направление миграции метеорных вод: а – субвертикальный нисходящий поток по зонам крупных разломов, б – субгоризонтальный близповерхностный поток от области питания к местам разгрузки; 6 – естественный выход подземных вод на поверхность; 7 – распределение параметра H (содержание в пробе воды суммы ионов сульфата и хлора, %) в изолиниях; 8 – участки затрудненного водообмена (максимумы параметра H); 9 – разнотипные приповерхностные воды: а – кальций-магниевые, б – преимущественно натриево-калиевые, в – магниевые-кальциевые.

Fig. 18. The principal model of the near-surface part of the subsurface hydrosphere in the Pribaikalie. Its main structural element is the interblock fault system.

1 – fluid-permeable interblock zones; 2 – block of low permeability; 3–4 – faults in the cross-section (3) and on the ground surface (4); 5 – directions of meteoric water migration: а – subvertical downward flow in zones of large faults, б – subhorizontal subsurface flow from feed areas to offloading areas; 6 – natural outlet of groundwater; 7 – distribution of parameter H (sulphate and chlorine ions contained in water samples, %) in isolines; 8 – areas of hindered water exchange (maximum values of parameter H); 9 – near-surface water of different types: а – calcium-magnesium, б – mainly sodium-potassium, в – magnesium-calcium.

рах межблоковых зон разных иерархических уровней, изученных в пределах трансекта и представленных на иллюстрациях к данной статье. В простом случае с проницаемой зоной сосредоточенного типа (I) имеет место постепенное повышение объемной активности радона от периферии к главной поверхности смещения. В самом сложном случае (IV), т.е. при наличии тонкодисперсного заполнителя (глинка трения, выветрелые породы, глинистые осадки) и/или системы второстепенных разрывов и блоков с разной проницаемостью, аномалия представлена чередованием участков высоких и низких значений объемной активности радона. Два промежуточных случая (II–III) дают аналогичную («двугорбую» в разрезе) аномалию с периферийными максимумами и осевым минимумом. Однако в одном случае (II) минимум располагается над главным разломом с глиной трения, а в другом (III) – над блоком между двумя проницаемыми второстепенными разломами.

Таким образом, достоинством радоновой съемки при исследовании межблоковых зон земной коры является возможность выделения структуры, активной на современном этапе тектогенеза. Недостатки связаны с мобильностью газов, которые чутко реагируют на изменения напряженно-деформированного состояния приповерхностной части коры под действием перечис-

ленных выше факторов. Как следствие, неоднозначность интерпретации данных радоновой съемки возрастает в геодинамически активных регионах, где для выделения границ и особенностей строения межблоковых зон необходимо сочетать данный вид исследований с другими методами полевой геофизики.

Гидрогеологические особенности межблоковых зон определяются особенностями рельефа, вещественным составом, а также проницаемостью их субстрата, которая прямо связана с состоянием разрывных сетей в верхней части земной коры. Исследования, представленные в данной статье и более подробно – в нашей предыдущей публикации [Seminsky, Tugarina, 2011], позволили отразить роль перечисленных факторов в формировании свойств подземных вод изучаемого региона в виде обобщающей модели (рис. 18). В качестве основы для ее построения использовались результаты анализа минерализации, анионного и катионного состава подземных вод, а также распределения их естественных источников в пределах северо-западного сегмента трансекта. Согласно модели, зонно-блоковая структура через специфику рельефа и нарушенности массива горных пород определяет гидрогеологические особенности верхней части земной коры в геодинамически активном регионе. Межблоковые зоны как наиболее нарушенные и пониженные в рельефе участки

коры являются аномалиями по общей обводненности и режиму водообмена, что выделяет их в сравнении с блоками с большим количеством естественных выходов подземных вод трещинно-жильного типа с высоким процентным содержанием суммы сульфат- и хлоридов (см. рис. 6, В), а зачастую и повышенной минерализацией.

Специфика вещественного состава горного массива, определяющая его способность к растворению, служит звеном, осложняющим проявление ведущей роли структуры земной коры в формировании основных свойств подземных вод в геодинамически активном регионе. Пространства отдельных блоков, которые при тектоническом контактировании обычно отличаются по петрографическому составу, характеризуются катионными соотношениями, отличающимися от таковых для аналогичных смежных элементов структуры (рис. 18). Эта закономерность широко известна для регионов с отчетливо выраженной разломно-блоковой структурой [Bastrakova, 1985; 1990; Stepanov, 1989; Khaustov, Grabar, 1999; Sorokina et al., 2011; and others], где, согласно нашим представлениям, межблоковые зоны относятся к структурам поздней дизъюнктивной стадии развития с явно выраженным главным сместителем, который слабопроницаем для подземных вод. Результаты исследования фильтрационных свойств субстрата разломов Приольхонья методом наливов (см. рис. 4, Г) свидетельствуют о том, что в Прибайкалье межблоковые зоны локального уровня вследствие наличия продуктов выветривания характеризуются низкой проницаемостью по сравнению со смежными участками крыльев. Учитывая широкую распространенность в регионе линейной латерит-каолиновой коры выветривания, следует предполагать, что большинство разноранговых межблоковых зон Прибайкалья должны выполнять роль водупоров. Таким образом, подземные воды, мигрируя со стороны приподнятых блоков к впадинам, выходят на поверхность у крупного сместителя или/и сбрасываются на более глубокие уровни коры (на десятки километров, согласно [Pinneker et al., 1998]) по смежному с водупором проницаемому участку межблоковой зоны с густой сетью разрывов оперения и открытой трещиноватости (рис. 18).

Достоинством гидрогеологических методов исследования межблоковых зон является возможность прямого наблюдения за агентом – подземными водами, который в большей или меньшей степени определяет характер многих связанных с ними геофизических полей. Среди недостатков выделяется неоднозначный практически для каждого гидрогеологического показателя характер аномалий, обусловленный различием проницаемости отдельных структурных элементов межблоковой зоны, а также осложняющим влиянием вещественного фактора. Это в совокупности с обычным для природных условий недостатком проявлений естественных выходов подземных вод позволяет счи-

тать гидрогеологические методы хотя и значимым, но второстепенным элементом комплекса по исследованию межблоковых зон земной коры.

Электромагнитное поле, отдельные характеристики которого были получены в ходе работ по трансекту посредством реализации методов МТЗ, электропрофилирования и ЕП, в значительной степени для изученного региона обуславливается распределением, составом и миграцией подземных вод и других флюидов в земной коре.

Геоэлектрические разрезы, построенные по результатам магнитотеллурических зондирований (см. рис. 6, Г; 8, Б; 11, Г; 14, Г; 15, Ж; 16, В-Г), позволяют выделять в земной коре юга Восточной Сибири крупные межблоковые зоны в виде участков аномально низкого УЭС (0.5–100 Ом·м). Аномалии характеризуются неравномерным распределением проводимости, которая для межблоковых зон обусловлена их внутренним зонно-блоковым строением. Как видно на примере Обручевской разломной системы (см. рис. 6, Г), проводящие участки представляют межблоковые зоны регионального уровня, распространяющиеся до низов коры. Эти участки пространственно совпадают с близповерхностными аномалиями водообмена, но, судя по отличию размеров (см. рис. 6, В), – по-разному. Для Морской зоны, несмотря на дефицит гидрогеологических данных, можно говорить об удовлетворительном соответствии. Поперечные размеры разнотипных аномалий, приуроченных к Прихребтовой зоне, примерно одинаковы за исключением верхней части геоэлектрического разреза (до глубины 3 км), где ширина зоны пониженных сопротивлений уменьшается почти в половину. Наибольшие отличия характерны для Приморской межблоковой зоны, которая не проявлена непрерывным в разрезе участком низких УЭС. Упомянутые несоответствия объясняются близповерхностным характером изученных подземных вод и не противоречат принципиальному выводу о том, что глубинные аномалии проводимости в самой верхней части коры представлены нарушенными обводненными зонами. Этот результат в совокупности с такими признаками аномалий проводимости, как значительные поперечные размеры и плавные границы, слабая анизотропия и градиенты поля УЭС, подтверждает на более представительном фактическом материале вывод предшественников [Popov, 1987; Berdichevsky et al., 1999; Kissin, Ruzaiкин, 2000] о флюидной природе зон и слоев в земной коре изучаемого региона. Флюиды, привнесенные или образовавшиеся при метаморфической дегидратации, заполняют пустоты, трещины и более крупные разрывы в зоне блоковых взаимодействий, причем их сеть, судя по минимальным УЭС, характеризуется наибольшей густотой в осевых частях межблоковых структур.

Предполагаемая природа геоэлектрических аномалий подтверждается при сопоставлении геодинамической и флюидной активности межблоковых зон изу-

ченного региона. В Байкальском рифте, где позднекайнозойская тектоническая активность проявлена наиболее интенсивно, выходы термальных вод приурочены к тем региональным межблоковым зонам, у которых глубинные аномалии проводимости наиболее близко подходят к поверхности (см. рис. 16, В-Г). Это Обручевская система на западном плече рифта, где вдоль северо-восточных разломов зафиксированы выходы травертин и гейзеритов позднего неоплейстоцена [Sklyarov et al., 2007], а также Черско-Баргузинская разломная система с современными источниками термальных вод на его восточном плече (районы пос. Энхалук, Горячинск и др.). Кроме того, основной канал для миграции глубинных флюидов располагается вблизи осевой части рифта, где по данным МТЗ выделена аномалия проводимости, имеющая сквозькоровый характер, высокую интенсивность и наибольшие поперечные размеры. С функционированием этого канала могут быть связаны выходы газов (и, возможно, термальных вод) на дне озера Байкал, для которых проводящими структурами являются зоны повышенной трещиноватости в рыхлых осадках (см. рис. 10). С другой стороны, тесная связь степени геодинамической активности и флюидизации коры косвенно подтверждается тем, что Предбайкальская субвертикальная межблоковая зона, фиксирующаяся для слабоактивизированного в позднем кайнозое южного края Сибирского блока, не отмечается предельно низкими УЭС. То же относится к фиксирующемуся здесь и в Забайкальском блоке субгоризонтальному проводящему слою, флюидная природа которого в связи с предполагаемым питанием поверхностными [Pinneker et al., 1998] или глубинными [Pospeev, 1998] потоками отмечалась в процитированных работах.

Согласно вышеизложенному, главные особенности поля удельного электрического сопротивления, полученные для Прибайкалья в результате интерпретации материалов МТЗ, могут быть представлены в виде обобщенного разреза участка земной коры, нарушенной разломной системой (рис. 19). Он относительно прост по сравнению с аналогичными структурами из других активных регионов мира [Hoffmann-Rothe et al., 2004; Bataleva, 2005; Chen et al., 2007; Xiao et al., 2011], но однозначно подтверждает справедливость тех представлений, которые, хотя и были предложены на основе анализа разнотипных (геофизических [Kissin, 1996; Gutmanis et al., 1998; Berdichevsky et al., 1999; Neubauer et al., 2005; Becken et al., 2008; and others] или гидрогеологических [Stepanov, 1989; Khaustov, Grabar, 1999; Bastrakova, 1985, 1990; and others]) данных, но исходили из единой разломно-блоковой модели земной коры. Поле УЭС определяется характером (растяжение для Прибайкалья) и степенью (высокая) тектонической активности региона, которая в совокупности с изначальной структурно-вещественной спецификой субстрата формирует неоднородный по нарушенности объем земной коры, в существенной степени

заполненный флюидами. Как следствие, геодинамически активная разломная система является, по существу, системой флюидной с нисходящей и восходящей миграцией близповерхностных вод и глубинных растворов, которая в поле УЭС отражается сетью зон с аномально низкими сопротивлениями (<100 Ом·м). Доминируют субвертикальные зоны, в центральных частях которых УЭС может опускаться до 0.5–5.0 Ом·м, однако присутствуют и субгоризонтальные проводящие слои, которые в структурном плане представляют необходимый элемент для автономного перемещения блоков в ходе тектогенеза. Ширина зон и слоев является значимой в связи с глубоким проникновением флюидов в блоки, у которых лишь центральные, сравнительно слабодислоцированные части характеризуются низкой проводимостью (УЭС=1000–10000 Ом·м). Особенно отчетливо это проявляется у свободной поверхности в связи с разгрузкой напряжений, способствующей «разрыхлению» массива, что приводит к расширению межблоковых зон, размеры которых в геодинамически активных регионах соизмеримы с пространствами блоков или превышают их.

Таким образом, магнитотеллурические зондирования представляет эффективный инструмент выявления в глубоких горизонтах коры межблоковых зон, которые развиваются в режимах растяжения и сдвига, способствующих проникновению флюидов в проницаемые участки. Несмотря на сложности проведения детальных съемок и неоднозначность интерпретации некоторых структурных ситуаций, МТЗ образуют необходимую часть методического комплекса для изучения зонно-блоковой делимости земных недр в тектонически активных регионах.

Электропрофилирование, реализованное на трансекте для всех масштабов исследования, позволило оценить геоэлектрические свойства самой верхней части коры, нарушенной разноранговыми межблоковыми зонами. Интерпретация многочисленных графиков вариаций кажущегося удельного электрического сопротивления вкрест простираения изучаемых структур (см. рис. 4, Г; 5, Е; 6, В; 11, В) подтвердила результаты предшественников, согласно которым они трассируются участками пониженных величин ρ_k . Факторами, обеспечивающими низкие величины кажущегося электрического сопротивления и значимых для изученного региона, являются обводненность и нарушенность субстрата в межблоковой зоне. Следует отметить, что первый фактор играет ведущую роль в формировании специфики геоэлектрического разреза межблоковой зоны на глубинах, больших по сравнению с теми, которые изучаются методами электропрофилирования. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, данные МТЗ, а с другой – выделение разломных зон низкими значениями коэффициента фильтрации воды, установленными путем проведения натуральных экспериментов в Приольхонье на примере структур локального уровня (см. рис. 4, Г-2). Как следствие, до

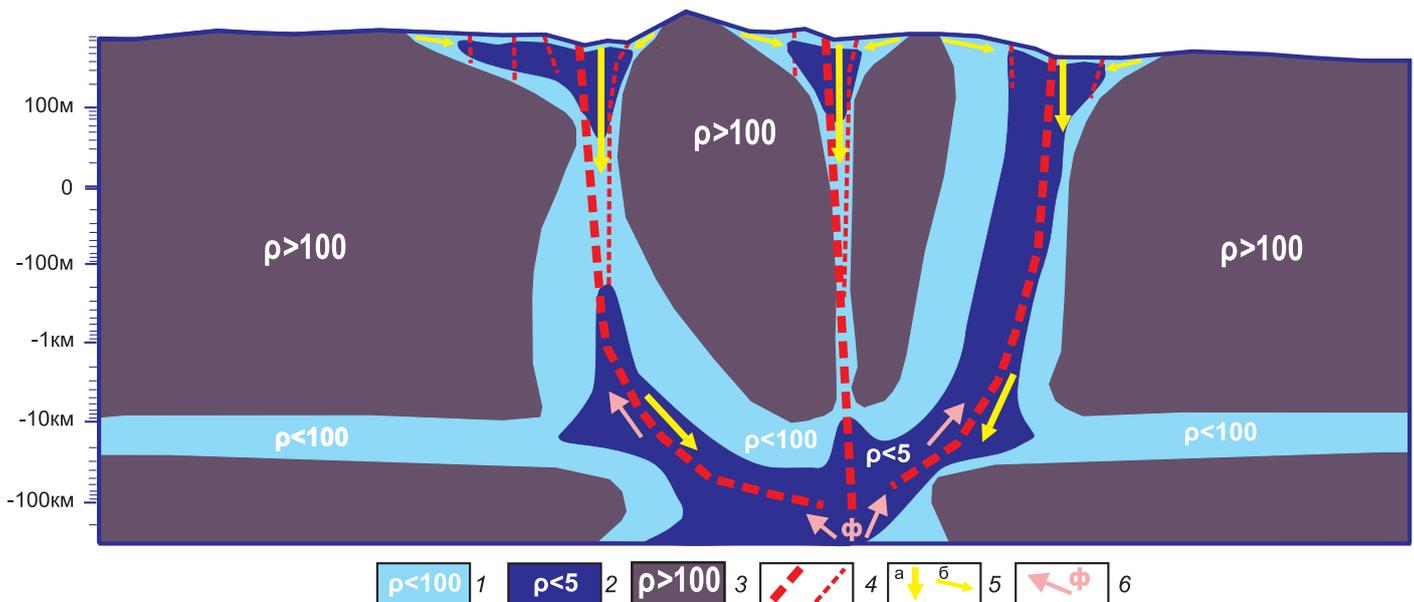


Рис. 19. Обобщенный геоэлектрический разрез типичного для Прибайкалья участка земной коры, главным структурным элементом которого является межблоковая разломная система.

1 – флюидопроницаемые межблоковые зоны с низким удельным электрическим сопротивлением ($\rho < 100$ Ом·м); 2 – наиболее нарушенные и флюидонасыщенные участки межблоковой зоны с ρ , меньшим 5 Ом·м; 3 – слабопроницаемые блоки с высоким ρ ; 4 – крупные и мелкие разломы; 5 – направление миграции метеорных вод: а – субвертикальный нисходящий поток по зонам крупных разломов, б – субгоризонтальный близповерхностный поток от области питания к местам разгрузки; 6 – восходящий флюидный поток по проницаемым зонам.

Fig. 19. The generalized resistivity profile of a segment of the crust which is typical of the Pribaikalie. Its main structural element is the interblock fault system.

1 – fluid-permeable interblock zones with low resistivity ($\rho < 100$ ohm·m); 2 – the most disturbed areas and fluid-saturated segments of the interblock zone where ρ is below 5 ohm·m; 3 – poorly permeable zone with high ρ ; 4 – faults; 5 – directions of meteoric water migration: а – subvertical downward flow in zones of large faults, б – subhorizontal subsurface flow from feed areas to offloading areas; 6 – ascending flow of fluids in permeable zones.

глубин в первые десятки метров поле ρ_k определяется степенью нарушенности субстрата межблоковых зон, причем в Прибайкалье ведущую роль в его формировании играет не столько плотность разрывных нарушений, сколько степень выветривания, продукты которого для магматических и метаморфических пород характеризуются низкими сопротивлениями (2–1200 Ом·м, согласно [Palacky, 1989]). Для Прибайкалья это связано преимущественно с тем, что вызванная рифтингом активизация перемещений произошла в зонах древних разломов, субстрат которых подвергнут глубокому выветриванию в эпоху мел-палеогеновой планации рельефа [Logachev et al., 1964; Logachev, 2003].

Принципиальные особенности аномалии ρ_k , связанной с типичной для Прибайкалья межблоковой зоной разломного типа, отражены на рис. 20. Геолого-геофизическую основу для формирования обобщенных представлений составили данные изучения региональной разломной зоны Приморского сброса (см. рис. 5). Показано, что в условиях Прибайкалья межблоковые зоны вследствие структурной неоднородности внут-

ренного строения выделяются сложнопостроенными аномалиями, для которых характерно наличие нескольких диапазонов кажущегося электрического сопротивления. Абсолютные значения уровней, маркирующих эти диапазоны, отличаются для разных участков исследования в связи с отличиями проводящих свойств горных пород, нарушенных конкретной межблоковой зоной. Однако в качественном отношении для многих детально изученных разломных зон отчетливо выделяются три характерных значения ρ_k . Первый уровень отделяет приразломную аномалию от высокоомных крыльев, причем во внутренней структуре самой зоны он соответствует трещиноватым блокам. Последние представлены сравнительно небольшими участками, тогда как основное пространство занимают выветрелые зоны с высокой плотностью разноранговых поверхностей смещения (сколовых трещин и разломов), где сопротивление уменьшается в два раза. Наконец, внутри этих зон могут иметь место участки аномально низких значений ρ_k (2–5 Ом·м), обусловленных высокой степенью выветривания (рис. 20, В) или/и наличием крупных сместителей, представлен-

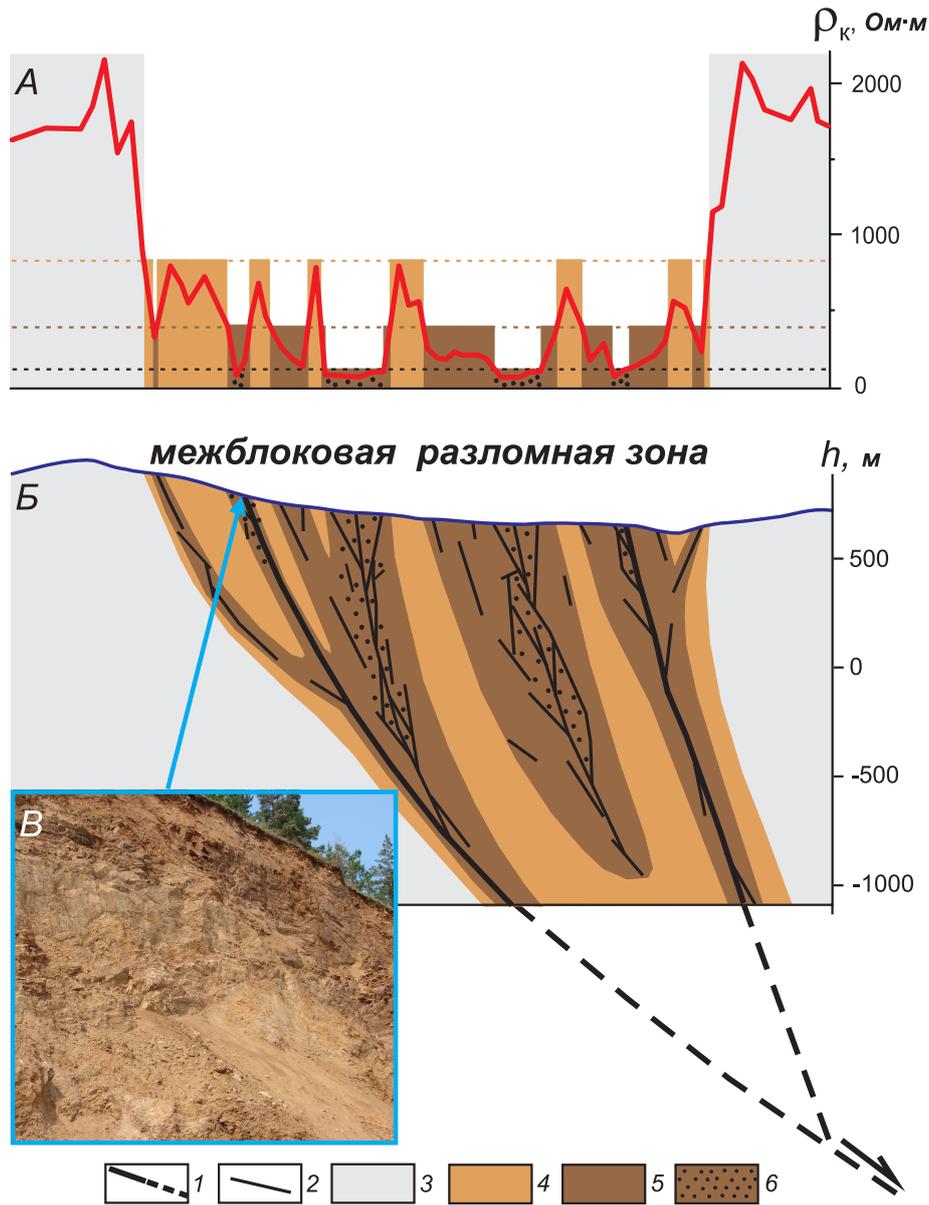


Рис. 20. Характерные особенности аномалии ρ_k , связанные с межблоковыми зонами разломного типа в геодинамически активных районах Прибайкалья.

A – график приразломных вариаций ρ_k , на котором разными оттенками коричневого цвета и точечным крапом показаны различные уровни аномальных значений параметра; B – принципиальный структурный разрез межблоковой зоны сбросового типа, на котором разными оттенками коричневого цвета и точечным крапом показаны участки, отличающиеся степенью нарушения вследствие различий в интенсивности действия процессов выветривания и разрывообразования; B – фотография коренного выхода с высокой степенью нарушения, обусловленной интенсивным выветриванием зоны магистрального разломного сместителя. 1 – крупные разломные сместители; 2 – более мелкие разрывные нарушения; 3 – высокоомные участки за границами разломной зоны; 4 – области на графике и блоки внутри разломной зоны на разрезе, которым соответствует аномальная, но сравнительно низкая степень нарушения пород; 5 – области на графике и разломные зоны 2-го порядка на разрезе, которым соответствует высокая степень нарушения горных пород; 6 – области на графике и приосевые части разломных зон 2-го порядка, которые отличаются наибольшей степенью нарушения пород (с глиной трения).

Fig. 20. Specific features of the anomaly ρ_k which are associated with interblock fault zones of various types in geodynamically active regions of the Pribaikalie.

A – the curve showing near-fault variations of ρ_k values. Different levels of anomalous values of the parameter are shown by different shades of brown and dotted patterns; B – the principal structural cross-section of the interblock zone of normal-fault type. Different shades of brown and dotted patterns are used to show segments that differ in the degree of disturbance due to differences in the intensity of weathering and faulting; B – the photo shows an outcrop with a high degree of disturbance caused by intense weathering of the zone of the major fault plane. 1 – large faults; 2 – fractures; 3 – areas with high ohm values outside the fault zone; 4 – areas at the curve and blocks within the fault zone in the cross-section, which rock disturbance is anomalous yet relatively low; 5 – areas at the curve and fault zones of the 2nd order in the cross-section, which rock disturbance is high; 6 – areas at the curve and near-axial segments of the fault zones of the 2nd order, which rock disturbance is the highest (with gouge).

ных глиной трения (рис. 20, Б). Следовательно, в материалах электропрофилирования по различию уровней нарушенности может определяться внутренняя зонно-блоковая структура межблоковых зон.

Таким образом, достоинством электропрофилирования, кроме экспрессности и невысокой стоимости работ, является возможность выделения нарушенных и обводненных участков в самой верхней части коры. Вместе с тем сложность строения межблоковых зон многократной активизации приводит к формированию аномалий ρ_k , достоверная интерпретация которых возможна только после приобретения достаточного опыта работ в изучаемом регионе, причем дополнительная сложность возникает при вычленении в выветрелом массиве участка проявления интенсивных позднекайнозойских перемещений. Таким образом, изучение поля кажущегося удельного электрического сопротивления вблизи земной поверхности должно быть неотъемлемой составляющей исследований разломных межблоковых зон земной коры и осуществляться в комплексе с другими геофизическими методами. При этом в настоящее время целесообразно вместо СЭП использовать более современный метод электротомографии [Dahlin, 2001], позволяющий без потерь в экспрессности и достоверности оценок получать двумерные и трехмерные (при площадной съемке) распределения параметра ρ_k в массиве горных пород.

Метод ЕП эффективен при изучении зонно-блоковой структуры земной коры, поскольку составляющие ее элементы в изученном регионе отражаются характерными минимумами потенциала естественного электрического поля. Во-первых, это активизированные при рифтогенезе межблоковые зоны, которые, например, в Западном Прибайкалье (см. рис. 5, В; 6, В), представлены древними тектонитами с повышенным содержанием графита [Kozhevnikov, 1998; Kozhevnikov et al., 2004]. Во-вторых, это блоки, которые при высоком положении в современном рельефе (например, хр. Хамар-Дабан) являются причиной активной нисходящей миграции метеорных вод, создающей естественное электрическое поле с низким потенциалом ЕП (см. рис. 11, В). Таким образом, реализация метода ЕП дает важные сведения о вещественной составляющей межблоковых зон, а также позволяет определять положение их границ при переходе к смежным относительно высокоподнятым блокам. Однако при изучении межблоковых зон эта информация носит второстепенный характер, что позволяет рекомендовать применение ЕП в качестве вспомогательного метода, целесообразного при исследовании происхождения связанных с разломами геоэлектрических аномалий.

Магнитное поле при исследованиях по трансекту для отдельных межблоковых зон обнаружило подобие с полями кажущегося удельного сопротивления и потенциала ЕП. В большинстве случаев межблоковые зоны в магнитном поле выделяются минимумами, что согласуется с данными предшественников [Glinsky et

al., 1991; Morozova et al., 1998]. Характер и причины установленных особенностей требуют постановки специальных исследований, так как они прямо не связаны с распространением в пределах разломных зон магнитных геологических образований (исключая обогащение при разрушении). Это в настоящее время не позволяет рекомендовать магниторазведку для включения в комплекс работ по изучению внутреннего строения межблоковых зон земной коры Прибайкалья.

Морфотектонические особенности проявления межблоковых зон имеют в условиях юга Восточной Сибири исключительную важность для выделения их границ и деталей внутреннего строения. Это связано, прежде всего, с тем, что межблоковые структуры рассматриваемой территории на всех уровнях иерархии, как правило, отчетливо проявляются пониженными формами рельефа по отношению к более высокостоящим блокам (см. рис. 4, А-З; 4, Б; 5, А; 6, Б; 9, Б; 11, Б; 14, Б; 15, Д). Данная закономерность обусловлена режимом растяжения земной коры, господствующим в последнюю эпоху тектогенеза на большей части изученной территории, а также интенсивной эрозией нарушенного субстрата зон по сравнению с относительно массивными блоками. Следует отметить, что полученные материалы на новом уровне исследований лишь подтверждают закономерность, по большому счету известную для рассматриваемого региона после трудов Н.А. Флоренсова и его последователей. Н.А. Флоренсовым [Florensov, 1960], в частности, для отдельных детально изученных регионов (например, Приольхонья) показана ведущая роль нарушенных за счет тектонических процессов и выветривания разрывных зон в формировании рельефа и береговой линии оз. Байкал, а также обосновано разломное происхождение крупных впадин Прибайкалья и Забайкалья.

Работы по трансекту в прямом и переносном смысле углубили эти представления, показав, с одной стороны, специфику проявления в рельефе деталей внутреннего строения разноранговых межблоковых зон, а с другой – факт парагенетической взаимосвязи крупных впадин Прибайкалья и Забайкалья, пересеченных трансектом Шертой – Красный Чикой, с аномалиями проводимости, трассирующимися на геоэлектрическом разрезе до глубин в первые десятки километров (см. рис. 16). Это позволяет с большой долей уверенности использовать рельеф юга Восточной Сибири для предварительного прогноза особенностей глубинного строения земной коры. Кроме того, спрямленные элементы земной поверхности, отчетливо фиксирующиеся на топографических картах и трехмерных моделях, в большинстве случаев для рассматриваемой территории отражают положение разломов, активных в позднем кайнозое. Как следствие, максимумы их плотности соответствуют зонам, а минимумы – слабонарушенным блокам земной коры (см. рис. 6, В; 11, В; 14, В). Именно поэтому положение межблоковых зон, границы которых на предварительно построенной схеме

зонно-блоковой структуры изучаемого региона (см. рис. 2, Б) были проведены в соответствии с распределением крупных линеаментов рельефа, по большому счету подтвердилось при детальном исследовании, выполненном на основе комплекса полевых геолого-геофизических методов по трансекту Шертой – Красный Чикой (см. рис. 6, 11, 14).

Таким образом, анализ рельефа земной поверхности разными морфометрическими способами является неотъемлемой частью комплекса исследований межблоковых зон юга Восточной Сибири. Данное заключение тем более справедливо с учетом прогресса в области современных методов съемки земной поверхности, а также возможности работы со многими материалами подобного типа в открытом доступе и с использованием мощной вычислительной техники. В целом анализ рельефа в том или ином виде должен быть опережающим по отношению к другим методам изучения межблоковых зон земной коры. Он позволяет в первом приближении обозначить их границы и оценить степень нарушенности субстрата, а также в какой-то мере определиться с видами последующих геофизических и гидрогеологических методов, поскольку результаты их применения, как было представлено на обобщающих моделях (см. рис. 18–20), тесно связаны с контрастностью современного рельефа.

Сопоставление результатов применения перечисленных видов исследований для одних и тех же участков земной коры проводилось по материалам, представленным на рис. 3–6, 11, 14–16, и показало, что располагающиеся в их пределах межблоковые зоны выделяются практически в каждом из изученных полей, хотя и с индивидуальными особенностями. В силу отличий оцениваемых показателей их аномалии по-разному подчеркивают элементы внутреннего строения одной и той же зоны. Используемые методы можно разделить на две группы по степени направленности на выделение собственно разрывной структуры как ключевой составляющей межблоковых зон. К прямым методам относится анализ рельефа с целью выделения линеаментов-разломов и эманационная съемка, позволяющая выявлять современные зоны распространения открытых нарушений сплошности, а также разрывы с активными перемещениями крыльев. Остальные методы следует считать косвенными, поскольку они направлены на выделение заполнителя межблоковых зон, в большей или меньшей степени свойственного их представителям. Это жидкий заполнитель для гидрогеологических и электроразведочных методов и твердая составляющая (глинистый, графитовый, сульфидный и другие заполнители) для электро- и магниторазведки.

Первая группа методов в принципе предпочтительнее для исследования разломных зон, однако достоверность интерпретации результатов этих методов зависит от некоторых важных особенностей их применения. Во-первых, необходимо представление о том, в

каком объеме выделяется межблоковая структура по анализируемому признаку. Если в качестве примера взять эманационную съемку, то, как было установлено ранее [Seminsky, Bobrov, 2009], поперечный размер приразломной аномалии радона в 1.4 раза превышает аналогичную по типу оценку, полученную по распределению плотности разрывов, т.е. собственно структурному признаку. Это, по-видимому, связано с тем, что выход газов происходит, в том числе, и в периферийной зоне микротрещиноватости, которая обычно не учитывается при подсчете плотности составляющих зону мелких разрывов. Во-вторых, даже для прямых методов выявления разрывов существует неоднозначность интерпретации, так как рассматриваемый признак, кроме выявления разрывов, может давать аномалию от присутствия других, в том числе и неструктурных, элементов. Это очевидно для линеаментного анализа рельефа, а также может быть связано с присутствием радиоактивных пород на участке проведения эманационной съемки.

Кроме рассмотренной выше специфики использованных методов, степень различия в проявлении одной и той же межблоковой зоны в том или ином поле зависит: 1) от индивидуальных особенностей межблоковой структуры и 2) от условий ее существования в земной коре. Первый фактор определяется масштабом, интенсивностью, направленностью и длительностью однотипного воздействия тектонических сил, которые приводят к формированию межблоковых зон, отличающихся, соответственно, масштабным рангом (локальные, региональные и другие зоны), геодинамической активностью (зоны высокой, умеренной или низкой активности), типом (зоны растяжения, сжатия или сдвига) и стадией развития внутренней структуры (для разломных зон – ранняя, поздняя или полного разрушения). Специфика отражения каждого из перечисленных видов межблоковых зон почти для всех обсуждаемых методов требует проведения отдельного целенаправленного исследования. Исключение составляет эманационная радоновая съемка, особенности которой в приложении к разломным зонам юга Восточной Сибири и Монголии были детально изучены до постановки работ на трансекте [Seminsky, Bobrov, 2009]. Так, крупные разломные зоны характеризуются большей радоновой активностью по отношению к мелким, а разломы с высокой геодинамической активностью при прочих равных условиях создают самые интенсивные в сравнении с фоном аномалии. Очевидно, что выход радона происходит более интенсивно в условиях растяжения, чем при сдвиге и, тем более, – сжатии, что в одной из цитированных статей было показано на примере сопоставления разломов сбросового и сдвигового типов. Наконец, коренные отличия в строении аномалий у зон рассредоточенного типа, к которым в первую очередь относятся разломы ранней стадии развития, от проявления в поле радона сосредоточенных структур, например разломов стадии полного разру-

шения, были описаны в данной статье и представлены в обобщенной форме на рис. 17.

Второй фактор – условия существования межблоковой зоны в земной коре – придает специфические особенности ее проявлению в любом из рассматриваемых полей. В связи с эманационным полем обобщение по данному вопросу представлено в одной из наших работ [Seminsky, Bobrov, 2012] на основе анализа мировых данных и результатов собственных детальных исследований концентраций почвенного радона вблизи разломов Прибайкалья и Забайкалья, многие из которых расположены в пределах трансекта Шертой – Красный Чикой. Показано, что в рассматриваемом аспекте наиболее значимыми являются три группы процессов: эрозионные, планетарные и геохимические. Эрозионные процессы и выветривание контролируют распределение и размеры участков разломной зоны, заполненных тонкодисперсным материалом, что корректирует размеры, форму и амплитуду радоновой аномалии. Процессы планетарных взаимодействий (Земли с Луной и Солнцем) обуславливают вариации атмосферного давления, которые приводят к периодическим изменениям проницаемости и, следовательно, концентрации почвенного радона в пределах активных разломных зон земной коры. Геохимические факторы (содержание урана во вмещающих породах или тектонитах) также влияют на формирование аномалий почвенного радона, хотя их роль является значимой только для отдельных участков земной коры.

Материалы разнотипных исследований на трансекте показали, что некоторые из перечисленных для радона процессов также оказывают существенное влияние на формирование вблизи межблоковых зон полей другой природы. Для эрозионных процессов это происходит через формирование рельефа, который, как было показано выше, имеет самостоятельное значение в исследовании межблоковых зон, играет важную роль в миграции и формировании состава подземных вод, создании аномалий потенциала ЕП. Процесс выветривания определяет поле ρ_k в близповерхностной части земной коры Прибайкалья, где вдоль разломов развита линейная латерит-каолиновая кора, сформировавшаяся в мел-палеогеновое время. Планетарные воздействия для большинства изученных полей приводят к их временным вариациям, что является темой специальных исследований, которые особенно перспективны в плане оценки степени активности межблоковых зон на современном этапе тектогенеза. Кроме этих процессов, существенную роль в проявлении межблоковых зон на всех уровнях коры играет степень ее флюидизации. Как было показано при характеристике отдельных методов исследования, она определяет гидрогеологические особенности межблоковых зон Прибайкалья, играет важнейшую роль при формировании связанных с ними на всех уровнях коры глубинных аномалий удельного электрического сопротивления и приповерхностных аномалий потенциала ЕП, влияет на рас-

пределение газовых потоков, в том числе хорошо растворимого радона. Представляется, что развитие геофизических методов картирования межблоковых зон в значительной степени связано с прогрессом дальнейших целенаправленных исследований по изучению роли флюидов и газовой составляющей в формировании их свойств.

Следствием сложности внутреннего строения межблоковых зон, специфики условий их существования и особенностей использованных методов исследования является определенная неоднозначность в проведении границ этих структурных элементов. Очевидно, что для одной и той же зоны они будут несколько отличаться в зависимости от типа использованных для анализа признаков. Комплексные исследования по трансекту Шертой – Красный Чикой показали, что отправным моментом для установления границы «блок-зона» является примерное совпадение переходов от аномалии к фону, определенное по двум–трем признакам. При этом для всех полей в качестве порога «фон-аномалия» может с успехом использоваться значение среднего арифметического без его увеличения или уменьшения (в зависимости от типа анализируемого поля) на величину среднеквадратичного отклонения. Именно такой подход использовался при интерпретации данных по всем сегментам трансекта (см. рис. 6, 11, 14). Окончательное решение о положении границы каждой межблоковой зоны принималось после анализа конкретной ситуации и оценки возможности отражения ее внутренней структуры в отдельных полях с учетом описанных ранее внешних факторов.

Опыт подобных построений показал, что опорными для определения поперечных размеров межблоковых зон являются оценки, полученные по вариациям плотности линеаментов и высоты рельефа, суммы в подземных водах сульфат- и хлор-ионов, концентрациям в почвенном воздухе радона и торона, а в разрезе – по величинам удельного электрического сопротивления (см. рис. 6, 11, 14). Отличия в размерах межблоковых зон, установленные по распространению аномальных значений перечисленных параметров, не являются принципиальными. Как следствие, именно эти признаки фигурировали в концептуальной модели структуры земной коры, представленной в одной из предыдущих публикаций на базе интерпретации геолого-геофизических материалов по сегменту Баяндай – Крестовский [Seminsky, Tugarina, 2011]. После анализа полного объема материалов по трансекту эта модель изменилась лишь в деталях (рис. 21), что следует из описания, представленного выше для двух главных составляющих блок-диаграммы: модели в плане (см. рис. 18) и модели в разрезе (см. рис. 19). Рис. 21 наглядно иллюстрирует, что межблоковые зоны земной коры юга Восточной Сибири выделяются по сравнению с пространствами блоков понижениями в рельефе, аномалиями условий водообмена, положительными и сложными по форме газовыми аномалиями, а также низки-

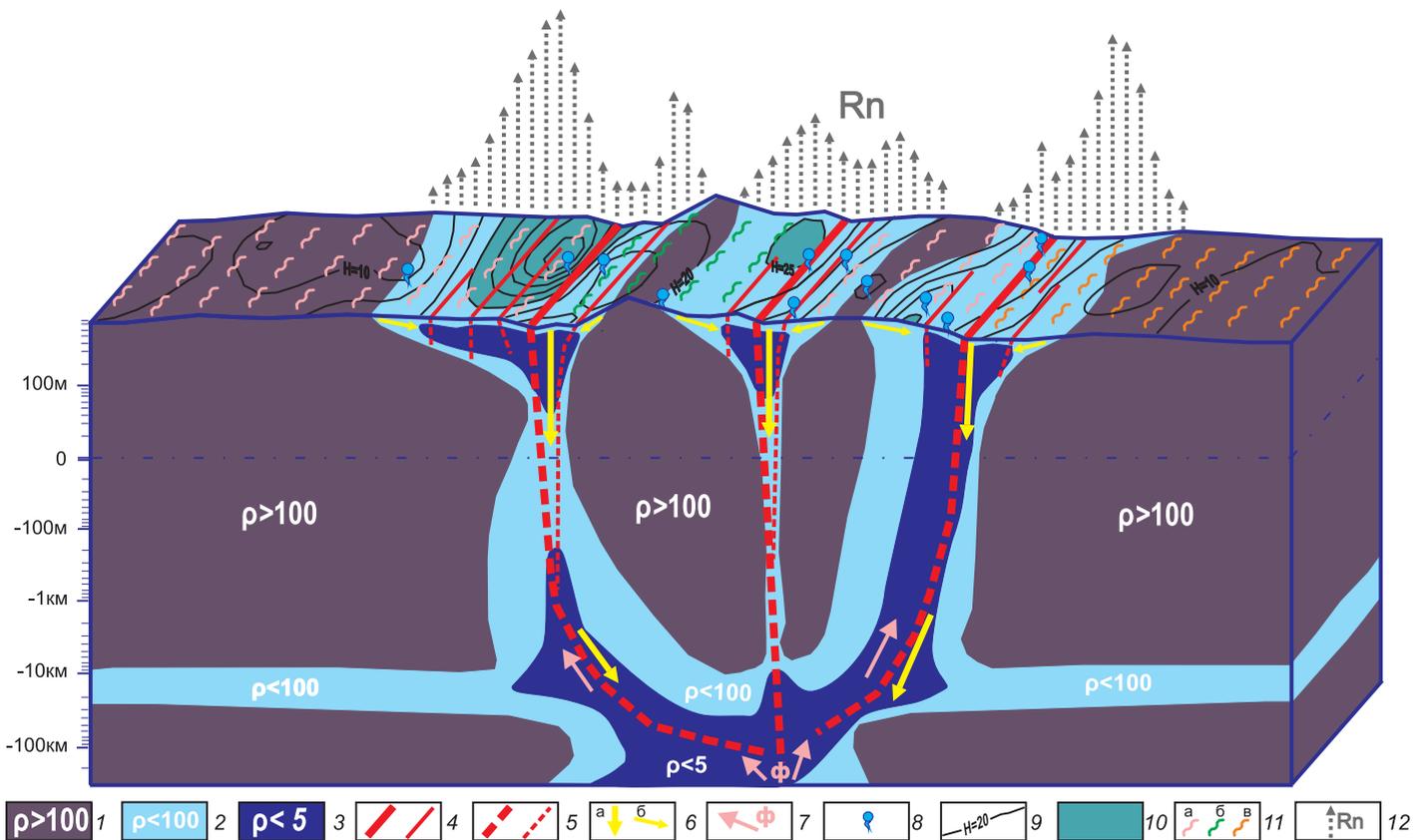


Рис. 21. Концептуальная геолого-геофизическая модель типичного для юга Восточной Сибири геодинамически активного участка земной коры, главным структурным элементом которого является межблоковая разломная система.

1 – слабонарушенные блоки; 2 – флюидопроницаемые межблоковые зоны; 3 – наиболее нарушенные и флюидонасыщенные участки межблоковых зон; 4–5 – крупные и мелкие разломы в разрезе (4) и на земной поверхности (5); 6 – направление миграции метеорных вод: а – субвертикальный нисходящий поток по зонам крупных разломов, б – субгоризонтальный близповерхностный поток от области питания к местам разгрузки; 7 – восходящий поток флюидов; 8 – естественный выход подземных вод на поверхность; 9 – распределение параметра H (содержание в пробе воды суммы ионов сульфата и хлора, %) в изолиниях; 10 – участки затрудненного водообмена (максимумы параметра H); 11 – разнотипные приповерхностные воды: а – кальций-магниевые, б – преимущественно натриево-калиевые, в – магниевые-кальциевые; 12 – выход радона (длина стрелки пропорциональна интенсивности эманацій).

Fig. 21. The conceptual geological-geophysical model of a segment of the crust which is typical of the southern regions of East Siberia. Its main structural element is the interblock fault system.

1 – slightly disturbed blocks; 2 – fluid-permeable interblock zones; 3 – highly disturbed, fluid-saturated segments of interblock zones; 4–5 – faults in the cross-section (4) and on the ground surface (5); 6 – directions of meteoric water migration: а – subvertical downward flow in zones of large faults, б – subhorizontal subsurface flow from feed areas to offloading areas; 7 – ascending flow of fluids; 8 – natural outlet of underground water; 9 – distribution of parameter H (sulphate and chlorine ions contained in water samples, %) in isolines; 10 – areas of hindered water exchange (maximum values of parameter H); 11 – near-surface water of different types: а – calcium-magnesium, б – mainly sodium-potassium, в – magnesium-calcium; 12 – radon emanation (longer arrows show higher emanation intensity).

ми значениями удельного электрического сопротивления как вблизи поверхности, так и на глубине.

В итоге проведенный анализ показал, что использованные на трансекте Шертой – Красный Чикой методы, за редким исключением, оказались эффективны для изучения межблоковых зон земной коры. Это стало следствием привлечения в состав комплекса геофизических, гидрогеологических и морфометрических способов и приемов исследования земной коры, направленных на выявление ее структурных особенностей. Полученные каждым из методов результаты в той или иной степени отразили существование на юге

Восточной Сибири иерархически построенной системы нарушенных зон, по которым контактируют относительно массивные блоки. Вместе с тем вследствие многообразия условий проявления разнотипных и разноранговых межблоковых зон в земной коре они по-разному отражаются в отдельных геофизических, морфотектонических и гидрогеологических признаках.

Анализ особенностей отдельных методов в плане выявления разломной структуры позволил установить, что в качестве необходимых составляющих методического комплекса по изучению межблоковых зон юга Восточной Сибири на данном этапе исследований сле-

дует рекомендовать анализ современного рельефа с выделением его спрямленных элементов, малоглубинную электроразведку (СЭП или электротомография), глубинные магнитотеллурические зондирования и эманационную съемку. Исследование рельефа на количественной основе позволяет выделять пониженные участки с высокой степенью нарушенности приповерхностной части земной коры. Малоглубинная электроразведка и магнитотеллурические зондирования дают возможность выделить и оконтурить в широком диапазоне глубин проводящие зоны, которые представлены участками земной коры, нарушенными и проницаемыми для разнотипных флюидов. Эманационная съемка выделяет зоны интенсивной дегазации, причем локальные максимумы и минимумы объемной активности радона маркируют положение отдельных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами. В зависимости от специфики поставленных задач в комплекс могут привлекаться дополнительные методы, позволяющие выявить природу тех или иных аномалий для углубленной интерпретации результатов основных видов исследования. Так, опробованный в пределах трансекта метод естественного электрического поля и гидрогеологические исследования позволяют понять природу геоэлектрических полей, оценить специфику проницаемости отдельных участков земной коры. В перспективе имеет смысл на эталонных участках наряду с основными видами геолого-геофизических работ провести сейсмические исследования, что позволит оценить целесообразность их использования для картирования внутренней структуры межблоковых зон.

5.2. БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ В СТРУКТУРЕ МЕЖБЛОКОВЫХ ЗОН ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Использование геофизических, морфотектонических и гидрогеологических данных по трансекту Шертой – Красный Чикой в совокупности с известными и собственными геолого-структурными материалами позволило получить новые сведения о тектоническом строении юга Восточной Сибири, что составляет предмет рассмотрения в данном разделе. Поскольку наиболее отчетливо структурные особенности земной коры проявляются на геодинамически активных участках, ниже выявленные закономерности иллюстрируются на примере Байкальского рифта. Главным при этом является рассмотрение структуры его центральной части с позиций зонно-блокового строения земной коры. Кроме того, преимущества комплексных исследований, а также проведение некоторых видов съемок с большей детальностью по сравнению с аналогичными работами предшественников позволили получить новые данные о глубинном строении рифта, параметрах и взаимоотношениях его отдельных структурных элементов.

Ширина рифта в районе трансекта составляет при-

мерно 200 км, из которых две трети принадлежат юго-восточному крылу и только одна треть – северо-западному (см. рис. 16). Это подчеркивает общую асимметрию глобальной границы между Сибирским и Забайкальским блоками литосферы, толщина которых составляет соответственно 130 и 90 км [Petit, Deverchere, 2006]. На трансрегиональном уровне Байкальский рифт представляют три разломные системы растяжения (Обручевская, Черско-Баргузинская и Джида-Витимская), нарушающие земную кору на всю мощность, которая, согласно [Mats et al., 2001; Suvorov et al., 2002], увеличивается от 40 до 45 км при переходе от платформы к складчатому поясу. Поперечные размеры у трех межблоковых зон трансрегионального уровня вдоль трансекта примерно одинаковы (≈ 50 км), но вклады в реализацию растяжения отличаются. Джида-Витимская зона отделена от разломных систем центральной части рифта высокоподнятым блоком хребта Хамар-Дабан и характеризуется общим наклоном к юго-востоку. Сбросовые перемещения, произошедшие по разломам древнего заложения, отличаются меньшей величиной и современной активностью по сравнению с двумя другими зонами трансрегионального уровня. Это выразилось в формировании относительно неглубокой Иволгино-Удинской впадины, повышенном тепловом потоке и умеренной современной сейсмичности. Джида-Витимская межблоковая зона представляет пример сателлитного участка растяжения, подобного тем, которые имеют место на северо-восточном продолжении Байкальского рифта (например, Баргузинская впадина), а также в пределах других структур аналогичного типа в связи с дискретностью проявления деформаций в пространстве [Lesne et al., 2000; Gol'din et al., 2006]. Степень современной активности данного участка меньше, чем района Баргузинской впадины, что, вероятно, связано с интенсивным процессом локализации деформации, произошедшим в ходе растяжения земной коры по линии трансекта в Южно-Байкальской впадине [Seminsky, 2009]. Это сейсмически активная и самая глубокая из приосевых рифтовых впадин, образовавшаяся при интенсивных вертикальных перемещениях по Обручевской и Черско-Баргузинской разломным системам, которые наклонены навстречу друг другу и также относятся к пересеченным трансектом межблоковым зонам трансрегионального уровня.

На региональном уровне разломные системы представлены двумя–тремя крупными межблоковыми зонами разломного типа, ширина которых в среднем составляет 15 км, а глубина проникновения оценивается величиной ≈ 20 км. В сравнительно стабильных крупных блоках это глубина кровли регионально проявленного низкоомного слоя, а в пределах активных регионов – уровень проводящих участков у региональных зон, располагающихся на периферии разломных систем: Прихребтовой, Бортовой, Джида-Удинской и других (см. рис. 16, Г). В центральных частях Байкаль-

ского рифта или Монголо-Охотской межблоковой границы глубина региональных разломных зон не может быть определена, так как они входят в состав магистральных сместителей трансрегионального или глобального уровня, которые проникают до подошвы коры или литосферы. На геоэлектрическом разрезе такие зоны представлены широкими проводящими участками, поскольку за счет интенсивной деструкции флюиды проникают в контактирующие блоки на большие расстояния. Как следствие, разломные системы в тектонически активном регионе, являясь одновременно и системами флюидными, представляют в целом электропроводящие области со сравнительно небольшими менее нарушенными участками (блоками), где сопротивление повышается до 1000 Ом·м.

Крайнее выражение данная закономерность имеет в приосевой части Байкальского рифта, что является следствием специфики его внутреннего строения. Во-первых, располагающийся между Обручевской и Черско-Баргузинской разломными системами собственно Байкальский блок рассекается в осевой части зоной регионального уровня, представляющей собой флюидопроводящий канал шириной $\approx 7-10$ км. На геоэлектрическом разрезе непрерывный участок самых низких сопротивлений (до 0.5 Ом·м) соединяет низы коры и слой электропроводящих осадков, заполняющих Байкальскую впадину (см. рис. 16, В-Г). Во-вторых, высокая степень флюидизации центральной части рифта в значительной степени определяется архитектурой сети и густотой региональных межблоковых зон, представляющей в разрезе типичный пример участка растяжения земной коры. Так, по обе стороны от крутонаклонного флюидизированного канала располагаются региональные разломные зоны, которые принадлежат к Обручевской и Черско-Баргузинской системам, «падают» навстречу друг другу, причем периферийные Прихребтовая и Бортовая зоны создают чашеобразный внешний контур области интенсивного растяжения за счет заметного выполаживания начиная с глубин ≈ 20 км. Подобная архитектура сети региональных разломов и существенные размеры зон их влияния в совокупности с доминированием условий растяжения коры приводят к ее интенсивной флюидизации в пределах выделяющегося естественного контура за счет подтока растворов из мантии и проникновения метеорных вод с поверхности.

Характерной особенностью строения межблоковых дизъюнктивов регионального уровня, выделяющейся на западном плече Байкальского рифта в связи с доминированием перемещений сбросового типа, является наличие фронтальных и тыловых разломных зон, имеющих в среднем ширину ≈ 5 км и разделенных менее деформированными блоками (см. рис. 6, А-В). Интенсивные подвижки по главному сместителю вызывают деструкцию поднятого блока, которая от поверхности проникает в глубину, стремясь достичь фронтальной зоны главных смещений (см. рис. 7). Судя по

положению участков пониженных сопротивлений под каждой из тыловых зон в Прихребтовой, Приморской и Морской региональных зонах (см. рис. 6, Г), это происходит на глубинах ≈ 10 км. Представляется, что данный процесс, наряду с разрушением зацепов на фронтальных поверхностях смещения, может быть причиной существования двух полос эпицентров землетрясений, попадающих в контуры оз. Байкал и приуроченных к Морской и центральной региональным разломным зонам на глубинах 10–22 км.

На локальном уровне каждая из описанных зон повышенной концентрации разрывов представлена иерархией разломов, ряд которых был детально изучен на территории Приольхонья. Поисковый характер геофизических и гидрогеологических работ предопределил выбор в качестве объектов исследования разломов, доступных для непосредственного наблюдения в береговых обрывах оз. Байкал и поэтому в большинстве своем уже изученных предшественниками [Pavlovsky, 1969; Pleshanov, Chernov, 1968; Florensov, 1977; Kashik, 1978; Zamaraev et al., 1979; Pleshanov, Romazina, 1981; Kuklei, 1985; Lobatskaya, 1987; Mazukabzov, Sizykh, 1987; Sherman, Dneprovsky, 1989; Logachev, 1994; Seminsky, 1994, 2003; Melnikov et al., 1994; Levi et al., 1997a; Delvaux et al., 1997; Mats et al., 2001; Lunina et al., 2002; Cheremnykh, Markovtseva, 2007; Cheremnykh, 2010; Seminsky, Cheremnykh, 2011; and others]. Наши наблюдения подтвердили их основные выводы о древнем заложении, многоэтапности подвижек и высокой нарушенности горных пород вследствие выветривания и активизации перемещений на современном рифтовом этапе развития. В связи с этим главной структурной особенностью региона является высокая средняя плотность трещин (10 тр./пог. м), на фоне которой значениями ≈ 25 тр./пог. м выделяются разломные зоны, относящиеся по специфике внутреннего строения, как правило, к зрелым стадиям развития – поздней дизъюнктивной или стадии полного разрушения (см. рис. 4). Несмотря на высокую степень нарушенности, проницаемость разломных зон имеет крайне неравномерный характер. Обычно она низка в приосевых участках проявления крупных сместителей из-за широкого распространения продуктов выветривания и глинки трения и высока на периферии разломной зоны, где господствуют разрывы оперения и открытая трещиноватость.

Оригинальный характер носят результаты исследований локальных разломных зон на дне оз. Байкал, полученные в процессе наблюдений с борта обитаемых подводных аппаратов, а также данные глубоководного бурения осадочной толщи. Однако в плане изучения коренного подводного склона структурные особенности разломов на качественном уровне аналогичны выявленным в пределах сухопутной территории Западного Прибайкалья. В зоне Морского сброса они по большей части также наследуют древние выветрелые зоны и проявляются в виде крупных плоскостей скольжения

с субвертикальными штрихами и бороздами скольжения (см. рис. 9). Главным отличием является более высокая интенсивность процесса деструкции, свойственная приосевой части рифта и проявляющаяся в широком распространении сбросов не только продольной, но и поперечной ориентировки, а также их контрастной выраженностью в рельефе в виде крутых уступов, осложненных массовыми проявлениями гравитационных процессов (обвалы, осыпи, оползни). Выходы активных разломов к поверхности в пределах осадочной ванны отчетливо проявлены уступами в рельефе дна для бортовых разломных зон и менее контрастно – на субгоризонтальном ложе. Непосредственно в самой толще слабосцементированных отложений это закономерно организованные зоны повышенной трещиноватости, представляющие раннюю стадию развития разлома (см. рис. 10), который в кристаллическом основании может быть проявлен в виде единой поверхности сбросовых или сдвиговых смещений. Вследствие тонкодисперсного характера слабосцементированных осадков трещины и более крупные разрывы в разломных зонах находятся в латентном состоянии, что, вероятно, отражается на проницаемости толщи. Вопрос о масштабах разгрузки на дне оз. Байкал флюидов, проникающих по центральной зоне растяжения из глубин земной коры к подошве осадков, может быть решен обоснованно лишь после проведения дополнительных глубоководных исследований. Что же касается выхода газов, то о его значительных объемах можно судить по приуроченности к данной зоне грязевых вулканов, включая «К-2», который располагается практически на трассе профиля «Западный берег – Восточный берег» [Isaev, 2001; Klerkx et al., 2006; Schmid et al., 2007].

Как следует из приведенного выше описания, основной количественной характеристикой межблоковых зон, изученных в каждом из масштабов при комплексных исследованиях на трансекте, была их ширина. Это позволило установить место изученного ряда разноранговых структур в иерархии межблоковых зон, выявленной ранее для Центральной Азии в целом [Seminskii, 2008] и приведенной в верхней части таблицы. Она была выявлена в результате анализа распределения величины среднегеометрического размера зон (l_{cp}), рассчитываемого для каждой из них как квадратный корень из площади (s), занимаемой зоной на одной из схем зонно-блоковой структуры, две из которых приводятся в данной статье (рис. 1 и 22). Иерархия включает 11 уровней (3 глобальных, трансрегиональных, 3 региональных и 4 локальных), причем отношение среднегеометрического размера последующей по рангу зоны к размеру предыдущей колеблется около значения $\mu_s = 2.2$ (где μ_s – масштабный инвариант).

В рассматриваемом Азиатском регионе к глобальному рангу I относится граница между Евразийской и Индо-Австралийской литосферными плитами. Гло-

бальный ранг II представлен серией межблоковых зон, в том числе той, которая является северной границей Амурской плиты (см. рис. 1, № 18) и протягивается из Монголии на северо-восток до побережья Охотского моря. В ее состав входят сегменты – глобальные зоны III ранга, развивающиеся в позднем кайнозое в режимах левого сдвига или растяжения. Одной из зон растяжения является Байкальский рифт, пересеченный трансектом Шертой – Красный Чикой, что позволяет выделенную в его пределах непрерывную ранговую последовательность крупных межблоковых зон считать соответствующей IV–VI рангам, как это представлено в нижней части таблицы. Использование определенных для Центральной Азии величин площади межблоковых зон каждого ранга и ширины их представителей на трансекте (M_{cp}) позволяет перейти к длине (L_{cp}), оценив на некоторых примерах достоверность рангового соответствия с помощью схемы (рис. 22). Действительно, положение и протяженность осей у четырех выбранных для примера межблоковых зон III–VI рангов (таблица) не противоречат структурной ситуации, которая отражена на схеме зонно-блоковой делимости Прибайкалья, построенной на базе карты [The Neotectonic Map..., 1982].

Таким образом, на данном этапе исследования, когда исходные для несложных вычислений оценки площадей являлись усредненными для территории Центральной Азии в целом, можно считать, что место изученных на трансекте структур в общей иерархии межблоковых зон определено правильно. Более того, с использованием, кроме площади, средних глубин проникновения структур в земную кору (H_{cp}), которые обычно контролируются существующими в ней субгоризонтальными неоднородностями [San'kov, 1989; Logachev, 1991], в пределах трансекта для межблоковых зон III–VI рангов вычислены среднегеометрические размеры как кубический корень из их объема (V_{cp}) (таблица). Эти величины в силу различия в значениях входящих параметров меньше размеров зон, определенных для тех же рангов по площади. В то же время изменение в 2.2 раза среднегеометрического размера зон при переходе от ранга к рангу имеет место и при рассмотрении их объемов. Совпадение величины масштабного инварианта (μ_v) до десятых долей для зон III и IV, IV и V, V и VI рангов, а также со средней величиной μ_s можно считать случайным, однако существование общей закономерности, впервые подтвержденной при анализе объемов для широкого спектра межблоковых структур Прибайкалья, сомнений не вызывает.

Полученные параметры зон, а также среднегеометрические размеры и величина масштабного инварианта для блоков (2.1), определенные ранее при количественной обработке разномасштабных схем делимости Центральной Азии [Seminskii, 2008], являются необходимой основой для создания иерархической модели зонно-блоковой структуры литосферы на количественной базе. Однако на данном этапе исследований

Положение крупных дизъюнктивных структур, пересеченных трансектом Шертой – Крестовский, в общей иерархии межблоковых зон Центральной Азии

Positions of large faults (crossed by the Shertoy – Krestovsky transect) in the overall hierarchy of interblock zones of Central Asia

Масштаб	Локальный						Региональный			Транс- региональный	Глобальный		
Иерархия среднегеометрических размеров межблоковых зон Центральной Азии													
Уровни	XI	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I		
$l_{cp} = \sqrt{s}$, км	0.7	1.4	2.7	6.6	14.0	33.0	86.0	200.0	410.0	818.0	2000.0		
$\mu_s = l_{i+1}/l_i$	2.0		1.9	2.4	2.1	2.4	2.6	2.3	2.1	2.0	2.4		
Параметры межблоковых зон, выделенных на трансекте Шертой – Красный Чикой													
Пример зоны (см. рис. 22)							Собственно Приморская	Морская	Обручевская	Байкальская			
M_{cp} , км							5	15	60	200			
L_{cp} , км							270	490	660	840			
H_{cp} , км							10	20	40	100			
$V_{cp} = \sqrt[3]{V}$							23.8	52.8	116.6	256.1			
$\mu_v = V_{i+1}/V_i$								2.2	2.2	2.2			

она была бы слишком упрощенной, поскольку, кроме численных соотношений, в ее базу должны закладываться принципиальные особенности делимости литосферы в геодинамических обстановках, отличающихся параметрами действующих внешних сил (направленность, интенсивность и пр.) и характеристиками деформируемого субстрата (реология, степень структурно-вещественной неоднородности и пр.). Эти сведения могут быть получены и обобщены на основе проведения исследований, подобных представленным выше, но при этом охватывающим необходимое разнообразие геодинамических обстановок, характерных для межплитных взаимодействий.

Как следствие, на данном этапе целесообразно обобщить особенности взаимоотношений зон и блоков, характерные для ключевого на юге Восточной Сибири Байкальского региона, считая их необходимой составляющей для построения в дальнейшем тектонофизической модели зонно-блоковой структуры литосферы Земли. По данным многолетних исследований Н.А. Логачева [Logachev, 2003], поздний этап тектогенеза начался в Прибайкалье 70–65 млн лет назад и, судя по результатам тектонофизических исследований [Seminsky, 2009], мог продолжаться вплоть до настоящего времени в едином режиме блоковых перемещений. Определяющей особенностью геодинамической обстановки формирования зонно-блоковой структуры региона можно в первом приближении считать относительное перемещение Забайкальского блока литосферы в генерализованном восточном направлении (см. рис. 1). Это приводит к активным, сопровождающимся высокой сейсмичностью, левосдвиговым перемещениям на его границе с северными блоками (зона № 18) и менее выраженным движениям правого знака на южной границе (зона 14-2). Важную роль в этой ситуации играет структурно-вещественная неоднородность деформируемого субстрата, которая, предпо-

деляя форму блоков, формирует в соответствии с направлениями их движения закономерные динамические обстановки на контакте со смежными блоками. Так, форма южного выступа древнего Сибирского кратона предопределила северо-восточную ориентировку и условия растяжения на Байкальском фрагменте межблоковой границы, который был пересечен трансектом Шертой – Красный Чикой (см. рис. 2, Б). Как следствие, многие крупные и мелкие межблоковые зоны изученного региона представляют собой древние разломы, активизированные в кайнозое.

Главной особенностью зонно-блоковой структуры, выделенной на юге Восточной Сибири при совместной интерпретации площадных морфотектонических (см. рис. 1, 2) и комплексных профильных (см. рис. 4–6; 11, 14, 15) исследований, является ее принципиальное соответствие фундаментальной модели делимости литосферы, предложенной М.А. Садовским [Sadovsky et al., 1987]. Это заключение не является тривиальным, поскольку выделение зонно-блоковой структуры в данном виде представляется непростой задачей для многих регионов. Причиной ее успешного решения на территории юга Восточной Сибири стало не только применение эффективного методического комплекса. Главным в данном случае является характер тектонического развития региона, результаты которого получили отчетливое выражение в современном рельефе и подземной гидросфере, исследование которых было определяющим для выявления зонно-блоковой структуры на разных уровнях земной коры. На поверхности и геоэлектрических разрезах (см. рис. 2, 15–16) отчетливо видна система широких интенсивно нарушенных и насыщенных флюидами зон, между которыми располагаются относительно массивные высокоомные блоки. Если судить о строении других активных регионов мира, то столь отчетливо картина зонно-блоковой структуры земной коры в материалах МТЗ про-

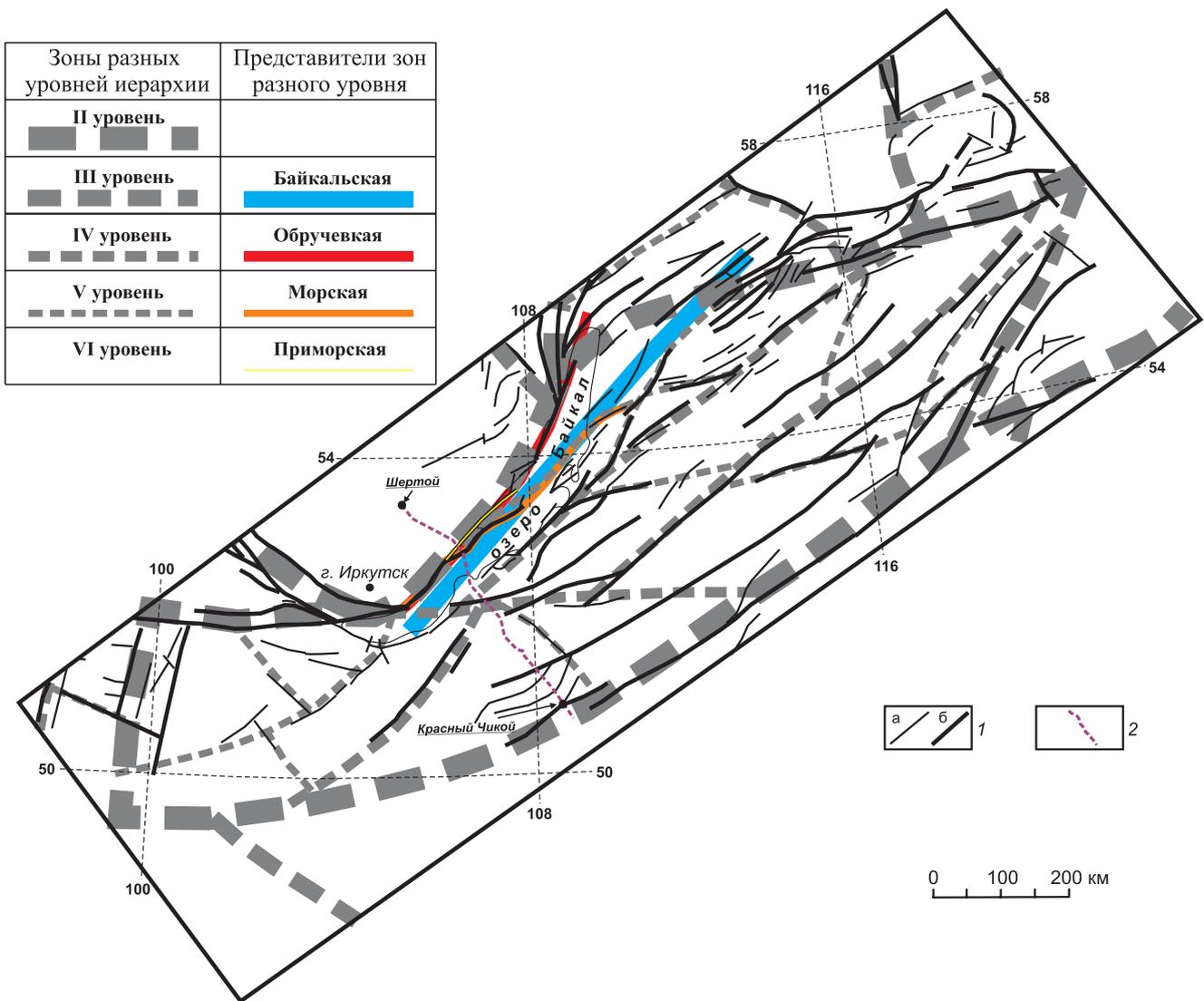


Рис. 22. Положение на схеме блоковой делимости Прибайкалья [Seminskii, 2008] осей разноранговых межблоковых зон (цветные линии), размеры которых были определены в ходе интерпретации исследований на трансекте Шертой – Красный Чикой.

1 – разноранговые разломы согласно карте [The Neotectonic Map..., 1982]; 2 – линия трансекта.

Fig. 22. Positions of axes of interblock zones of various ranks (coloured lines) in the scheme of block divisibility of the Pribaikalie published in [Seminskii, 2008]. Dimensions of the interblock zones were determined by interpretation of data obtained at the Shertoy-Krasny Chikoy transect.

1 – faults according to [The Neotectonic Map..., 1982]; 2 – transect.

является далеко не всегда [Hoffmann-Rothe et al., 2004; Bataleva, 2005; Chen et al., 2007; Xiao et al., 2011]. В этом плане имеет смысл в заключении данного раздела подчеркнуть главные черты делимости литосферы юга Восточной Сибири, выявленные в ходе комплексных исследований на трансекте Шертой – Красный Чикой и схематично отраженные в виде простой геолого-геофизической модели на рис. 21.

Важной особенностью сети межблоковых зон земной коры является ее замкнутость. Этот вывод согласуется с ранее полученными данными по блоковому

строению земной коры [Krasny, 1984, 2003; Sadovsky et al., 1987; Glasko, Rantsman, 1995; Gol'din, 2002; Cheremnykh, 2003; Gatinsky, Rundquist, 2004; Seminskii, 2008; Sherman, 2012; and others] и структуре деформированных эквивалентных материалов [Kondratiev et al., 1985; Rodionov et al., 1986; Sobolev, Asatryan, 1990; Ponomarev et al., 1995; Makarov, 2007; and others]. Вместе с тем замкнутость зонно-блоковой структуры проявляется не в каждом из полей, обычно используемых для решения различных задач геодинамики, включая и поле нарушенности верхней части коры в

областях сочленения межблоковых зон (см. рис. 2, Б). Это является одним из главных факторов неактивного использования концепции зонно-блоковой делимости в большом диапазоне масштабов, располагающихся между глобальным уровнем крупных литосферных плит и локальным уровнем делимости коренных выходов скальных пород. Наиболее отчетливо данная особенность зонно-блоковой структуры выражена в полях распределения самых подвижных агентов – воды и газов, что в отношении флюидов подтверждается распределением УЭС в разрезе верхней коры на примере трансекта Шертой – Красный Чикой (см. рис. 16, В). Как следствие, модели строения земной коры, представленные блоками и окружающими их со всех сторон зонами, наиболее активно используются специалистами, занимающимися углубленными исследованиями распределений подземных вод, флюидов и газов [Stepanov, 1959; Kissin, 1996; Gufeld et al., 2011; and others].

Среди сетей межблоковых зон могут выделяться их виды, отличающиеся предпочтительной ориентировкой ключевых элементов. Материалы, полученные по трансекту Шертой – Красный Чикой, схематично отраженные на рис. 21, подтверждают представления М.Н. Бердичевского [Berdichevsky et al., 1999] о доминировании в регионе ортогональной сети нарушенных зон. Как показали наши более детальные исследования, это предопределяет плитообразную в первом приближении форму блоков, занимающих субвертикальное и субгоризонтальное положения внутри, соответственно, подвижных зон (например, Байкальская) и блоков (например, Сибирский) 1-го порядка. Наклонные зоны имеют подчиненное значение и главным образом проявляются в специфических условиях деформации (например, растяжение) на участках выполаживания крутых зон у горизонтальных границ (например, граница Мохо).

Еще одной важной особенностью зонно-блоковой структуры является ее строгая иерархическая соподчиненность, которая отражается в полученных для юга Восточной Сибири материалах на качественном и количественном уровнях. В качественном отношении это структурная организация, основу которой составляет система блоков, вложенных друг в друга. Как следствие, существуют характерные размеры зон и блоков, соответствующие определенным уровням иерархии зонно-блоковой структуры. В количественном отношении это выражается в существовании масштабного инварианта, согласно которому среднегеометрические размеры характерных элементов зонно-блоковой структуры, располагающиеся на смежных уровнях, отличаются друг от друга примерно в два раза. На материалах трансекта, где имелась возможность приближенно оценить вертикальный размер разноранговых межблоковых зон (т.е. глубину проникновения в земную кору), показано, что выявленная ранее для территории Центральной Азии закономерность [Seminskii,

2008] справедлива в трехмерном выражении.

Значения масштабных инвариантов, среднегеометрические размеры зон и блоков, полученные для Центральной Азии в целом и юга Восточной Сибири в частности, являются статистическими оценками, усредненными для больших групп элементов зонно-блоковой структуры, и в этом качестве имеют преимущественно теоретическое значение. Однако в практическом плане более важными являются соотношения размеров зон и блоков, характерные для участков земной коры, отличающихся условиями формирования и развития зонно-блоковой структуры. Таблица дает представление об уровнях количественных оценок, характерных для территории юга Восточной Сибири. Кроме этого, следует остановиться на характеристике соотношений размеров зон и блоков на качественном уровне, поскольку эти наблюдения справедливы и для других природных регионов.

Соотношение размеров зон и блоков на одном уровне иерархии определяется степенью геодинамической активности рассматриваемого участка земной коры (см. рис. 21). В слабоактивных регионах блоки по размерам доминируют над зонами. На участках с интенсивными проявлениями тектонических перемещений межблоковые зоны соизмеримы с блоками и даже могут превосходить их по размерам, что особенно характерно для верхней части земной коры вследствие «разрыхления» массива горных пород при разгрузке напряжений у свободной поверхности (например, юго-восточная половина сегмента Шертой – Крестовский на рис. 6). Наглядным примером подобной структурной ситуации на локальном уровне является коренной выход, в котором обнажается разломная зона, представленная интенсивно нарушенными породами с включениями сравнительно массивных блоков (см. рис. 4, А-3).

В общем случае параметры и строение межблоковых зон определяются направлением, интенсивностью и продолжительностью действия сил, приложенных к деформируемому объему земной коры, при подчиненном влиянии его структурно-вещественного наполнения. В кайнозойской геодинамической обстановке юга Восточной Сибири они являются следствием деструктивного, а не конструктивного процесса. На глобальном и трансрегиональном уровне это разломные системы растяжения и сдвига, первые из которых отличаются продвинутыми стадиями зрелости внутренней структуры и высокой геодинамической активностью. В региональном и локальном масштабах межблоковые структуры представляют собой разломные (сбросовые и сдвиговые) зоны в широком понимании термина, когда в их границы входят разрывы 2-го порядка, генетически связанные с формированием главного сместителя (1-го порядка). В зависимости от активности и продолжительности однонаправленного перемещения смежных блоков разграничивающая их зона может представлять раннюю, позднюю дизъюнктивные ста-

дии развития разлома, а также стадию полного разрушения с явно выраженным магистральным сбросом или сдвигом.

Представленная выше тектонофизическая трактовка межблоковых зон, основанная на конкретных геолого-геофизических материалах по югу Восточной Сибири, обуславливает существование широких зон контактирования блоков, границы которых, как правило, не являются резкими. Эта особенность принятой модели зонно-блоковой структуры не противоречит данным об узких границах контактирования блоков, исследованных многими предшественниками [Glasko, Rantsman, 1995; Kostyuchenko et al., 2002; Shebalin et al., 2002; Kurlenya et al., 2005; Kocharyan et al., 2010; and others]. Последние представляют собой наиболее зрелые стадии развития межблоковых структур, характеризующиеся явно выраженной локализованностью перемещений и деформаций в узкой полосе магистрального сместителя. Процент подобных межблоковых зон в конкретных структурных ситуациях различен, зависит от продолжительности однонаправленного внешнего воздействия и в общем случае увеличивается сверху вниз в зонно-блоковой иерархии, т.е. от глобального масштаба к локальному [Seminskii, 2008]. Предельной в данном случае является структурная ситуация, которая характерна для скальных выходов пород в геодинамически активных регионах: ширина открытых и, тем более, латентных трещин несоизмеримо меньше размеров ненарушенных блоков, вычленимых этими трещинами. Необходимо отметить, что в проблеме выделения межблоковых зон существуют и методические сложности. Поскольку истинными являются границы, которые выделяются по распространенности разрывов 2-го по отношению к зоне порядка, анализируемый признак должен отражать положение именно таких структур. В других случаях оценка ширины занижается, что необходимо учитывать при решении задач, поставленных перед исследованием.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой были направлены на выделение и анализ внутреннего строения разноранговых межблоковых зон на юге Восточной Сибири в области контактирования Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. По сравнению с предшествующими, проведенными по близким трассам геолого-геофизическими исследованиями, комплекс методов, реализованных в пределах трансекта, был ориентирован на выделение активных структур, которые проявлены в открытых разрывах и трещиноватости и, как следствие, характеризуются высокой проницаемостью для воды и газов. Кроме того, в рамках отдельных методов работы отличались большей детальностью (СЭП, ЕП, магниторазведка, МТЗ, линеаментный анализ рельефа) или примени-

ем новой аппаратуры (МТЗ). Радон-тороновая съемка в пределах трансекта Шертой – Красный Чикой выполнена впервые. Интерпретация полученных данных с единых тектонофизических позиций позволила решить три поставленные перед исследованием задачи и получить в рамках каждой из них результаты, представленные ниже.

1. Уточнены принципиальные особенности геологического строения земной коры вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой, выявлена реальная картина тектонической делимости, и установлено ее соответствие тектонофизическим представлениям о иерархически организованной зонно-блоковой структуре литосферы. В приповерхностной части и в разрезе коры до глубины 30 км отчетливо проявлено ее деление на относительно слабонарушенные блоки, которые контактируют по широким зонам и слоям, отличающимся повышенной дислоцированностью и флюидонасыщенностью. Высокая интенсивность процессов деструкции и флюидизации коры изученного региона на последнем этапе тектогенеза стала главной причиной проявления зонно-блоковой делимости в ее относительно простом виде, отчетливо отражающемся в плане и на разрезах. В геофизических полях разной природы (в первую очередь, чувствительных к наличию воды и газов) межблоковые зоны образуют замкнутую сеть, отличительной особенностью которой в вертикальном разрезе является ортогональность. Блоки по своей форме в первом приближении являются плитами, занимающими субгоризонтальное положение в относительно стабильных регионах юга Восточной Сибири (например, южная часть Сибирской плиты) и субвертикальное – в областях кайнозойской активизации (например, Байкальский рифт). В то же время при более детальном рассмотрении межблоковые структуры обычно расширяются к поверхности и в тектонически активных зонах 1-го порядка могут превышать поперечные размеры смежных слабонарушенных блоков, соответствующих им по уровню иерархии.

Зонно-блоковая структура литосферы юга Восточной Сибири характеризуется строгой иерархической соподчиненностью, которая проявлена на качественном и количественном уровнях в пространственных взаимоотношениях межблоковых структур. Сравнительно крупные зоны оконтуривают соответствующий им по рангу блок, который разделен меньшими по размеру зонами на более мелкие составляющие, что в единой иерархии образует систему блоков, как бы «вложенных» друг в друга. На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов по трансекту Шертой – Красный Чикой для земной коры юга Восточной Сибири выявлены и количественно охарактеризованы один из глобальных (III), трансрегиональный (IV) и три региональных (V–VII) уровня межблоковых зон в единой иерархии аналогичных структур литосферы Центральной Азии. Для обозначенных выше уровней среднегеометрические размеры

зон впервые рассчитаны с учетом глубины их проникновения в земную кору и показано, что масштабный инвариант 2.2, установленный ранее для площадных оценок, справедлив и при рассмотрении объемов межблоковых структур.

Специфика внутреннего строения межблоковых зон земной коры юга Восточной Сибири определяется направленностью, продолжительностью и интенсивностью действия внешних сил и в меньшей степени – структурно-вещественной неоднородностью субстрата земной коры. На кайнозойском этапе они развивались главным образом в режимах растяжения и сдвига, что привело к формированию иерархии структур, представленной межплитной границей, разломными системами и разноранговыми разломными зонами в широком тектонофизическом понимании. Состояние внутренней структуры межблоковых зон в основном соответствует поздним стадиям структурообразования, характеризующимся наличием магистральных сместителей или их сегментов, что явилось следствием унаследованного развития древних крутопадающих дизъюнктивов в однотипных условиях деформирования. На современном этапе тектогенеза деструкция земной коры происходит наиболее интенсивно в пределах Байкальского рифта, что, наряду с большим объемом опубликованной геолого-геофизической информации по хорошо изученному региону, позволило выявить особенности его строения с позиций представлений о зонно-блоковой делимости литосферы.

2. Байкальская межблоковая зона принадлежит к нижнему из глобальных уровней иерархии в зонно-блоковой структуре Азии и развивается в режиме растяжения при контактировании Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. Вдоль трассы трансекта она имеет ширину примерно 200 км и на трансрегиональном уровне иерархии выражена Обручевской, Черско-Баргузинской и Джиды-Витимской разломными системами. Первые две из них ограничивают с запада и востока опущенный блок Байкальской впадины и, таким образом, составляют главный участок растяжения литосферы. Второй участок представлен Джиды-Витимской разломной системой, отделен от первого высокоподнятым Хамар-Дабанским блоком и в геоморфологическом отношении на трассе трансекта выражен Иволгино-Удинской впадиной. Вследствие локализации деформации в смежном районе Южно-Байкальской впадины деструктивный процесс здесь проявляется в меньшей степени, хотя индикаторы современной активности – сейсмичность, тепловой поток, газовые эманаии и др. – создают в Джиды-Витимской зоне явно выраженные максимумы, которые отличают ее от смежной территории Забайкальского блока.

Каждая из разломных систем имеет ширину примерно 50 км и состоит из региональных межблоковых зон, наиболее интенсивно развивающихся в пределах байкальского участка растяжения земной коры. По

типу внутреннего строения они представляют зоны крупных разломов: Прихребтового, Приморского и Морского – в Обручевской системе, а также Бортового и Дельтового – в Черско-Баргузинской системе. Прихребтовая и Бортовая разломные зоны, занимающие периферийное положение в каждой из систем, выстраиваются в направлении оси рифта с глубин примерно 20 км, что придает характерный «чашеобразный» профиль участку наиболее интенсивного растяжения в Прибайкалье. Высокая степень деструкции на фоне общего разуплотнения коры приводит к насыщению этого чашеобразного участка флюидами за счет проникновения воды и глубинных растворов в региональные разломные зоны и, частично, в смежные блоки, которые также принадлежат к внутренней структуре Обручевской и Черско-Баргузинской разломных систем. Находящийся между ними блок Байкальской впадины в этом отношении не является исключением, так как по оси нарушен зоной регионального уровня, где вследствие локализации растяжения процесс флюидизации, если судить по высокой электрической проводимости субстрата, проявлен наиболее интенсивно. Зона аномально низких сопротивлений имеет ширину порядка 7–10 км и не обнаруживает тенденции к резкому сужению в низах коры, что позволяет на данном этапе исследований считать ее главным каналом для миграции глубинных флюидов к поверхности.

Локальные межблоковые зоны Прибайкалья составляют внутреннее строение активных структур регионального уровня и также являются разломами в их широком тектонофизическом понимании. В осадках оз. Байкал они выражены закономерно организованными зонами повышенной трещиноватости, отражающими раннюю стадию развития разлома, а на подводном склоне и береговых территориях – дизъюнктивными поздних стадий, представленными сместителями магистрального типа или их сегментами. Как правило, эти разломы наследуют более древние тектонические нарушения, выраженные линейными корами выветривания, что создает сложности для интерпретации геофизические аномалии. В наиболее общем случае приосевые части таких зон, слабопроницаемые для воды и газов, характеризуются средними или даже фоновыми значениями геофизических параметров, тогда как аномалии располагаются в крыльях, нарушенных сетью открытых разрывов. Общий рисунок осложняют частные вариации параметров, связанные с наличием межблоковых зон 2-го порядка.

3. Опыт, приобретенный в ходе исследований по трансекту Шертой – Красный Чикой, показал, что реализованный комплекс методов характеризуется высокой информативностью при выделении и анализе внутреннего строения разноранговых межблоковых зон, экспрессностью полевых измерений и возможностью применения в разнообразных условиях юга Восточной Сибири, отличающихся недостаточной обнаженностью пород для проведения прямых геолого-

структурных наблюдений. Он включает методы, которые удачно дополняют друг друга, позволяя исследовать необходимый набор свойств межблоковых зон. Анализ рельефа, в т.ч. и линеаментный, дает возможность выявить пониженные участки с высокой степенью нарушенности земной коры. Гидрогеологические исследования позволяют оконтуривать приповерхностные участки выходов подземных вод трещинно-жильного типа с высоким процентным содержанием суммы сульфат- и хлор-ионов, которые соответствуют нарушенным проницаемым зонам. Эманационная съемка выявляет зоны интенсивной дегазации и активных перемещений, причем локальные максимумы и минимумы объемной активности радона маркируют положение отдельных сместителей с проницаемыми или непроницаемыми для газа тектонитами. Электропрофилирование и магнитотеллурическое зондирование позволяют выделить и оконтурить в широком диапазоне глубин проводящие зоны, которые представлены нарушенными вследствие блоковых взаимодействий и проницаемыми для флюидов участками земной коры. Отрицательными аномалиями естественного электрического поля выделяются древние разломы с графитовой минерализацией, по которым нередко происходят современные тектонические перемещения.

Сложность интерпретации комплексных данных заключается в том, что отдельными методами выявляются разные особенности межблоковых зон, которые в зависимости от условий формирования и развития могут отличаться по степени неоднородности внутреннего строения. На данном этапе исследований границы межблоковых зон могут в первом приближении определяться по усредненному положению разнотипных аномалий. При этом в отличие от традиционной методики, основанной на использовании среднеквадратичного отклонения, эффективным критерием, определяющим наличие аномалии, является отклонение геофизического поля от его среднего значения. В дальнейшем необходимо проведение детальных исследований, позволяющих установить специфику проявления в каждом из полей межблоковых зон, отличаю-

щихся 1) типом, рангом и степенью активности; 2) свойствами заполнителя зон и вмещающего их субстрата; 3) особенностями влияния внешних факторов (например, планетарного характера). Сопоставление результатов работ подобного типа позволит уточнить представленные в статье концептуальные модели проявления межблоковых зон в отдельных геолого-геофизических полях. Это максимально приблизит их к действительности и повысит эффективность применения в регионах, где обнаженность пород недостаточна для использования прямых методов выделения межблоковых зон земной коры.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководителю программы СО РАН ОНЗ-7 академику РАН М.И. Эпову и заведующему лабораторией геоэлектрики ИНГГ СО РАН, доктору физ.-мат. наук Е.Ю. Антонову за неизменные поддержку, внимание и интерес к полученным результатам. Большую помощь в организации и проведении исследований оказали генеральный директор Восточного геофизического треста, доктор геол.-мин. наук А.В. Поспеев и генеральный директор Иркутского электроразведочного предприятия, канд. геол.-мин. наук Ю.А. Агафонов. В геолого-геофизических работах активное участие принимали сотрудник НППГА «Луч» Ю.Н. Колычев, сотрудники ИЗК СО РАН канд. геол.-мин. наук С.А. Борняков, канд. геол.-мин. наук Я.Б. Радзиминович, ведущий инженер Ю.П. Бурзунова и ст.-лаборант А.А. Решилова, а также студенты-геофизики Читинского государственного университета под руководством канд. геол.-мин. наук Д.Л. Авгулевича, которым авторы статьи выражают искреннюю благодарность.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00322), программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы» (соглашение № 14.В37.21.0583).

8. ЛИТЕРАТУРА

- Albul S.P., Babushkin V.D., Borevsky B.V., Verigin N.N., Volod'ko I.F., Ivanov V.N., Kerkis E.E., Kiryukhin V.A., Klimentov P.P., Kononov V.M., Konoplyantsev A.A., Kruglikov N.M., Lekhtimiyaki E.V., Maksimov V.M., Marshalov A.F., Matveev B.K., Matveeva E.S., Novozhylov V.N., Ogilvi A.A., Odnopozov V.L., Onin N.M., Ostroumov B.P., Padukov V.A., Plotnikov N.I., Pozin E.P., Semenov S.M., Khokhlovkin D.M., Yazvin L.S., Yakovlev A.M., 1979. Guidebook for Hydrogeologist. Nedra, Leningrad, Volume 1. 512 p. (in Russian) [Албул С.П., Бабушкин В.Д., Боровский Б.В., Веригин Н.Н., Володько И.Ф., Иванов В.Н., Керкис Е.Е., Кирюхин В.А., Климентов П.П., Кононов В.М., Коноплянцев А.А., Кругликов Н.М., Лехтимяки Э.В., Максимов В.М., Маршалов А.Ф., Матвеев Б.К., Матвеева Э.С., Новозылов В.Н., Огильви А.А., Однопозов В.Л., Онин Н.М., Остроумов Б.П., Падуков В.А., Плотников Н.И., Позин Э.П., Семенов С.М., Хохловкин Д.М., Язвин Л.С., Яковлев А.М. Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 512 с.]
- Albul S.P., Babushkin V.D., Borevsky B.V., Verigin N.N., Volod'ko I.F., Ivanov V.N., Kerkis E.E., Kiryukhin V.A., Klimentov P.P., Kononov V.M., Konoplyantsev A.A., Kruglikov N.M., Lekhtimiyaki E.V., Maksimov V.M., Marshalov A.F., Matveev B.K., Matveeva E.S., Novozhylov V.N., Ogilvi A.A., Odnopozov V.L., Onin N.M., Ostroumov B.P., Padukov V.A., Plotnikov N.I., Pozin E.P., Semenov S.M., Khokhlovkin D.M., Yazvin L.S., Yakovlev A.M., 1979. Guidebook for

- Hydrogeologist. Nedra, Leningrad, Volume 2. 295 p. (in Russian) [Албул С.П., Бабушкин В.Д., Боревский Б.В., Веригин Н.Н., Володько И.Ф., Иванов В.Н., Керкис Е.Е., Кирюхин В.А., Климентов П.П., Кононов В.М., Коноплянец А.А., Кругликов Н.М., Лехтимяки Э.В., Максимов В.М., Маршалов А.Ф., Матвеев Б.К., Матвеева Э.С., Новожиллов В.Н., Огильви А.А., Однопозов В.Л., Онин Н.М., Остроумов Б.П., Падуков В.А., Плотников Н.И., Позин Э.П., Семенов С.М., Хохловкин Д.М., Язвин Л.С., Яковлев А.М. Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979. Т. 2. 295 с.].
- Alexandrov V.K., 1990. Thrust and Overthrust Structures of the Pribaikalie. Nauka, Novosibirsk. 102 p. (in Russian) [Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 102 с.].
- Bahroudi A., Koyi H.A., Talbot C.J., 2003. Effect of ductile and frictional decollements on style of extension. *Journal of Structural Geology* 25 (9), 1401–1423. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00201-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00201-8).
- Bashkuev Yu.B., Khaptanov V.B., Tsydyrov Ch.Ts., Buyanova D.G., 1989. The Natural Electromagnetic Field in the Transbaikalie. Nauka, Moscow. 112 p. (in Russian) [Баикуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Цыдытов Ч.Ц., Буянова Д.Г. Естественное электромагнитное поле в Забайкалье. М.: Наука, 1989. 112 с.].
- Bastrakova N.V., 1985. The information content of water-helium surveys in consideration of the issues of groundwater formation. *Razvedka i okhrana neдр* 12, 42–46 (in Russian) [Бастракова Н.В. Информативность водно-гелиевой съемки при изучении вопросов формирования подземных вод // *Разведка и охрана недр*. 1985. № 12. С. 42–46].
- Bastrakova N.V., 1990. The information content of water-helium surveys in hydrogeological studies of the platform areas. In: Methods of regional hydrogeological studies. VSEGINGEO, Moscow, p. 22–28 (in Russian) [Бастракова Н.В. Информативность водно-гелиевой съемки при гидрогеологическом изучении платформенных областей // *Методы региональных гидрогеологических исследований*. М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. С. 22–28].
- Bataleva E.A., 2005. The Deep Structure of the Major Fault Zones of the Western Part of the Kyrgyz Tien Shan and Modern Geodynamics (According to Magnetotelluric Sounding Data): Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geology and mineralogy), Novosibirsk, 20 p. (in Russian) [Баталева Е.А. Глубинная структура крупнейших разломных зон западной части Киргизского Тянь-Шаня и современная геодинамика (по данным магнитотеллурических зондирований): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2005. 20 с.].
- Becken M., Ritter O., Park S.K., Bedrosian P.A., Weckmann U., Weber M., 2008. A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield, California. *Geophysical Journal International* 173 (2), 718–732. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03754.x>.
- Ben-Zion Y., Sammis C.G., 2003. Characterization of fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 160 (3–4), 677–715. <http://dx.doi.org/10.1007/PL00012554>.
- Berdichevskii M.N., Borisova V.P., Golubtsova N.S., Ingerov A.I., Kononov Yu.F., Kulikov A.V., Solodilov L.N., Chernyavskii G.A., Shpak I.P., 1996. Interpretation of magnetotelluric soundings in the Lesser Caucasus. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 32 (4), 365–370.
- Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Koshurnikov A.V., 1999. Magnetotelluric sounding in the Baikal rift zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 35 (10), 793–814.
- Bigalke J., Grabner E.W., 1997. The Geobattery model – a contribution to large scale electrochemistry. *Electrochimica Acta* 42 (23–24), 3443–3452. [http://dx.doi.org/10.1016/S0013-4686\(97\)00053-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-4686(97)00053-4).
- Bokun A.N., 1985. The development and character of fractures in flexure-type bending models. In: Experimental tectonics in theoretical and applied geology. Nauka, Moscow, p. 230–237 (in Russian) [Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексуриобразного изгиба // *Экспериментальная тектоника в теоретической и практической геологии*. М.: Наука, 1985. С. 230–237].
- Bukharov A.A., Fialkov V.A., 1996. The Geological Structure of the Bottom of Lake Baikal. Nauka, Novosibirsk, 117 p. (in Russian) [Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала. Новосибирск: Наука, 1996. 117 с.].
- Bulgatov A.N., Bulnaev K.B., Ochirov Ts.P., Turunkhaev V.I., 1978. Tectonic Faults of the Transbaikalia. Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.].
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Deverchere J., 2003. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B10). <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002373>.
- Chen C.-C., Chi S.-C., Chen C.-S., Yang C.-H., 2007. Electrical structures of the source area of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: Spatial correlation between crustal conductors and aftershocks. *Tectonophysics* 443 (3–4), 280–288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.018>.
- Cheremnykh A.V., 2003. The fault-block structure of the crust in the southern part of East Siberia and the tectonic activity of blocks // *Vestnik Tomskogo Gosudarstvennogo Universiteta* 3, 187–189 (in Russian) [Черемных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры юга Восточной Сибири и тектоническая активность блоков // *Вестник Томского государственного университета*. 2003. № 3. С. 187–189].
- Cheremnykh A.V., 2010. Internal structures of fault zones in the Priolikhonie and evolution of the state of stresses of the upper crust of the Baikal rift. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (3), 273–284. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0021>.
- Cheremnykh A.V., Markovtseva O.V., 2007. Fracturing and the state of stresses of the Primorsky fault zone (Western Pribai-

- kalie). *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya, seksii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy* 30 (4), 70–76 (in Russian) [Черемных А.В., Марковцева О.В. Трещиноватость и напряженное состояние в зоне Приморского сброса (Западное Прибайкалье) // *Известия Сибирского отделения, секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений*. 2007. Т. 30. № 4. С. 70–76].
- Chernykh V.T., Astakhov N.E., 1981. Natural radioactive elements in rocks and waters of the western part of the Ivolgino-Uda basin. In: *Geochemical studies of rocks, minerals and waters in the Transbaikalia*. Buryatian Division, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci., Ulan-Ude, p. 33–44 (in Russian) [Черных В.Т., Астахов Н.Е. Естественные радиоактивные элементы в породах и водах западной части Иволгино-Удинской впадины // *Геохимические исследования горных пород, минералов и вод Забайкалья*. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1981. С. 33–44].
- Cloos E., 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52 (3), 420–444.
- Dahlin T., 2001. The development of electrical imaging techniques. *Computers and Geosciences* 27 (9), 1019–1029. [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00160-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6).
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V., 1995. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics* 252 (1–4), 61–101. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00090-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(95)00090-9).
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., San'kov V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282 (1–4), 1–38. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).
- Dombrovskaya Zh.V., 1973. The Paleogenic Weathering Crust of the Central Pribaikalie. Nauka, Moscow. 153 p. (in Russian) [Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973. 153 с.].
- Duchkov A.D., Lysak S.V., Golubev V.A., Dorofeeva R.P., Sokolova L.S., 1999. Heat flow and geothermal field of the Baikal region. *Geologiya i geofizika* 40 (3), 287–303 (in Russian) [Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 3. С. 287–303].
- Епов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В., 2012. Crust structure and composition in the southern Siberian craton (influence zone of Baikal rifting), from magnetotelluric data. *Russian Geology and Geophysics* 53 (3), 293–306. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.02.006>.
- Fedorovsky V.S., 1997. Dome tectonics in the Caledonian collision system of Western Cisbaikalia. *Geotectonics* 31 (6), 483–497.
- Florensov N.A., 1960. The Mesozoic and Cenozoic Basins of the Pribaikalie. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow–Leningrad, 257 p. (in Russian) [Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.].
- Florensov N.A. (Ed.), 1977. The Role of Rifting in the Geological History of the Earth. Nauka, Novosibirsk, 224 p. (in Russian) [Роль рифтогенеза в геологической истории Земли / Под ред. Н.А. Флоренсова. Новосибирск: Наука, 1977. 224 с.].
- Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., 2004. Geodynamics of Eurasia: Plate tectonics and block tectonics. *Geotectonics* 38 (1), 1–16.
- Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Tyupkin Yu.S., 2005. Block structures and kinematics of Eastern and Central Asia from GPS data. *Geotectonics* 39 (5), 333–348.
- Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Tyupkin Yu.S., 2007. Block structures and kinematics of Western Eurasia according to GPS data. *Geotectonics* 41 (1), 26–37. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852107010049>.
- Gibbs A.D., 1990. Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology* 12 (5–6), 795–803. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90090-L](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(90)90090-L).
- Glasko M.P., Rantsman E.Ya., 1995. The impact of the modern block structure of the crust of flat areas on safety of technical facilities. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya* 3, 76–80 (in Russian) [Гласко М.П., Ранцман Е.Я. Влияние современной блоковой структуры земной коры равнинных территорий на сохранность технических объектов // *Известия РАН. Серия географическая*. 1995. № 3. С. 76–80].
- Glin'skiy B.M., Dikhter I.Ya., Zeigarnik V.A., El'tsov I.N., Ivanov V.M., Mandelbaum M.M., Morozova G.M., Shamal' A.I., 1991. The complex of methodological and instrumental methods and results of electromagnetic soundings with a powerful energy source at the Baikal prognostic polygon. *Doklady AN SSSR* 308 (1), 59–62 (in Russian) [Глинский Б.М., Дихтер И.Я., Зейгарник В.А., Ельцов И.Н., Иванов В.М., Мандельбаум М.М., Морозова Г.М., Шамаль А.И. Комплекс методических, аппаратурных средств и результаты электромагнитных зондирований с мощным энергоисточником на Байкальском прогностическом полигоне // *Доклады АН СССР*. 1991. Т. 308. № 1. С. 59–62].
- Gol'din S.V., 2002. Destruction of the lithosphere and physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (5), 5–22 (in Russian) [Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // *Физическая мезомеханика*. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22].
- Gol'din S.V., Suvorov V.D., Makarov P.V., Stefanov Yu.P., 2006. An instability gravity model for the structure and stress-

- strain state of lithosphere in the Baikal rift. *Russian Geology and Geophysics* 47 (10), 1079–1090.
- Golubev V.A., 1988. The hydrothermal flow and the thermal field of the Baikal rift zone // *Doklady AN SSSR* 302 (3), 575–578 (in Russian) [Голубев В.А. Гидротермальный сток и тепловое поле Байкальской рифтовой зоны // *Доклады АН СССР*. 1988. Т. 302. № 3. С. 575–578].
- Golubev V.A., 2007. Conductive and convective heat loss in the Baikal rift zone. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 222 p. (in Russian) [Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2007. 222 с.].
- Gornostaev V.P., 1972. About the deep geoelectrical model of the Pribaikalie. *Geologiya i Geofizika* 6, 98–102 (in Russian) [Горностаев В.П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья // *Геология и геофизика*. 1972. № 6. С. 98–102].
- Gornostaev V.P., 1979. Magnetotelluric surveys of the Lake Baikal basin. *Fizika Zemli* 6, 99–103 (in Russian) [Горностаев В.П. Магнитотеллурические исследования впадины оз. Байкал // *Физика Земли*. 1979. № 6. С. 99–103].
- Gornostaev V.P., Mikhalevsky V.I., Pospeev V.I., 1970. The deep magnetotelluric sounding in the southern part of the Siberian platform and the Baikal rift zone. *Geologiya i Geofizika* 4, 111–118 (in Russian) [Горностаев В.П., Михалевский В.И., Поспеев В.И. Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта // *Геология и геофизика*. 1970. № 4. С. 111–118].
- Grigoriev A.S., Volovich I.M., Mikhailova A.V., Rebetsky Yu.L., Shakhmuradova Z.E., 1987. The study of the state of stresses, kinematics and development of discontinuities of the sedimentary cover above active faults of the foundation (combination of mathematical simulation and physical modelling under plane-strain conditions). In: Fields of stresses and deformation in the Earth's crust. Nauka, Moscow, p. 5–41 (in Russian) [Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) // *Поля напряжений и деформаций в земной коре*. М.: Наука, 1987. С. 5–41].
- Gufeld I.L., Matveeva M.I., Novoselov O.N., 2011. Why we cannot predict strong earthquakes in the Earth's crust. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (4), 378–415. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-4-0051>.
- Gutmanis J.C., Lanyon G.W., Wynn T.J., Watson C.R., 1998. Fluid flow in faults: a study of fault hydrogeology in Triassic sandstone and Ordovician volcanoclastic rocks at Sellafeld, north-west England. *Proceeding of the Yorkshire Geological Society* 52 (2), 159–175. <http://dx.doi.org/10.1144/pygs.52.2.159>.
- Gzovsky M.V., 1963. Main Issues of Tectonophysics and Tectonics of the Baydzhansayskoe Anticlinorium. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, Parts III–IV, 544 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. III–IV. 544 с.].
- Hoffmann-Rothe A., Ritter O., Janssen C., 2004. Correlation of electrical conductivity and structural damage at a major strike-slip fault in northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B10). <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003030>.
- Hutchinson D.R., Golmshtok A.Ya., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D., 1992. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data. *Geology* 20 (7), 589–592. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0589:DATFOT>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0589:DATFOT>2.3.CO;2).
- Isaev V.P., 2001. About gas paleo-volcanism at Baikal. *Geologiya nefiti i gaza* 5, 45–50 (in Russian) [Исаев В.П. О газовом палеовулканизме на Байкале // *Геология нефти и газа*. 2001. № 5. С. 45–50].
- Jacobi R.D., 2002. Basement faults and seismicity in the Appalachian Basin of New York State. *Tectonophysics* 353 (1–4), 75–113. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00278-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00278-0).
- Janssen C., Hoffmann-Rothe A., Tauber S., Wilke H., 2002. Internal structure of the Precordilleran fault system (Chile) – insights from structural and geophysical observations. *Journal of Structural Geology* 24 (1), 123–143. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00053-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00053-0).
- Kashik S.A. (Ed.), 1978. Dynamics of the Earth's Crust in Eastern Siberia. Nauka, Novosibirsk, 127 p. (in Russian) [Динамика земной коры Восточной Сибири / Отв. ред. С.А. Кашик. Новосибирск: Наука, 1978. 127 с.].
- Kaz'min V.G., Gol'mshok A.Ya., Klitgord K., Moore T., Hutchinson D., Scholz K., Weber I., 1995. The structure and development of the Academic ridge area according to seismic and submarine survey data (Baikal rift). *Geologiya i Geofizika* 36 (10), 164–176 (in Russian) [Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер И. Структура и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 10. С. 164–176].
- Khain V.E., 1984. International Tectonic Map of the World (Scale 1:15000000). Mingeo, Moscow.
- Khastov A.P., Grabar A.V., 1999. Ground waters of block structures and methods for their identification in crystalline massifs. *Izvestiya vuzov, Geologiya i Razvedka* 3, 85–96 (in Russian) [Хастов А.П., Грабарь А.В. Подземные воды блоковых структур и методы их идентификации в кристаллических массивах // *Известия вузов, Геология и разведка*. 1999. № 3. С. 85–96].
- Kissin I.G., 1996. Fluid saturation, electrical conductivity, and seismicity of the crust. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 32 (4), 295–303.

- Kissin I.G., Ruzaiikin A.I., 2000. Earthquake sources in the field of geoelectric inhomogeneities in the crust of the Baikal rift zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 36 (7), 589–596.
- Klerkx J., De Batist M., Poort J., Hus R., Van Rensbergen P., Khlystov O., Granin N., 2006. Tectonically controlled methane escape in Lake Baikal. In: Lombardi S., Altunina L.K., Beaubien S.E. (Eds.), *Advances in the geological storage of carbon dioxide*. Springer, Netherlands, Part III, p. 203–219. http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-4471-2_17.
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L., 2011. Fractal assessments of seismic process in the Baikal region lithosphere. *Litosfera* 1, 143–149 (in Russian) [Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. Фрактальные оценки сейсмического процесса в литосфере Байкальского региона // *Литосфера*. 2011. № 1. С. 143–149].
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- Komarov V.A., 1994. *Geolectrochemistry*. Textbook. St. Petersburg State University, St. Petersburg, 136 p. (in Russian) [Комаров В.А. Геоэлектрохимия / Учебное пособие. СПб.: СПбГУ, 1994. 136 с.].
- Kondratiev V.N., Kulyukin A.M., Ponomarev V.S., Romashov A.N., 1985. The study of a two-layer model of the Earth's crust under conditions of biaxial stretching of the lower layer // *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* 3, 17–28 (in Russian) [Кондратьев В.Н., Кулюкин А.М., Пономарев В.С., Ромашов А.Н. Исследование двухслойной модели земной коры при двухосном растяжении нижнего слоя // *Известия АН СССР. Физика Земли*. 1985. № 3. С. 17–28].
- Kostyuchenko V.N., Kocharyan G.G., Pavlov D.V., 2002. Deformation characteristics of interblock sections of various scales. *Fizicheskaya mezomekhanika* 5 (2), 23–42 (in Russian) [Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // *Физическая мезомеханика*. 2002. Т. 5. № 5. С. 23–42].
- Koval P.V., Udodov Yu.N., San'kov V.A., Yasenovskii A.A., Andrulaitis L.D., 2006. Geochemical activity of faults in the Baikal rift zone (mercury, radon, and thoron). *Doklady Earth Sciences* 409 (6), 912–915. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06060171>.
- Kozhevnikov N.O., 1998. Structural peculiarities of Priolkhonye by the electrical survey data (West Transbaikalia). *Geologiya i Geofizika* 39 (2), 271–276 (in Russian) [Кожевников Н.О. Некоторые особенности структуры Приольхонья по данным электроразведки (Западное Прибайкалье) // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 2. С. 271–276].
- Kozhevnikov N.O., Bigalke J., Kozhevnikov O.K., 2004. Geoelectrical surveys in the Olkhon region; methods, results, and tectonic implications. *Russian Geology and Geophysics* 45 (2), 235–246.
- Kozhevnikov N.O., Tezkan B., 1998. The main structure and tectonic features of the Chernorud–Mukhor site on the western shore of Lake Baikal from TEM and SP measurements. *Journal of Applied Geophysics* 39 (4), 237–250. [http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851\(98\)00005-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0926-9851(98)00005-6).
- Krasny L.I., 1984. The global divisibility of the lithosphere under the geo-blocks concept. *Sovetskaya geologiya* 7, 17–32 (in Russian) [Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // *Советская геология*. 1984. № 7. С. 17–32].
- Krasny L.I., 2003. *The Evolution of Tectonic Ideas from the Middle of the 19th Century to the Present*. Ocean Geology Research Institute, St. Petersburg. 28 p. (in Russian) [Красный Л.И. Эволюция тектонических идей от середины XIX столетия до современности. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2003. 28 с.].
- Krylov S.V., Mandelbaum M.M., Mishen'kin B.P., Mishen'kina Z.R., Petrik G.V., Seleznev V.S., 1981. *The Interiors of Baikal (from Seismic Data)*. Nauka, Novosibirsk, 105 p. (in Russian) [Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.].
- Kuklei L.N., 1985. *The Precambrian Western Pribaikalie*. IPE RAS, Moscow, 189 p. (in Russian) [Куклей Л.Н. Докембрий Западного Прибайкалья. Москва: ИФЗ РАН, 1985. 189 с.].
- Kurlenya M.V., Seryakov V.M., Eremenko A.A., 2005. *Technogenic Geomechanical Stress Fields*. Nauka, Novosibirsk, 264 p. (in Russian) [Курленя М.В., Серяков В.М., Еременко А.А. Техногенные геомеханические поля напряжений. Новосибирск: Наука, 2005. 264 с.].
- Lesne O., Calais E., Deverchere J., 1998. Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. *Tectonophysics* 289 (4), 327–340. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00004-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00004-3).
- Lesne O., Calais E., Deverchere J., Chery J., Hassani R., 2000. Dynamics of intracontinental extension in the northern Baikal rift zone, Siberia, using lithospheric-scale numerical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B9), 21727–21744. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900139>.
- Levi K.G., 1980. Relative displacements of plates in the Baikal rift zone. *Geologiya i Geofizika* 5, 9–15 (in Russian) [Леви К.Г. Относительное перемещение плит в Байкальской рифтовой зоне // *Геология и геофизика*. 1980. № 5. С. 9–15].
- Levi K.G., Arzhannikova A.V., Buddo V.Yu., Kirillov P.G., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ruzhich V.V., San'kov V.A., 1997a. Recent geodynamics of the Baikal rift. *Razvedka i okhrana neдр* 1, 10–20 (in Russian) [Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // *Разведка и охрана недр*. 1997. № 1. С. 10–20].

- Levi K.G., Babushkin S.M., Badardinov A.A., Buddo V.Yu., Larkin G.V., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Ruzhich V.V., Wong H.K., Delvaux D., Coleman S., 1995. Active tectonics of Lake Baikal. *Geologiya i Geofizika* 36 (10), 154–163 (in Russian) [Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163].
- Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D., 1997b. Active faults of the Baikal depression. *Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production* 21 (2), 399–434.
- Lobatskaya R.M., 1987. Structural Zonation of Faults. Nedra, Moscow, 183 p. (in Russian) [Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 183 с.].
- Logachev N.A. (Ed.), 1984. Geology and Seismicity of the BAM Zone. Volume 3, Neotectonics. Nauka, Novosibirsk, 207 p. (in Russian) [Геология и сейсмичность зоны БАМ. Том 3. Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.].
- Logachev N.A. (Ed.), 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.].
- Logachev N.A. (Ed.), 1992. Faulting in the Lithosphere. Extension Zones. Nauka, Novosibirsk, 222 p. (in Russian) [Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.].
- Logachev N.A. (Ed.), 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Novosibirsk, 264 p. (in Russian) [Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1994. 264 с.].
- Logachev N.A., 2003. History and Geodynamics of the Baikal Rift. *Russian Geology and Geophysics* 44 (5), 373–387.
- Logachev N.A., Florensov N.A., 1977. The Baikal system of rift basins. In: The role of rifting in the geological history of the Earth. Nauka, Novosibirsk, p. 19–29 (in Russian) [Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29].
- Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M., 1964. The Cenozoic Sediments of the Irkutsk Amphitheater. Nauka, Moscow, 196 p. (in Russian) [Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутско-го амфитеатра. М.: Наука, 1964. 196 с.].
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A., 1992. Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics* 208 (1–3), 273–286. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B).
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Cheremnykh A.V., 2002. Fracturing in the Primorsky Fault Zone (Baikal Rift System). *Russian Geology and Geophysics* 43 (5), 446–455.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N., 2009. The Baikal Rift Basins: Its Tectonic Structure and Development History. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 316 p. (in Russian) [Лунина О.В., Гладков, А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2009. 316 с.].
- Lysak S.V., 1988. Heat Flow of Continental Rift Zones. Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 200 с.].
- Maercklin N., Bedrosian P.A., Haberland C., Ritter O., Ryberg T., Weber M., Weckmann U., 2005. Characterizing a large shear-zone with seismic and magnetotelluric methods: The case of the Dead Sea Transform. *Geophysical Research Letters* 32 (15), L15303. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022724>.
- Makarov P.V., 2007. Evolutionary nature of structure formation in lithospheric material: universal principle for fractality of solids. *Russian Geology and Geophysics* 48 (7), 558–574. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.003>.
- Maslov N.N., Kotov M.F., 1971. Engineering Geology. Construction Publishing House, Moscow, 341 p. (in Russian) [Маслов Н.Н., Котов М.Ф. Инженерная геология. М.: Издательство литературы по строительству, 1971. 341 с.].
- Mats V.D., 1993. The structure and development of the Baikal rift depression. *Earth-Science Reviews* 34 (2), 81–118. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(93\)90028-6](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(93)90028-6).
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M., Alakshin A.M., Pospeev A.V., Shimaraev M.N., Khlystov O.M., 2001. The Cenozoic Baikal Rift Basin: Its Structure and Geological History. Publishing House of SB RAS, Geo Branch, Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2001. 252 с.].
- Mazukabzov A.M., Sizykh V.I., 1987. About the nappe-scaly structure of the Western Pribaikalie. *Geotektonika* 3, 87–90 (in Russian) [Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // *Геотектоника*. 1987. № 3. С. 87–90].
- Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., 2011. Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 95–125. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036>.
- McCalpin J.P. (Ed.), 1996. Paleoseismology. Academic press, San Diego, 585 p.
- McClay K.R., Dooley T., Hollings P., Keller J., Thompson L, White M., 1992. Analogue modelling: Fault dynamics project

- report. 1992. N. 3. Part II. P. 15–36.
- Melnikov A.I., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Vasiliev E.P., 1994. Baikal rift basement: structure and tectonic evolution. *Bulletin des Centres Recherches Exploration Production elf Aquitaine* 18 (1), 99–122.
- Mel'nikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of action of earthquake foci in the Baikal region over the period 1991–1996. *Geologiya i Geofizika* 39 (11), 1598–1607.
- Mishra D.C., 2011. A unified model of Neoproterozoic convergence and rifting of Indian cratons: geophysical constraints. *International Journal of Geosciences* 2 (04), 610–630. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2011.24063>.
- Moore T.C., Jr., Klitgord K.D., Golmshtok A. J., Weber E., 1997. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 109 (6), 746–766. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0746:SASPIT>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0746:SASPIT>2.3.CO;2).
- Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchère J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Perrot J., 2007. Velocity Structure of the Lithosphere on the 2003 Mongolian–Baikal transect from SV waves. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43 (2), 119–129. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351307020036>.
- Moroz Yu.F., Moroz T.A., 2012. Deep geoelectric section of the Baikal rift. *Vestnik KRAUNTs, Nauki o Zemle* 2 (20), 114–126 (in Russian) [Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2012. № 2. С. 114–126].
- Morozova G.M., Dashevsky Ya.A., Nevedrova N.N., Grekhov I.N., 1999. The depth distribution of electric conductivity and the field of crustal stresses of the Baikal prognostic polygon. *Geologiya i Geofizika* 40 (3), 332–345 (in Russian) [Морозова Г.М., Дашевский Ю.А., Неведрова Н.Н., Грехов И.Н. Глубинное распределение электропроводности и поле напряжений в земной коре Байкальского прогностического полигона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 332–345].
- Morozova G.M., Manstein A.K., El'tsov I.N., Nevedrova N.N., 1998. Deep electromagnetic sounding surveys with a controlled source in the Baikal rift zone. In: *Geophysical methods of the Earth's Crust studies*. Publishing House of SIC UIGGM, SB RAS, Novosibirsk, p. 57–62 (in Russian) [Морозова Г.М., Манштейн А.К., Ельцов И.Н., Неведрова Н.Н. Глубинные электромагнитные зондирования с контролируемым источником в Байкальской рифтовой зоне // Геофизические методы изучения земной коры. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. С. 57–62].
- Neubauer F., Lips A., Kouzmanov K., Lexa J., Iváščanu P., 2005. 1: Subduction, slab detachment and mineralization: The Neogene in the Apuseni Mountains and Carpathians. *Ore Geology Reviews* 27 (1–4), 13–44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.002>.
- Nikolaev P.N., 1992. The Method of Tectono-Dynamic Analysis. Nedra, Moscow, 263 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 263 с.].
- Ochirov Ts.O., 1976. Block Tectonics of Transbaikalia. Nauka, Novosibirsk, 199 p. (in Russian) [Очиоров Ц.О. Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 199 с.].
- Palacky G.J., 1989. Resistivity characteristics of geologic targets. In: M.N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics Theory*: Tulsa, Okla. Society of Exploration Geophysicist, Vol. 1, p. 53–130.
- Parfenov V.D., 1984. To the method of tectonophysical analysis of geological structures. *Geotektonika* 1, 60–72 (in Russian) [Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72].
- Park R.G., 1997. *Foundations of structural geology*. Chapman & Hall, London, 202 p.
- Park S.K., Wernicke B., 2003. Electrical conductivity images of Quaternary faults and Tertiary detachment in the California Basin and Range. *Tectonics* 22 (4), 1030. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001324>.
- Pavlovsky E.V. (Ed.), 1969. *Geology of the Pribaikalie*. IEC SB AS USSR, Irkutsk, 127 p. (in Russian) [Геология Прибайкалья / Под ред. Е.В. Павловского. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1969. 127 с.].
- Perevoznikov D.D., 1999. *Geomorphology of the Transition Zone from the Baikal Rift to the Siberian Platform: Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geography)*, Irkutsk, 18 p. (in Russian) [Перевозников Д.Д. Геоморфология зоны перехода от Байкальского рифта к сибирской платформе: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 1999. 18 с.].
- Petit C., Deverchere J., 2006. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (11), Q11016. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001265>.
- Petit C., Deverchere J., Houdry-Lemont F., Sankov V., Melnikova V., Delvaux D., 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics* 15 (6), 1171–1191. <http://dx.doi.org/10.1029/96TC00624>.
- Pinneker E.V., Pisarsky B.I., Lomonosov I.S., Koldysheva R.Ya., Didenko A.A., Sherman S.I., 1968. *Hydrogeology of the Baikal region*. Nauka, Moscow, 170 p. (in Russian) [Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И. Гидрогеология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 170 с.].
- Pinneker E.V., Popov A.M., Shpynev E.B., 1998. The depth of surface water penetration into the Earth's crust: Evidence from the Baikal Region. *Doklady Earth Sciences* 359 (3), 396–399.
- Pleshanov S.P., Chernov Ya.A., 1968. About the role of faults in the geological structure of the Priolkhonie. *Trudy Irkutskogo Politehnicheskogo Instituta* 42, 22–27 (in Russian) [Плешанов С.П., Чернов Ю.А. О роли разрывных нарушений в

- геологической структуре Приольхонья // *Труды Иркутского политехнического института*. 1968. Вып. 42. С. 22–27].
- Pleshakov S.P., Romazina A.A., 1981. Some issues of the kinematics of faulting in the central part of the Baikal rift. In: Problems of fault tectonics. Nauka, Novosibirsk, p. 129–141 (in Russian) [Плешаков С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 129–141].
- Plyusnin A.M., Astakhov N.E., Peryazeva E.G., 2009. Radon in surface and ground waters of the Transbaikalie: conditions and regularities of dissolution. In: Radioactivity and radioactive elements in human environment. STT, Tomsk, p. 444–448 (in Russian) [Плюснин А.М., Астахов Н.Е., Перязева Е.Г. Радон в поверхностных и подземных водах Забайкалья: условия и закономерности растворения // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: STT, 2009. С. 444–448].
- Polyansky O.P., 2002. Dynamic causes for the opening of the Baikal rift zone: a numerical modeling approach. *Tectonophysics* 351 (1–2), 91–117. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00127-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00127-0).
- Ponomarev V.S., Romashov A.N., Sukhotin A.P., Tsygankov S.S., 1995. Specific features of destruction of two-layer models used to model geological processes. *Geologiya i Geofizika* 36 (4), 116–121 (in Russian) [Пономарев В.С., Ромашов А.Н., Сухотин А.П., Цыганков С.С. Особенности разрушения двухслойных моделей при моделировании геологических процессов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 4. С. 116–121].
- Popov A.M., 1987. About causes of high electrical conductivity of the Earth's crust. *Geologiya i Geofizika* 12, 56–65 (in Russian) [Попов А.М. О причинах повышенной электропроводности в земной коре // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 56–65].
- Popov A.M., 1989. Results of deep magnetotelluric sounding in the Baikal region in view of other geophysical methods. *Fizika Zemli* 8, 31–37 (in Russian) [Попов А.М. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Прибайкалье в свете данных других геофизических методов // Физика Земли. 1989. № 8. С. 31–37].
- Pospeev A.V., 1998. Geoelectrics of the Continental Tectonosphere: Synopsis of PhD Thesis (Doctor of Sciences degree in geology and mineralogy), Irkutsk Technical University, Irkutsk, 34 p. (in Russian) [Поспеев А.В. Геоэлектрика континентальной тектоносферы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский технический университет, 1998. 34 с.].
- Pospeev V.I., Mikhalevsky V.I., 1975. MTS surveys in the southern part of the Siberian platform and the Baikal rift zone. In: Studies of thermal and electromagnetic fields in the USSR. Nauka, Moscow, p. 121–127 (in Russian) [Поспеев В.И., Михалевский В.И. Исследования на юге Сибирской платформы и в Байкальской рифтовой зоне (методом МТЗ) // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975. С. 121–127].
- Pospeev V.I., Van'yan L.L., Gornostaev V.P., 1978. Deep electrical conductivity of the Baikal and Pacific rift zones. In: The All-Union Workshop on electromagnetic sounding. Moscow State University Publishing House, Moscow, p. 45–51 (in Russian) [Поспеев В.И., Ваньян Л.Л., Горностаев В.П. Глубинная электропроводность Байкальской и Тихоокеанской рифтовых зон // Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 45–51].
- Radziminovich N.A., 2010. Focal depths of earthquakes in the Baikal region: a review. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (3), 216–229. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310030043>.
- Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal rift system. Nauka, Novosibirsk, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.].
- Rastsvetaev L.M., 1987. The paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic faults. In: Problems of structural geology and physics of tectonic processes. GIN, the USSR Acad. Sci., Part 2, p. 173–235 (in Russian) [Растцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235].
- Rezanov I.N., Tat'kov G.I., Kolomiets V.L., Nefediev M.A., Chebakov G.I., 2004. The regional stress field and seismically active tectonics of the Ust-Selenga basin. In: The evolution of tectonic processes in the Earth's history. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, Volume 2, p. 106–109 (in Russian) [Резанов И.Н., Татьков Г.И., Коломиец В.Л., Неведьев М.А., Чебаков Г.И. Региональное поле напряжений и сейсмоактивная тектоника Усть-Селенгинской впадины // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2004. Т. 2. С. 106–109].
- Rodionov V.N., Sizov I.A., Tsvetkov V.M., 1986. Fundamentals of Rock Mechanics. Nedra, Moscow, 301 p. (in Russian) [Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.].
- Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic Destruction in the Crust of the Baikal Rift Zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of Geophysical Medium and Seismic Process. Nauka, Moscow, 100 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.].
- San'kov V.A., 1989. Fault Penetration Depths. Nauka, Novosibirsk, 136 p. (in Russian) [Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.].

- San'kov V.A., Likhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Deverchère J., 2009. Extension in the Baikal rift: present-day kinematics of passive rifting. *Doklady Earth Sciences* 425 (2), 205–209. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09020056>.
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D., 1997. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone. *Bulletin Centre de Recherches Exploration Production Elf Aquitaine* 21 (2), 435–455.
- San'kov V.A., Parfeevets A.V., 2006. The State of Crustal Stresses and Geodynamics of the South-Western Part of the Baikal Rift System. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 149 p. (in Russian) [Саньков В.А., Парфеевец А.В. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2006. 149 с.].
- San'kov V.A., Parfeevets A.V., Arzhannikova A.V., Likhnev A.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Burchevskaya M.A., 2003. The stress-and-strain state of crustal stresses and the kinematics of active faults at the periphery of the Baikal rift (the Western Transbaikalie). In: The geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 214–218 (in Russian) [Саньков В.А., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лихнев А.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бурчевская М.А. Напряженно-деформированное состояние земной коры и кинематика активных разломов на периферии Байкальского рифта (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 214–218].
- San'kov V.A., Parfeevets A.V., Likhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., 2011. Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia–Siberia mobile region. *Geotectonics* 45 (5), 378–393. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852111050049>.
- Schmid M., De Batist M., Granin N.G., Kapitanov V.A., McGinnis D.F., Mizandrontsev I.B., Obzhairov A.I., Wuest A., 2007. Sources and sinks of methane in Lake Baikal: A synthesis of measurements and modeling. *Limnology and Oceanography* 52 (5), 1824–1837. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1824>.
- Scholz C.A., Klitgord K.D., Hutchinson D.R., ten Brink U.S., Zonenshain L.P., Golmshtok A.Y., Moore T.C., 1993. Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 74 (41), 465–470. <http://dx.doi.org/10.1029/93EO00546>.
- Schreurs G., Buiter S.L.H., Boutelier D., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In: Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes. *Geological Society, London, Special Publications* 253, 1–27. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.253.01.01>.
- Schulz S.E., Evans J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. *Journal of Structural Geology* 22 (7), 913–930. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00019-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00019-5).
- Semenov A.S., 1980. Electromagnetic Surveys by the Natural Electric Field Method. Nedra, Leningrad, 446 p. (in Russian) [Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 446 с.].
- Seminskii K.Zh., 2008. Hierarchy in the zone-block lithospheric structure of Central and Eastern Asia. *Russian Geology and Geophysics* 49 (10), 771–779. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.11.017>.
- Seminskii K.Zh., Radziminovich Ya.B., 2011. Cross-Sectional Sizes and Lateral Zonality of the Baikal Seismic Belt. *Doklady Earth Sciences* 438 (1), 645–648. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11050084>.
- Seminsky K.Zh., 1994. Principles and stages of special mapping of the fault-block structure on the basis of fracturing studies. *Geologiya i Geofizika* 9, 112–130 (in Russian) [Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112–130].
- Seminsky K.Zh., 2001. Tectonophysical regularities of destruction of the lithosphere as exemplified by the Himalayan compression zone // *Tikhookeanskaya geologiya* 20 (6), 17–30 (in Russian) [Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 17–30].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 242 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2003. 242 с.].
- Seminsky K.Zh., 2009. Major factors of the evolution of basins and faults in the Baikal rift zone: Tectonophysical analysis. *Geotectonics* 43 (6), 486–500. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210906003X>.
- Seminsky K.Zh., 2012. Internal structure of fault zones: spatial and temporal evolution studies on clay models. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (3), 183–194. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0070>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2009. Radon activity of faults (western Baikal and southern Angara areas). *Russian Geology and Geophysics* 50 (8), 682–692. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.12.010>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2012. Spatial and temporal variations of soil-radon activity in fault zones of the Pribaikalie (East Siberia, Russia). In: Li Z., Feng C. (Eds.), *Handbook of Radon: Properties, Applications and Health*. Nova Science Publisher, New York, Ch. 1, p. 1–36.
- Seminsky K.Zh., Burzunova Yu.P., 2007. Interpretation of chaotic jointing near fault planes: a new approach. *Russian Geology and Geophysics* 48 (3), 257–266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.02.009>.

- Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 2011. Jointing patterns and stress tensors in Cenozoic sediments of the Baikal rift: development of the structural-genetic approach. *Russian Geology and Geophysics* 52 (3), 353–367. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.02.008>.
- Seminsky K.Zh., Demberel S., 2013. The first estimations of soil-radon activity near faults in Central Mongolia. *Radiation Measurements* 49, 19–34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.12.013>.
- Seminsky K.Zh., Karabanov E.B., Kuz'min M.I., 2001. Faulting in Baikal bottom sediments (studies of drilling core BDP-98). *Geologiya i geofizika* 42 (1–2), 306–316.
- Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Burzunova Yu.P., 2012. Interblock zones of the northwestern Baikal rift: results of geological and geophysical studies along the Bayandai Village – Cape Krestovskii profile. *Russian Geology and Geophysics* 53 (2), 194–208. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.016>.
- Seminsky K.Zh., Tugarina M.A., 2011. Results of comprehensive studies of the underground hydrosphere within the western shoulder of the Baikal rift (as exemplified by the Bayandai – Krestovsky Cape site). *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 126–144. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0037>.
- Shebalin P., Soloviev A., Le Mouel J.-L., 2002. Scaling organization in the dynamics of blocks-and-faults systems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131 (2), 141–153. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00033-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00033-X).
- Sherman S.I., 1977. Physical Laws of Crustal Faults. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: Fault-block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 315–344. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077>.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modeling Results). Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.].
- Sherman S.I., Dneprovskiy Yu.I., 1989. Tectonic stress fields of the Baikal rift zone. *Geotektonika* 2, 101–112 (in Russian) [Шерман С.И., Днепроvский Ю.И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. № 2. С. 101–112].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 1999. Destructive zones and fault-block structures of the Central Asia. *Tikhookeanskaya Geologiya* 18 (2), 41–53 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 41–53].
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2011. Seismic belts and zones of the Earth: Formalization of notions, positions in the lithosphere and structural control. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (1), 1–34. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Sklyarov E.V. (Ed.), 2005. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). IES SB RAS, Irkutsk, 291 p.
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., Sklyarova O.A., Skovitina T.M., Danilova Yu.V., Orlova L.A., Ukhova N.N., 2007. Hydrothermal activity in the Baikal rift zone: recent hot springs and deposits of paleothermal waters. *Doklady Earth Sciences* 412 (2), 101–105. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X07010230>.
- Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Melnikov A.I., 1997. Metamorphic Core Complexes of the Cordilleran Type. SIC UIGGM, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [Склярв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 182 с.].
- Sklyarova O.A., Sklyarov E.V., Fedorovskiy V.S., Sanina N.B., 2004. Mineral lakes in the Priolkhonie: issues of their genesis and evolution. *Geografiya i prirodnye resursy* 4, 44–49 (in Russian) [Склярва О.А., Склярв Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы. 2004. № 4. С. 44–49].
- Sobolev G.A., Asatryan Kh.O., 1990. The development of the hierarchy of fractures during deformation of the highly plastic material. *Doklady AN SSSR* 315 (2), 345–348 (in Russian) [Соболев Г.А., Асатрян Х.О. Развитие иерархии разрывов при деформировании высокопластичного материала // Доклады АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 345–348].
- Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Shteyman E.A., 1997. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal seismic zone. *Bulletin des Centres Recherches Exploration Production Elf Aquitaine* 21 (1), 207–231.
- Solonenko V.P. (Ed.), 1968. Seismotectonics and Seismicity of the Pribaikalie Rift System. Nauka, Moscow, 220 p. (in Russian) [Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.].
- Sorokina A.T., Sorokin A.P., Serov M.A., Popov A.A., 2011. Fault-block structures in the eastern margin of the Amur lithospheric plate, their seismicity, and fluid regimes. *Russian Journal of Pacific Geology* 5 (1), 13–25. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714011010064>.
- Stepanov V.M., 1959. Hydrogeological zoning of mountainous regions of East Siberia. Proceedings of the 2nd Conference on groundwater and engineering geology of East Siberia. Irkutsk, Issue 1, p. 71–84 (in Russian) [Степанов В.М. Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири // Тр. II совещания по подземным водам и ин-

- женерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959. Вып. 1. С. 71–84].
- Stepanov V.M., 1989. Introduction to Structural Hydrogeology. Nedra, Moscow, 229 p. (in Russian) [Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию. М.: Недра, 1989. 229 с.].
- Sultankhodzhaev A.N., Tyminsky V.G., Spiridonov A.I., 1979. Radioactive Emanations in Studies of Geological Processes. Fan, Tashkent, 119 p. (in Russian) [Султанходжаев А.Н., Тыминский В.Г., Спиридонов А.И. Радиоактивные эманации при изучении геологических процессов. Ташкент: Фан, 1979. 119 с.].
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M., 2002. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from deep seismic sounding data. *Tectonophysics* 351 (1–2), 61–74. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00125-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00125-7).
- Suvorov V.D., Tubanov Ts.A., 2008. Distribution of local earthquakes in the crust beneath central Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics* 49 (8), 611–620. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.019>.
- Tat'kov G.I., 2009. Geophysical Monitoring of the Stress-and-Strain State of Natural and Technical Systems: Synopsis of PhD Thesis (Doctor of Sciences degree in geology and mineralogy), Irkutsk. 43 p. (in Russian) [Татьков Г.И. Геофизический мониторинг напряженно-деформированного состояния природных и технических систем: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2009. 43 с.].
- Ten Brink U.S., Taylor M.H., 2002. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B7), 2132. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000300>.
- The Method of Express Measurement of ²²²Rn activity in Soil Air by RRA Radon Radiometer*, 2004. Recommendation. NPP Dose, Moscow, 16 p. (in Russian) [Методика экспрессного измерения объемной активности ²²²Rn в почвенном воздухе с помощью радиометра радона типа РРА. Рекомендация. М: НПП «Доза», 2004. 16 с.].
- The Neotectonic Map of the Baikal-Amur Railroad Area (Scale 1:3000000)*. Ed. N.A. Logatchev. IEC, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci, Irkutsk, 1982 (in Russian) [Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали (м-б 1:3000000) / Отв. ред. Н.А. Логачев. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982].
- Ufimtsev G.F., 1992. Morphotectonics of the Baikal rift zone. Nauka, Novosibirsk, 216 p. (in Russian) [Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.].
- Unsworth M.J., Bedrosian P.A., 2004. On the geoelectric structure of major strike-slip faults and shear zones. *Earth, Planets and Space* 56 (12), 1177–1184.
- Unsworth M.J., Egbert G., Booker J., 1999. High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas fault in central California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104 (B1), 1131–1150. <http://dx.doi.org/10.1029/98JB01755>.
- Unsworth M.J., Malin P.E., Egbert G.D., Booker J.R., 1997. Internal structure of the San Andreas Fault at Parkfield. *Geology* 25 (4), 359–362. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0359:ISOTSA>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0359:ISOTSA>2.3.CO;2).
- Virute J.E., Carbonell R., Marti D., Jurado M.J., Perez-Estaun A., 2002. Architecture of fault zones determined from outcrop, cores, 3-D seismic tomography and geostatistical modeling: example from the Alcala Granitic Pluton, SW Iberian Variscan Massif. *Tectonophysics* 361 (1–2), 97–120. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00586-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00586-3).
- Weber M., Abu-Ayyash K., Abueladas A., Agnon A., Alasonati-Tašárová Z., Al-Zubi H., Babeyko A., Bartov Y., Bauer K., Becken M., Bedrosian P.A., Ben-Avraham Z., Bock G., Bohnhoff M., Bribach J., Dulski P., Ebbing J., El-Kelani R., Förster A., Förster H.-J., Frieslander U., Garfunke Z., Goetze H.J., Haak V., Haberland C., Hassouneh M., Helwig S., Hofstetter A., Hoffmann-Rothe A., Jäcke K.H., Janssen C., Jaser D., Kesten D., Khatib M., Kind R., Koch O., Koulakov I., Laske G., Maercklin N., Masarweh R., Masri A., Matar A., Mechie J., Meqbe N., Plessen B., Möller P., Mohsen A., Oberhänsli R., Oreshin S., Petrunin A., Qabbani I., Rabba I., Ritter O., Romer R.L., Rumpker G., Rybakov M., Ryberg T., Saul J., Scherbaum F., Schmidt S., Schulze A., Sobolev S.V., Stiller M., Stromeyer D., Tarawneh K., Trela C., Weckmann U., Wetz U., Wylegalla K., 2009. Anatomy of the Dead Sea Transform from lithospheric to microscopic scale. *Reviews of Geophysics* 47 (2), RG2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2008RG000264>.
- Withjack M.O., Islam Q.T., La Pointe P.R., 1995. Normal faults and their hanging-wall deformation: an experimental study. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79 (1), 1–18.
- Xiao Q., Zhao G., Dong Z., 2011. Electrical resistivity structure at the northern margin of the Tibetan plateau and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B12), B12401. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB008163>.
- Yakovlev A.V., Koulakov I.Yu., Tychkov S.A., 2007. Moho depths and three-dimensional velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Baikal region, from local tomography. *Russian Geology and Geophysics* 48 (2), 204–220. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.02.005>.
- Yungsheng S., Krylov S.V., Baojun Ya., Tsai L., Shisyue D., Tehen L., Jingzhi L., Singzhi S., Mishen'kina Z.R., Petrik G.V., Shelud'ko I.F., Seleznev V.S., Solovyev V.M., 1996. Deep seismic sounding of the lithosphere at the Baikal-Northeastern China international transect. *Geologiya i Geofizika* 37 (2), 3–15 (in Russian) [Юншен С., Крылов С.В., Баоцзюнь Я., Цай Л., Шисьюэ Д., Течен Л., Цзинчжи Л., Синчжуй С., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал – Северо-Восточный Китай // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 2. С. 3–15].
- Zamaraev S.M., 1967. Marginal Structures of the Southern Part of the Siberian Platform. Nauka, Moscow, 248 p. (in Russian) [Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.].

- Zamaraev S.M., Pavlov S.F., Vasiliev E.P., Mazukabzov A.M., Ruzhich V.V., Ryazanov G.V., 1979. The Ratio of Ancient and Cenozoic Structures in the Baikal Rift Zone. Nauka, Novosibirsk, 126 p. (in Russian) [Замараев С.М., Павлов С.Ф., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 126 с.].
- Zherebtsov G.A. (Ed.), 2012. Seismoionospheric and Seismoelectromagnetic Processes in the Baikal Rift Zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 300 p. (in Russian) [Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / Под ред. Г.А. Жеребцова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 300 с.].
- Zhirova N.V., Mandelbaum M.M., Morozova G.M., Nevedrova N.N., Epov M.I., 1993. Geoelectric characteristics of seismogenic structures of the Baikal prognostic polygon. *Geologiya i Geofizika* 34 (1), 133–144 (in Russian) [Жирова Н.В., Мандельбаум М.М., Морозова Г.М., Неведрова Н.Н., Эпов М.И. Геоэлектрическая характеристика сейсмогенных структур Байкальского прогностического полигона // *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34. № 1. С. 133–144].
- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Hozbayar P., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Gao Sh., Davis P., 1994. The Baikal-Mongolian transect. *Geologiya i Geofizika* 7–8, 94–111 (in Russian) [Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртоого О., Арвисбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // *Геология и геофизика*. 1994. № 7–8. С. 94–111].
- Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S., 2002. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication. *Tectonophysics* 359 (3–4), 307–327. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0).
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., 2005. Plumes and geodynamics of the Baikal rift zone. *Russian Geology and Geophysics* 46 (7), 669–682.



Семинский Константин Жанович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией тектонофизики
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 8(3952)423027; ✉ e-mail: seminsky@crust.irk.ru

Seminsky, Konstantin Zh., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory of Tectonophysics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 8(3952)423027; ✉ e-mail: seminsky@crust.irk.ru



Кожевников Николай Олегович, докт. геол.-мин. наук, г.н.с. лаборатории геоэлектрики
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: +7(383)3302816; e-mail: KozhevnikovNO@ipgg.sbras.ru

Kozhevnikov, Nikolai O., Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher of Laboratory of Geoelectrics
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: +7(383)3302816; e-mail: KozhevnikovNO@ipgg.sbras.ru



Черемных Александр Викторович, канд. геол.-мин. наук, с. н. с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru

Cheremnykh, Alexander V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89501404851; e-mail: cherem@crust.irk.ru



Поспеева Елена Валентиновна, докт. геол.-мин. наук, в.н.с. лаборатории геоэлектрики
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: +7(383)3302816; e-mail: PospeevaEV@ipgg.sbras.ru

Pospeeva, Elena V., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher of Laboratory of Geoelectrics
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: +7(383)3302816; e-mail: PospeevaEV@ipgg.sbras.ru



Бобров Александр Анатольевич, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89086603375; e-mail: alexbob@crust.irk.ru

Bobrov, Alexander A., Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89086603375; e-mail: alexbob@crust.irk.ru



Оленченко Владимир Владимирович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с. лаборатории геоэлектрики
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: +7(383)3307908; e-mail: OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru

Olenchenko, Vladimir V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher of Laboratory of Geoelectrics
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: +7(383)3307908; e-mail: OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru



Тугарина Марина Александровна, канд. геол.-мин. наук, доцент
Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,
Институт недропользования, кафедра прикладной геологии
664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия
Тел.: 8(3952)412686; e-mail: Tmarina@istu.irk.ru

Tugarina, Marina A., Candidate of Geology and Mineralogy, assistant professor
Irkutsk State Technical University (National Research University),
Institute of Subsoil Use, Applied Geology Chair
83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
Tel.: 8(3952)412686; e-mail: Tmarina@istu.irk.ru



Потапов Владимир Владимирович, канд. геол.-мин. наук, н.с. лаборатории геоэлектрики
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
Тел.: +7(383)330 4122; e-mail: PotapovVV@ipgg.sbras.ru

Potapov, Vladimir V., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher of Laboratory of Geoelectrics
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
Tel.: +7(383)330 4122; e-mail: PotapovVV@ipgg.sbras.ru



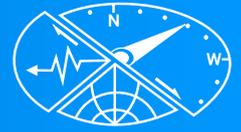
Зарипов Руслан Минерафитович, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: rassell88@yandex.ru

Zaripov, Ruslan M., graduate student
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: rassell88@yandex.ru



Черемных Алексей Сергеевич, аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: acherem@crust.irk.ru

Cheremnykh, Alexei S., graduate student
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: acherem@crust.irk.ru



EDITORIAL BOARD'S NOTE: INTRODUCTION TO SPECIAL SECTION

The series of five papers are reports presented at the Third All-Russia Tectonophysical Conference 'Tectonophysics and Current Issues of the Earth Sciences' held from 08 to 12 October 2012 in Moscow; it was also attended by foreign researchers. A number of modern research methods applied in tectonophysics, which are described in this issue, deserve a scientific discussion.

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ: ВСТУПЛЕНИЕ К СПЕЦИАЛЬНОМУ РАЗДЕЛУ

Публикуемая ниже серия из пяти статей отражает содержание докладов, представленных на состоявшейся 8–12 октября 2012 г. в Москве 3-й Всероссийской (с участием иностранных докладчиков) тектонофизической конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». В статьях излагаются различные методические приемы исследований, используемые в современной тектонофизике. Возможно, они дадут повод для развития дискуссий по современным методам тектонофизических исследований.



FIELD TECTONOPHYSICS IN SOLUTIONS OF GEODYNAMIC EVOLUTION PROBLEMS OF THE UKRAINE TERRITORY

O. B. Gintov, A. V. Murovskaya, S. V. Mychak

S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

Abstract: The integrated approach combining kinematic and structural-paragenetic field tectonophysics techniques allows us to construct a continuous time scan of the stress-strain state (SSS) and deformation modes (DM) from sediment lithification to the final orogenic process for the studied areas. Definitions of the continuous sequence of SSS and DM provide for control of the known geodynamic reconstructions and adjustment of geodynamic models. An example is the tectonophysical study of the Alpine structural stage of the Western Mountainous Crimea (WMC) and the Pre-Cambrian complexes of the Ukrainian Shield (USH).

Data from WMC allow us to make adjustments to the geodynamic model of the Mountainous Crimea. In particular, trajectories of the principal normal stresses (Fig. 4 and 5), both for shifts and shear faults with reverse components/ normal faults, suggest the reverse nature of movements of the Eastern and Western Black Sea microplates with their overall pushing onto the Crimean peninsula in the south-east, south and south-west (Fig. 7). In the Precambrian USH complexes (Fig. 8), 13 stages of regional deformation are revealed between ≥ 2.7 and 1.6 billion years ago. Until the turn of 2.05–2.10 billion years, the region was subject to transtension and transpression, as the Western (gneiss-granulite) and Eastern (granite-greenstone) Archean microplates of USH moved to separate from each other in the Neo-Archean and then diverged and converged in the Paleoproterozoic (movements at a sharp angle). It is assumed that in the Archean the Western and Eastern microplates were separated by the oceanic or sub-oceanic lithosphere (Fig. 12, 13). During the period of 2.3–2.4 billion years, the plates fully converged creating a zone of collision. It may be suggested that a possible mechanism for the oceanic window close-up was underthrusting of the upper suboceanic lithosphere layers beneath the crust-mantle plates on gently sloping break-up surfaces (non-subduction option), and one of them is Moho.

Spreading of the Western and Eastern microplates of USH began at the turn of 2.05–2.10 billion years, as evidenced by the available tectonophysical data on fields of latitudinal extension of the crust. During spreading 2.1–2.05 billion years ago, emanations and solutions were able to ascend into the upper crust and thus stimulate palingenesis (Novoukrainsky and Kirovogradsky granites), and during repeated spreading 1.75 billion years ago, magma of the basic and acid composition (Pluto gabbro-anorthosite and rapakivi) intruded into the upper crust. The spreading zone coincided with the former collisional suture and became the site wherein the inter-regional Kherson-Smolensk suture was formed; it stretches submeridionally across the East European platform.

Key words: geodynamics, field tectonophysics, microplate, transpression, transtension, stresses, strains, slickensides.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Gintov O.B., Murovskaya A.V., Mychak S.V. 2013. Field tectonophysics in solutions of geodynamic evolution problems of the Ukraine territory. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 281–299. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0101.

ПОЛЕВАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

О. Б. Гинтов, А. В. Муровская, С. В. Мычак

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Аннотация: Комплексный подход, объединяющий кинематический и структурно-парагенетический методы полевой тектонофизики, позволяет строить непрерывную временную развертку напряженно-деформированных состояний (НДС) и деформационных режимов (ДР) изучаемых районов от литификации осадков до завершающего орогенического процесса. Определение непрерывной последовательности НДС и ДР позволяет контролировать уже известные геодинамические построения и корректировать геодинамические модели. Примером может служить тектонофизическое изучение альпийского структурного этажа Западного Горного Крыма (ЗГК) и докембрийских комплексов Украинского щита (УЩ).

Данные, полученные в ЗГК, позволяют внести коррективы в модель геодинамического развития Горного Крыма. В частности, траектории главных нормальных напряжений (рис. 4 и 5) как в сдвиговом, так и во взбросовом или сбросовом режимах, указывают на реверсный характер движений Восточно- и Западно-Черноморской микроплит при общем нажиме их на Крымский полуостров с юго-востока, юга и юго-запада (рис. 7). В докембрийских комплексах центральной части УЩ (рис. 8) установлены 13 этапов деформации региона между ≥ 2.7 и 1.6 млрд лет назад. До рубежа 2.05–2.10 млрд лет назад регион развивался в режиме транстенсии и транспрессии, при котором Западная (гнейсово-гранулитовая) и Восточная (гранит-зеленокаменная) архейские микроплиты УЩ в неоархее расходились, а в палеопротерозое сближались и расходились под острым углом. Предполагается, что Западную и Восточную микроплиты в архее разделяла океаническая или субокеаническая литосфера (рис. 12, 13). В период 2.3–2.4 млрд лет назад плиты сблизились полностью, образовав зону коллизии. Один из возможных механизмов закрытия океанического окна – подвиг верхних горизонтов субокеанической литосферы под корово-мантийные пластины по пологим поверхностям срыва (несубдукционный вариант), одной из которых является раздел Мохо.

На рубеже 2.05–2.10 млрд лет назад начался раздвиг Западной и Восточной микроплит УЩ, который устанавливается тектонофизическими данными по полям субширотного растяжения земной коры. Во время раздвиге 2.05–2.10 млрд лет назад эманации и растворы получили возможность подъема в верхнюю кору, стимулируя процессы палингенеза (новоукраинские и кировоградские граниты), а при повторном раздвиге 1.75 млрд лет назад в верхнюю кору интродировала магма основного и кислого состава (плутон габбро-анортозитов и рапакиви). Зона раздвиге совпала с бывшим коллизионным швом и стала местом формирования межрегиональной шовной зоны Херсон – Смоленск, протягивающейся субмеридионально через всю Восточно-Европейскую платформу.

Ключевые слова: геодинамика, полевая тектонофизика, микроплита, транспрессия, транстенсия, напряжения, деформации, зеркало скольжения.

1. ВВЕДЕНИЕ

Применение комплексного подхода, объединяющего кинематический и структурно-парагенетический методы полевой тектонофизики [Gintov, 2005; Gintov et al., 2008], позволяет строить непрерывную временную развертку напряженно-деформированных состояний (НДС) и деформационных режимов (ДР) изучаемых районов от времени литификации осадочно-вулканогенных толщ до завершения орогенического процесса.

Методом структурных парагенезисов (СПМТ) изучается планетарная трещиноватость (на основании чего определяется положение палеооси вращения Земли), доскладчатые фазы тектонических деформаций и посторогенные деформации [Gintov, 2005].

Кинематическим методом (КМТ) исследуются тектонические деформации, сопровождающие орогенический процесс, заметные перемещения горных пород и сейсмические явления [Rebetsky, 2002].

Материалы комплексирования тектонофизических методов позволяют изучать последовательность накладывающихся друг на друга деформаций горных пород, а в сочетании с данными стратиграфии и петрологии – строить геохронологические шкалы деформационных процессов [Gintov, 2005; Murovskaya, 2012]. Получение непрерывной последовательности НДС и ДР позволяет проконтролировать уже известные геодинами-

ческие построения и откорректировать геодинамические модели.

Примером может служить изучение НДС и ДР в альпийском структурном этапе Западного Горного Крыма и в докембрийских комплексах центральной части Украинского щита.

2. ЗАПАДНЫЙ ГОРНЫЙ КРЫМ (ЗГК)

На площади около 4000 км² измерено более 2000 тектонических зеркал с кинематическими индикаторами и более 600 трещин без таковых.

С использованием СПМТ изучались хрупкие трещины без борозд скольжения и, отдельно, плоскости тектонических зеркал. Трещины были измерены в породах возрастного диапазона от неогена до верхнего мела, что позволило охарактеризовать наиболее ранние поля напряжений, действовавшие в период литификации осадков в соответствующие периоды альпийского тектогенеза.

Изучение плоскостей зеркал скольжения СПМТ (рис. 1) дало возможность определить основные разрывы, по которым осуществляется деформация, и поля напряжений, действовавшие в период их формирования. В количественном отношении доминируют крутопадающие зеркала (75 % всех плоскостей) следую-

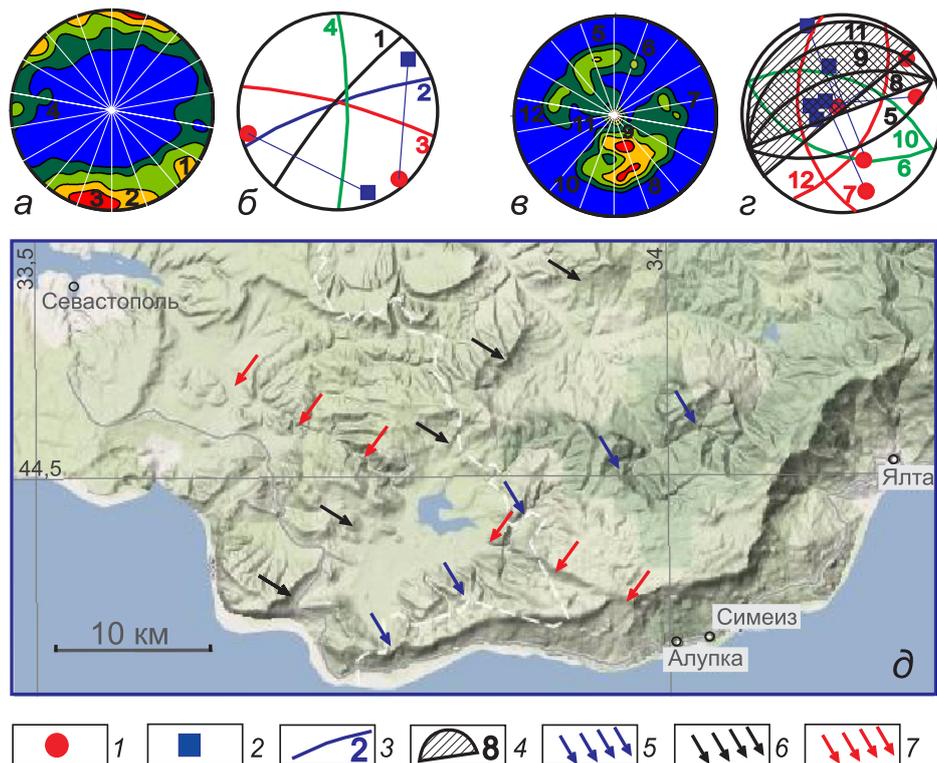


Рис. 1. Стереогаммы (здесь и далее верхняя полусфера, проекция Вульфа): концентрации полюсов (а) и плоскостей (б) тектонических зеркал с углами падения $> 60^\circ$, $n=1654$; полюсов (в) и плоскостей (з) тектонических зеркал с углами $< 60^\circ$, $n=500$; сечение изолиний 20 %; д – карта 3D-рельефа Западного Горного Крыма.

Положение главных осей нормальных напряжений на стереогаммах: 1 – сжатия, 2 – растяжения, 3 – плоскости тектонических зеркал и их номера на стереогаммах (б) и (з), соответствующие максимумам и их номерам на стереогаммах (а) и (в); 4 – положение плоскостей зеркал северо-восточной ориентировки и юго-восточного падения; 5 – Димерджинская зона разломов, сопоставимая по ориентировке с плоскостью 2 на стереогамме (б); 6 – Ласпинская зона разломов (плоскость 1 на стереогамме (б)); 7 – Чернореченская зона разломов (плоскость 3 на стереогамме (б)).

Fig. 1. Stereograms (the upper hemisphere, Wolf projection here and below): concentrations of poles (а) and planes (б) of tectonic mirrors with dip angles above 60° , $n=1654$; concentrations of poles (в) and planes (з) of tectonic mirrors angles below 60° , $n=500$; 20% isolines cross-section; д – a map of 3D relief of the Western Mountainous Crimea.

Positions of principal axes of normal stresses in stereograms: 1 – compression, 2 – extension, 3 – planes of tectonic mirrors and their numbers in stereograms (б) and (з), corresponding to maxima and their numbers on stereograms (а) and (в); 4 – positions of mirror planes with NE orientation and SE dip; 5 – Dimerdzhinsky fault zone comparable in orientation with Plane 2 in stereogram 2 (б); 6 – Laspinsky fault zone (Plane 1 in stereogram (б)); 7 – Chernorechensky fault zone (Plane 3 in stereogram (б)).

ских азимутов простираения (рис. 1, а): СВ 30–50 (максимум 1), СВ 60–80 (максимум 2), СЗ 275–295 (максимум 3) и С 350–10 (максимум 4). На рис. 1, а–з, показаны плоскости, соответствующие пикам концентрации полюсов тектонических зеркал, и поля напряжений, в которых они были заложены. На карте 3D-рельефа (рис. 1, д) отчетливо выделяются три линейные зоны, ориентировки которых соответствуют ориентировкам преобладающих крутопадающих тектонических зеркал. Северо-западные разрывы преобладают в западной части территории, и самым ярким представителем этой системы является Чернореченская зона разломов; северо-восточные разрывы преобладают в центральной и юго-восточной части и сконцентрированы в районе Главной гряды и ее южного и северного

склонов [Murovskaya, 2012]. Типичными представителями этих разрывов являются Димерджинская и Ласпинская зоны разломов.

Пологопадающие зеркала развиты существенно меньше и составляют 25 % от общего количества. Они ориентированы, как правило, в направлении СВ 30–85° с падением в обе стороны. В среднем, зеркала с юго-восточным падением более пологие, чем падающие на северо-запад, и их больше в количественном отношении (60 % против 40 %) (рис. 1, в, з). Максимуму 11 соответствует группа практически горизонтальных плоскостей, по которым происходили подвижки по направлению ЮВ 130–170.

Для выяснения вопроса о возрасте тектонических зеркал были сопоставлены ориентировки крутопадаю-

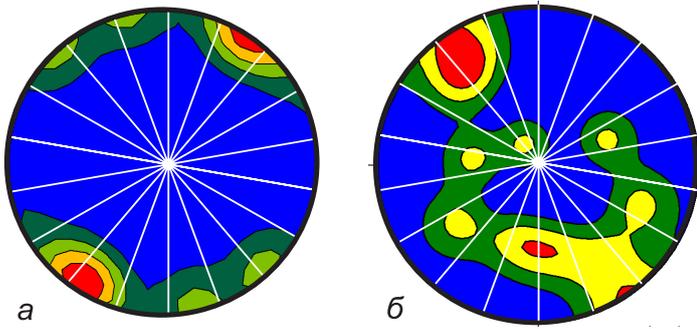


Рис. 2. Стереогаммы полюсов: *a* – трещин в породах неогена, $n=621$; *б* – нодальных плоскостей очагов землетрясений, $n=16$, по [Pustovitenko, 2002].

Fig. 2. Stereograms of poles: *a* – fractures in the Neogenic rocks, $n=621$; *б* – nodal planes of earthquake foci, $n=16$ (from [Pustovitenko, 2002]).

щих зеркал с таковыми для разрывов неоген-четвертичного возраста и нодальных плоскостей механизмов очагов восьми наиболее сильных крымских землетрясений (рис. 2).

Среди трещин в породах неогена и тектонических зеркал существенно преобладают крутопадающие плоскости (95 % и 75 % соответственно). Среди нодальных плоскостей крутопадающие и наклонные поверхности представлены в примерно равных пропорциях. Ориентация крутопадающих тектонических зеркал сопоставима с ориентацией трещин в породах неогена (рис. 2, *a*), то есть возраст образования плоскостей зеркал – ранний–средний миоцен. Ориентация пологих тектонических разрывов сопоставима с ориентацией пологих нодальных плоскостей в механизмах очагов (рис. 2, *б*).

С помощью КМТ изучались тектонические зеркала с бороздами скольжения и нодальные плоскости механизмов очагов землетрясений. Обработка и интерпретация кинематических данных производилась методом

правой дигитры и ротационной оптимизации с использованием программы Win Tensor [Devlaux, Sperner, 2003].

Уже при обследовании обнажений было осуществлено предварительное разделение разрывных нарушений на однородные подгруппы, а по взаиморасположению борозд на одном зеркале определялся относительный возраст фаз деформации. Установлена последовательность образования борозд: сдвиговые – взбросовые – сбросовые.

Анализ зеркал с бороздами позволил выделить 61 оптимизированный объем в породах таврической серии, средней и верхней юры, мела, палеогена и неогена, в которых смещения по плоскостям трещин в подавляющем большинстве случаев отражают альпийский этап орогенеза.

Понятие «оптимизированный объем» предлагается использовать вместо введенного О.И. Гущенко [Gushchenko, 1979] понятия «однородно-деформированный объем (массив)», которое в практике полевой тектонофизики использовать практически невозможно. Оптимизированный – это такой локализованный массив горных пород – обнажение, часть обнажения, группа расположенных рядом обнажений, в котором фиксируется не менее 10 зеркал с бороздами скольжения и который может быть уменьшен по результатам интерпретации путем отсекаания зеркал, расположенных на его периферии и не влияющих принципиально на первое поле напряжений, полученное по максимальному количеству векторов подвижек. Для этого тектонофизические измерения выполняются с применением GPS и с зарисовкой местоположения всех зеркал скольжения.

По каждому оптимизированному объему горных пород получено от одного до четырех положений главных осей, отвечающих различным деформационным режимам и фазам деформации. Все восстановленные поля напряжений относятся к сдвиговому, сбросовому или взбросовому типу. Гистограмма (рис. 3)

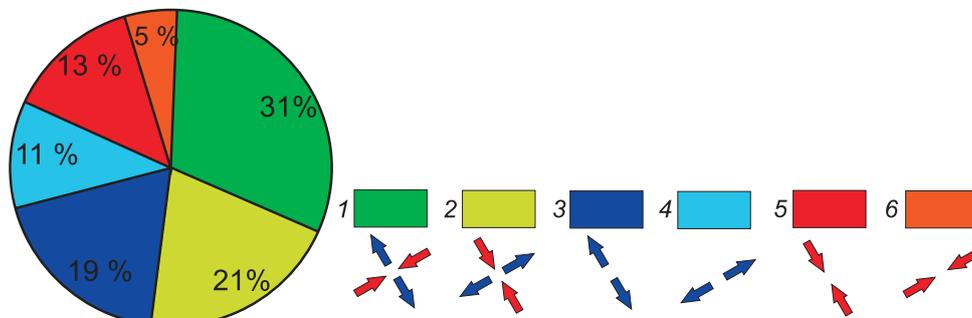


Рис. 3. Гистограмма типов полей напряжений: 1 – сдвиговый тип № 1; 2 – сдвиговый тип № 2; 3 – сбросовый тип № 1; 4 – сбросовый тип № 2; 5 – взбросовый тип № 1; 6 – взбросовый тип № 2.

Fig. 3. Histogram of stress field types: 1 – shift type 1; 2 – shift type 2; 3 – normal type 1; 4 – normal type 2; 5 – reverse thrust type 1; 6 – reverse thrust type 2.

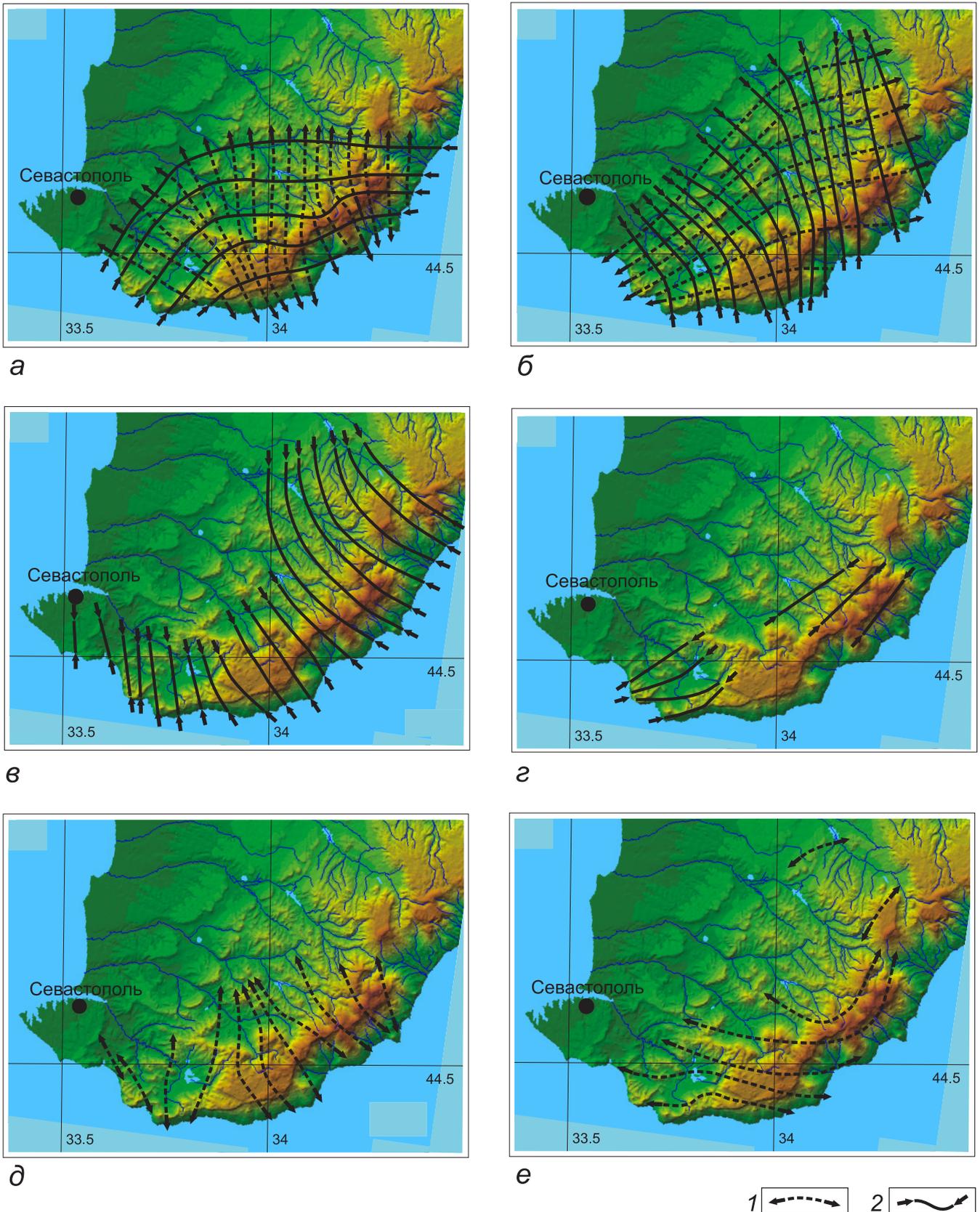


Рис. 4. Траектории осей главных нормальных напряжений для полей: *а, б* – сдвигового типа; *в, з* – взбросового типа; *д, е* – сбросового типа.

1 – оси растяжения, *2* – оси сжатия.

Fig. 4. Trajectories of principal normal stress axes for the fields by types: *a, б* – shift; *в, з* – reverse thrust; *д, е* – normal.

1 – extension axes; *2* – compression axes.

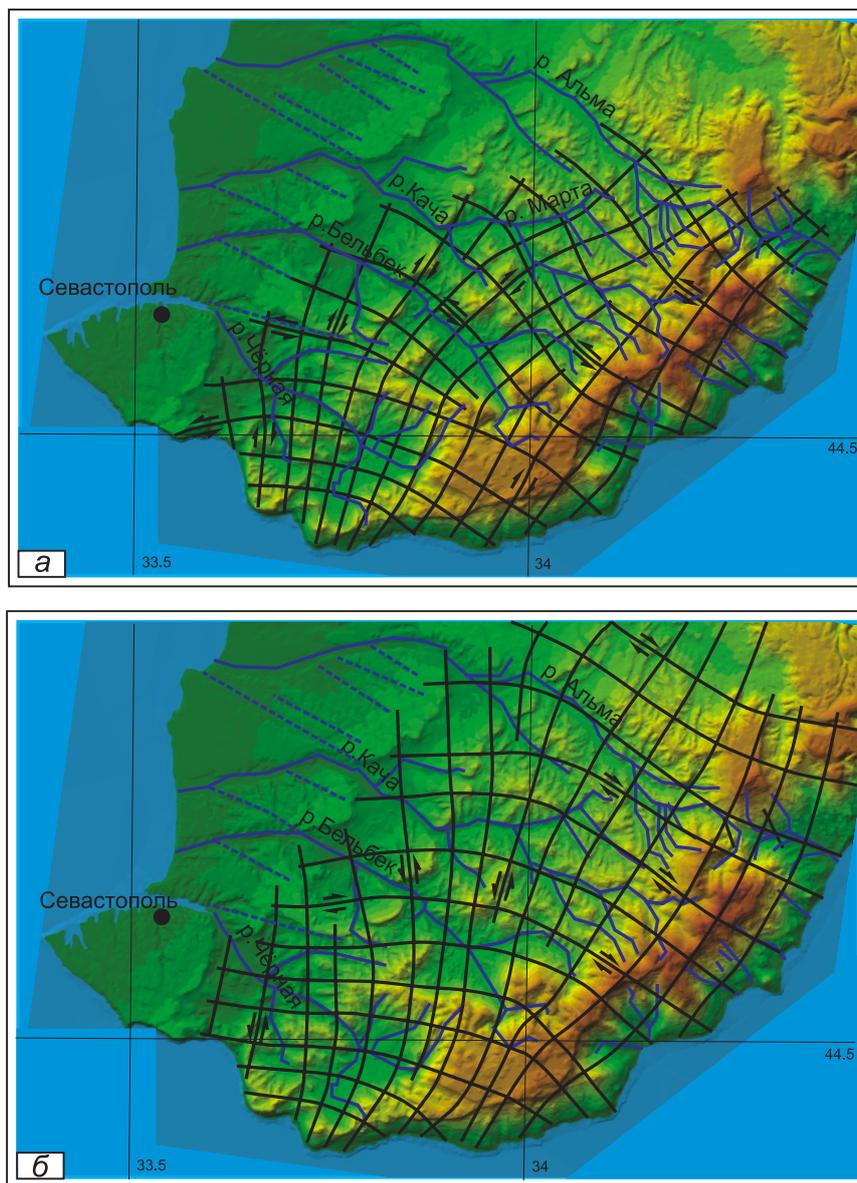


Рис. 5. Траектории максимальных касательных напряжений для полей сдвигового типа: *a* – поле № 1; *b* – поле № 2.

Стрелки указывают направления возможных сдвиговых перемещений. Пунктиром показаны палеодолины по геоморфологическим данным.

Fig. 5. Trajectories of maximum tangential stresses for shear fields: *a* – field 1; *b* – field 2.

Arrows show possible shift directions. Dotted lines show paleovalleys according to geomorphological data.

обобщает результаты количественного распределения тектонических зеркал по типам полей напряжений.

Наиболее проявлены сдвиговые поля с ориентировкой оси сжатия вдоль простирания Горного Крыма. Вторыми по представительности являются сдвиговые поля с осями сжатия, ориентированными вкрест простирания Горного Крыма. Достаточно широко развиты поля сбросового типа с северо-западной ориентировкой действующей оси растяжения. Следующими по представительности являются поля взбросового типа с осями сжатия, ориентированными с северо-запада на юго-восток или с севера на юг. Для всех полей дейст-

вующая ось, которая определялась в соответствии с коэффициентом R [Devlaux, Sperner, 2003], а также с учетом геологических данных (ориентировка бассейна осадконакопления, наличие или отсутствие структур растяжения и др.), является субгоризонтальной, а ее ориентировка так или иначе связана с генеральным простиранием ЗГК.

Достаточно густая сеть наблюдений позволила построить карты изолиний главных нормальных (рис. 4) и касательных (рис. 5) напряжений для каждой из выделенных групп полей напряжений.

Рисунки траекторий для обоих сдвиговых полей во

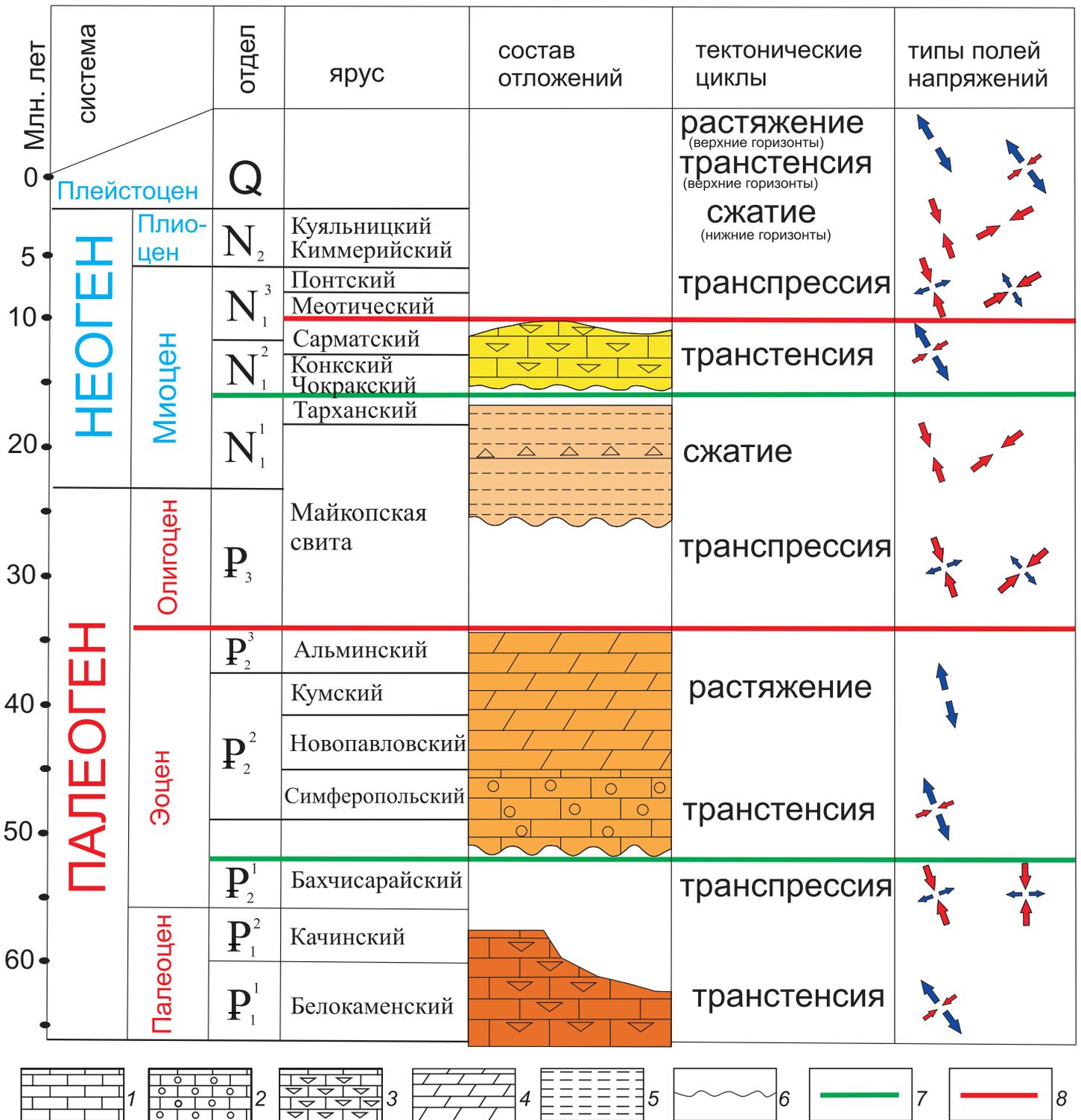


Рис. 6. Тектонические циклы, по [Volfman, 2008], и типы полей напряжений.

1 – известняк; 2 – нумулитовый известняк; 3 – детритусовый известняк; 4 – мергель; 5 – глина; 6 – перерыв в осадконакоплении; 7 – начало погружения; 8 – начало орогенеза. Красные стрелки – оси сжатия, синие – оси растяжения. Стрелки большего размера обозначают действующую ось.

Fig. 6. Tectonic cycles (from [Volfman, 2008]) and stress field types.

1 – limestone; 2 – numulite limestone; 3 – detrital limestone; 4 – marl; 5 – clay; 6 – break in sedimentation; 7 – subduction start; 8 – orogeny start. Stress axes are shown by arrows: red – compression, blue – extension. Big arrows show the current axes.

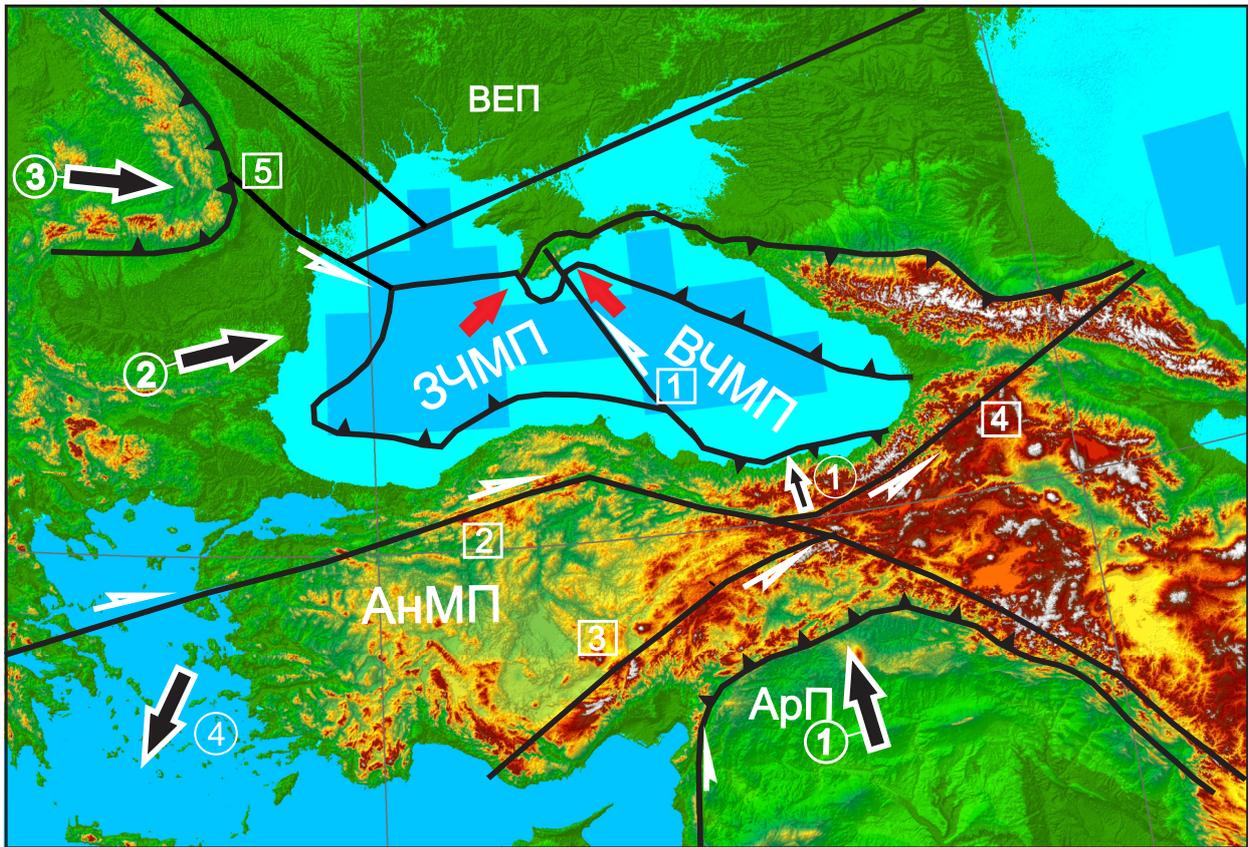


Рис. 7. Схема геодинамики Восточного Средиземноморья, по [Patalaha et al., 2003], с учетом тектонофизических данных по Горному Крыму, полученных авторами.

Направления воздействия плит на Восточно- и Западночерноморскую микроплиты (черные стрелки и цифры в кружках): 1 – Аравийской, 2 – Адриатической, 3 – Паннонской, 4 – Эллинско-Кипрской островной дуги. Зоны сдвигов (цифры в квадратах и белые стрелки): 1 – Салгиро-Октябрьская, 2 – Северо-Анатолийская, 3 – Восточно-Анатолийская, 4 – Северо-восточно-Анатолийская, 5 – юго-восточная часть зоны Тейссейра-Торнквиста. Буквенные обозначения: АнМП – Анатолийская микроплита, АрП – Аравийская плита, ВЧМП – Восточно-Черноморская микроплита, ЗЧМП – Западно-Черноморская микроплита, ВЕП – Восточно-Европейская плита. Красные стрелки обозначают направления давления ВЧМП и ЗЧМП на Крымский полуостров. Черные линии с навесными знаками обозначают надвиги и направление падения их плоскостей.

Fig. 7. The scheme of geodynamics of Eastern Mediterranean region (from [Patalaha et al., 2003]), including tectonophysical data obtained by the authors for Mountainous Crimea.

Black arrows and numbers in circles show impact on the Eastern and Western Black Sea microplates from the Arabian (1), Adriatic (2), and Pannonian (3) plates, and the Hellenic-Cyprus island arc (4). Shear zones (white arrows and numbers in boxes): 1 – Salgiro-Oktyabrskaya; 2 – North Anatolian; 3 – East Anatolian; 4 – North-Eastern Anatolian; 5 – south-eastern part of Teisseyre-Tornquist zone. Letters: АнМП – Anatolian microplate, АрП – Arabian Plate, ВЧМП – Eastern Black Sea microplate, ЗЧМП – Western Black Sea microplate, ВЕП – East European plate. Red arrows show directions of pressure from ВЧМП and ЗЧМП to the Crimean peninsula. Black lines with overhead signs show thrusts and their dip direction.

многим подобны. Оси сжатия и растяжения просто меняются местами, а траектории максимальных касательных напряжений остаются в одном положении.

Основным отличием систем траекторий для двух сдвиговых полей являются направления сдвиговых перемещений вдоль них. Например, в поле первого типа по северо-западным направлениям могут осуществляться левосдвиговые перемещения, а в поле второго типа по тем же направлениям будут реализоваться правые сдвиги. Иногда правые и левые сдвиги фиксируются на одних и тех же тектонических зеркалах в разной временной последовательности. Оба поля ре-

конструированы для трещин в сарматских отложениях и, следовательно, существовали в постсарматское время. В связи с этим мы полагаем, что оба сдвиговых поля напряжений близки по возрасту. Можно даже сказать, что они квазиодновозрастны и, возможно, несколько раз сменяли друг друга в течение всего неотектонического периода. Такие поля мы называем инверсионными, а соответствующие им перемещения – реверсными. Полагаем, что реверсный характер перемещений отражает импульсный характер тектонического процесса и нуждается в отдельном рассмотрении.

Для сдвиговых полей наблюдается очевидное совпадение многих участков речной сети и обрывистых склонов гряд Горного Крыма с траекториями максимальных касательных напряжений (рис. 5). Это указывает на определяющий характер сдвиговых зон для формирования гидросети и южных склонов крымских гряд. Если учитывать, что большинство речных долин района заложены вдоль разломов, активизированных на послесарматском отрезке развития, то можно сделать вывод о преобладающем послесарматском возрасте борозд и штрихов на зеркалах, образованных в зонах разломов.

Поля напряжений были сопоставлены с циклами трансгрессий–регрессий для Крымского полуострова и Причерноморья [Volfman, 2008]. Начиная с палеоцена было выделено 11 обобщенных полей напряжений, которые отражают эволюцию земной коры региона в альпийском тектоническом цикле (рис. 6). Большинство фаз деформации характеризуются горизонтальным положением плоскости σ_1 , σ_3 и соответствуют режимам транспрессии и транстенсии.

Режим сжатия (ранний миоцен и средний плиоцен) и растяжения (средний эоцен и плейстоцен) с преобладанием, соответственно, взбросовых и сбросовых перемещений характерен для достаточно коротких, но ярких горообразовательных процессов на общем фоне субгоризонтальных сдвигов.

Динамика Горного Крыма, относящегося к кавказскому сегменту альпийского орогенного пояса, рассмотрена в общем контексте коллизионного взаимодействия Евразийской и Аравийской плит и ряда микроплит, в том числе Восточно-Черноморской (ВЧМП) и Западно-Черноморской (ЗЧМП) (рис. 7). Западное ограничение ВЧМП, а также тектоническая роль ВЧМП и ЗЧМП являются дискуссионными. Детальная информация о напряженно-деформированном состоянии Горного Крыма позволяет внести уточнения в кинематику ВЧМП и ЗЧМП.

Согласно результатам интерпретации аномалий геоида, ЗГК находится в состоянии регионального сжатия [Dovbnich, Demianets, 2009]. При этом, по результатам тектонофизических исследований, присутствует как поперечное сжатие в северо-западном–юго-восточном направлении, так и продольное в северо-восточном и юго-западном направлениях и соответствующие им сдвиговые поля. Эти закономерности можно связать с преимущественным давлением ВЧМП в восточной части ЗГК до меридиана Ялты и ЗЧМП – в западной части ЗГК. В земной коре на меридиане Ялты суммируется давление ВЧМП и ЗЧМП с юго-востока и юго-запада соответственно. Характерно, что к Ялтинскому сектору Крымской сейсмогенной зоны относится и наибольшее количество землетрясений, зафиксированных в ней [Pustovitenko, 2002].

Таким образом, приходим к заключению, что под нажимом Аравийской плиты ВЧМП движется на северо-запад и оказывает давление на Восточный и Цен-

тральный Горный Крым. ЗЧМП передает давление на ЗГК с запада и юго-запада, со стороны граничащих с ней Паннонской и Адриатической микроплит (рис. 7). Кора ЗГК, и по тектонофизическим данным, и по результатам интерпретации аномалий геоида, в основной своей части находится в состоянии регионального сжатия, обусловленного кинематикой этих микроплит. Давление микроплит приводит к интенсивному воздыманию Крымских гор, а режим сжатия трансформируется в сдвиговый.

Повсеместно фиксируемое в пределах ЗГК напряженно-деформированное состояние северо-западные и юго-восточные растяжения относятся только к поверхностным слоям земной коры вследствие их поднятия и изгиба. Естественной моделью такого процесса может служить развал орогена – обрушение яйлинских верхнеюрских известняковых пластин по системе крутопадающих сбросов и сползание их фрагментов в сторону моря.

3. УКРАИНСКИЙ ЦИТ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ – ИНГУЛЬСКИЙ МЕГАБЛОК)

На рис. 8 условными цветами показана мегаблоковая делимость УЦ, а на врезке – его положение в пределах сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона, представленного, по [Bogdanova et al., 1996], тремя крупными сегментами – Фенноскандией, Волго-Уралией и Сарматией.

Протерозойский Ингульский мегаблок (ИМБ) УЦ расположен между архейскими Бугским, Росинским (на западе) и Среднеприднепровским (на востоке) мегаблоками, испытывавшими неоднократные, преимущественно тангенциальные, перемещения. С геодинамической точки зрения, они являются микроплитами (Западной и Восточной, соответственно), разделенными дивергентно-конвергентной областью, которая и называется Ингульским мегаблоком. На УЦ нет более деформированного участка литосферы, чем эта область, что подтверждается не только тектонофизическими, но и сейсмотомографическими данными (рис. 9, а).

Докембрийские комплексы ИМБ изучались преимущественно структурно-парагенетическим методом (рис. 9, б, в), так как зеркала скольжения с кинематическими индикаторами сохранились в небольшом количестве и отражают только самые поздние движения субплатформенного и платформенного периодов (рис. 9, г). При изучении архейских и раннепротерозойских тектонических этапов широко использовались особенности пластической деформации горных пород (рис. 9, в) с помощью приемов, изложенных в работах [Gintov, Isai, 1988; Gintov, 2005].

По материалам тектонофизических исследований составлена структурно-тектонофизическая карта района (рис. 10), а на ее основе – геологическая карта

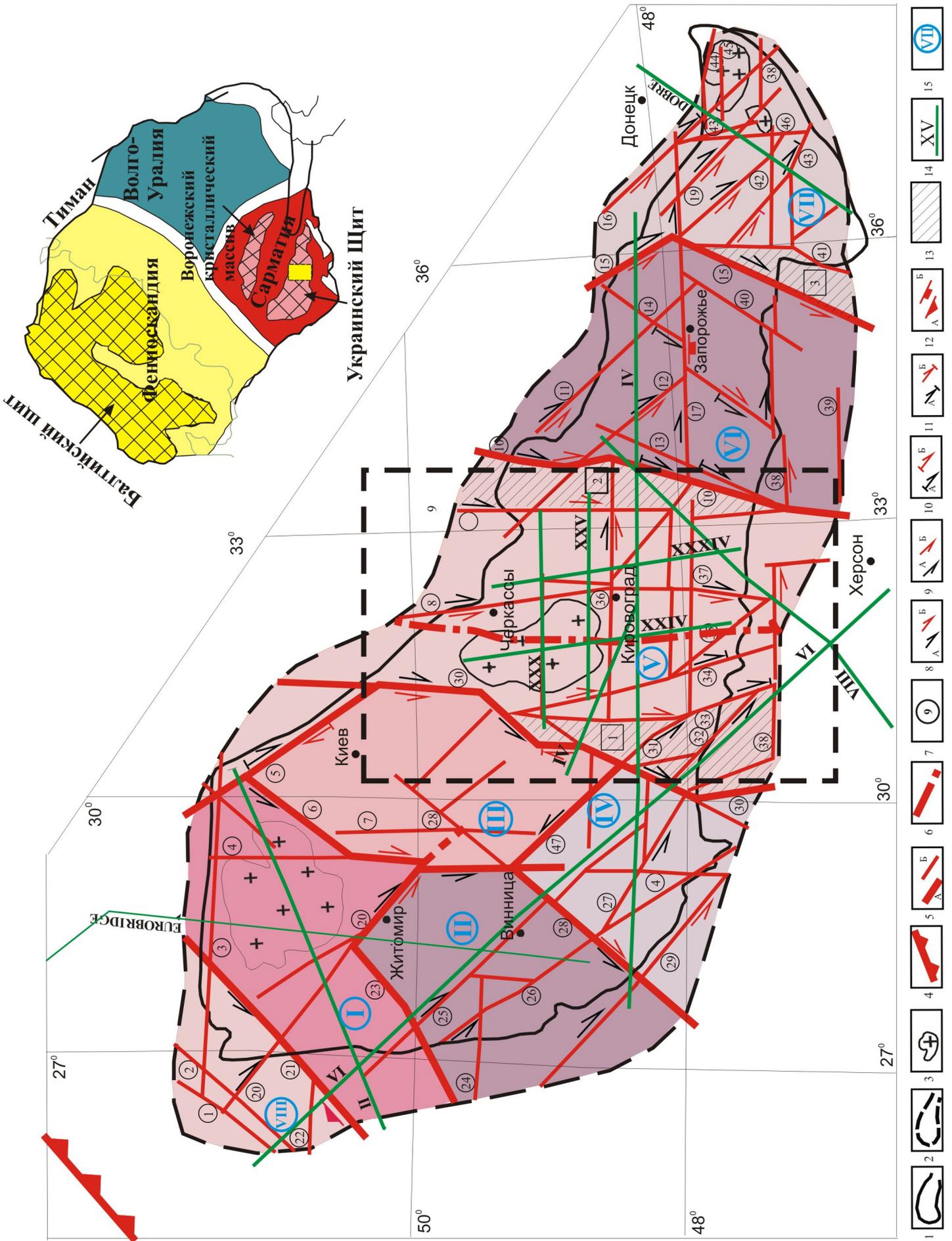


Рис. 8. Схема разломно-блоковой структуры УЩ [Gintov, 2005; Gintov, Pashkevich, 2010; Gintov, Mychak, 2011].

1 – контур обнаженной части щита; 2 – контур склонов щита, в пределах которых прослеживаются складчатые и разрывные структуры докембрийского фундамента по геофизическим данным; 3 – плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов; 4 – граница между Сарматией и Фенноскандией; 5 – зоны разломов: А, Б – меж- и внутримегаблоковые соответственно; 6 – трансрегиональная зона раздвига Херсон–Смоленск; 7 – номера зон разломов, по [Gintov, 2005]; кинематические знаки: 8 – правый сдвиг (А – во время заложения, Б – во время главной фазы активизации); 9 – левый сдвиг (А и Б – то же, что и в 8); 10 – взбросо-сдвиг (А и Б – то же, что и в 8); 11 – сбросо-сдвиг (А и Б – то же, что и в 8); 12 – взброс (а) и сброс (б); 13 – шовные зоны (цифры в квадратиках): 1 – Голованевская, 2 – Ингулецко-Криворожская, 3 – Орехово-Павлоградская; 14 – профили ГСЗ (в том числе и геотраверсы) и их номера; 15 – мегаблоки: I – Вольнский, II – Подольский, III – Росинский, IV – Бугский, V – Ингульский, VI – Среднеприднепровский, VII – Приазовский, VIII – Вольно-Полесский вулканоплутонический пояс.

Fig. 8. Fault–block structure of the Ukrainian Shield (УЩ) [Gintov, 2005; Gintov, Pashkevich, 2010; Gintov, Mychak, 2011].

1 – contour of the outcropped part of the shield; 2 – contours of the shield's slopes where folded and fault structures of the Precambrian basement can be traced from geophysical data; 3 – plutons and large intrusive granitoid massifs; 4 – border between Sarmatia and Fennoscandia; 5 – fault zones: A – inter-megablock zones, B – intra-megablock zones; 6 – transregional zone of the Kherson-Smolensk extension fault; 7 – number of fault zones according to [Gintov, 2005]; kinematic signs: 8 – right shift (A – during inception, B – during the main phase of activation); 9 – left shift (A and B – same as in (8)); 10 – shift fault with reverse component (A and B – same as in (8)); 11 – strike slip (A and B – same as in (8)); 12 – reverse (a) and normal faults (b); 13 – suture zones (numbers in boxes): 1 – Golovanevskaya, 2 – Inguletsko-Krivorozhskaya, 3 – Orekhovo-Pavlogradskaya; 14 – DSS profiles (including geotraverses) and their numbers; 15 – megablocks: I – Volynsky, II – Podolsky, III – Rosinsky, IV – Bugsky, V – Ingulsky, VI – Srednepridneprovsky, VII – Priazovsky, VIII – Volyno-Polessky volcano-plutonic belt.

ИМБ (рис. 11). В отличие от обычных геологических карт, на которых зоны разломов изображаются единичными линиями, на представленных картах видно, что зоны разломов – это сложные сдвиговые системы шириной 10–15 км, состоящие из многих зон скальвания, эшелонированных и элементарных сколов.

На рис. 12 и 13 показана примерная геодинамическая схема развития региона в этот период. Предполагается, что Западную и Восточную микроплиты в архее разделяла океаническая или субокеаническая литосфера. На рис. 12, а, 13, а, отражен гипотетический неархейский дивергентный этап развития литосферы Ингульского мегаблока, раздвиг Западной и Восточной микроплит и начало отложения на их пассивных окраинах вулканогенно-осадочных образований бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий. Обе серии петрографически различны, отражают состав «материнских» плит: бугская – Западной, а криворожская – Восточной. Кора региона представлена двумя реологически разными горизонтами – верхним жестким и нижним пластичным (рис. 13). Подток снизу астеносферного плюма (рис. 13, а) сопровождался выжиманием океанической литосферы в стороны, что приводило к внедрению ее между литопластинами и раздвигу микроплит (несубдукционный вариант, по [Sizova et al., 2010]). Этот этап не зафиксирован тектонофизическими данными, но предполагается в связи с наличием бугской и криворожской серий, нижний возраст которых около 2.8 млрд лет [Shcherbak, 2005, 2008].

По тектонофизическим данным установлены 13 этапов деформации региона между 2.7 и 1.6 млрд лет назад. Восемь этапов отражают северо-восточное и юго-западное сжатия, остальные – северо-восточное,

юго-западное и субширотное растяжение [Gintov, Mychak, 2011].

В соответствии с этими данными, на отрезке 2.7–2.05–2.10 млрд лет назад начался конвергентный этап развития литосферы Ингульского мегаблока (на рис. 13 он не показан). Регион начал развиваться преимущественно в режиме транспрессии, при котором Западная (гнейсово-гранулитовая и амфиболит-гранитовая) и Восточная (гранит-зеленокаменная) архейские микроплиты УЩ сближались под острым углом (см. рис. 12, б, в). Этот этап фиксируется тектонофизическими данными по образованию правосдвиговых (при сжатии) Первомайской, Западно-Ингулецкой и ряда менее крупных зон разломов (см. рис. 12, б), а также началом складчатости в породах бугской и криворожской серий. Отложение ≥ 2.45 млрд лет назад в центральной части ИМБ толщи вулканогенно-осадочных пород ингуло-ингулецкой серии [Shcherbak, 2005] свидетельствует о режиме растяжения, прерывавшем режим транспрессии, однако после этого косое сближение микроплит возобновилось.

В период 2.3–2.4 млрд лет назад плиты сблизились полностью, образовав зону коллизии, представлявшую собой зону интенсивного смятия пород бугской, криворожской и ингуло-ингулецкой серий (рис. 13, б). На этом этапе образовались Тальновская и Криворожская правосдвиговые зоны разломов и окончательно сформировалась широкая шовная зона по типу «ультрагорячих орогенов» (УГО) [Chardon et al., 2009], под которой образовался прогиб Мохо. Вертикальные стрелки, направленные вниз, отражают перемещение вещества шовной зоны вниз при боковом сжатии.

Механизм коллизии Западной и Восточной микроплит точно не известен. Один из возможных тектоно-

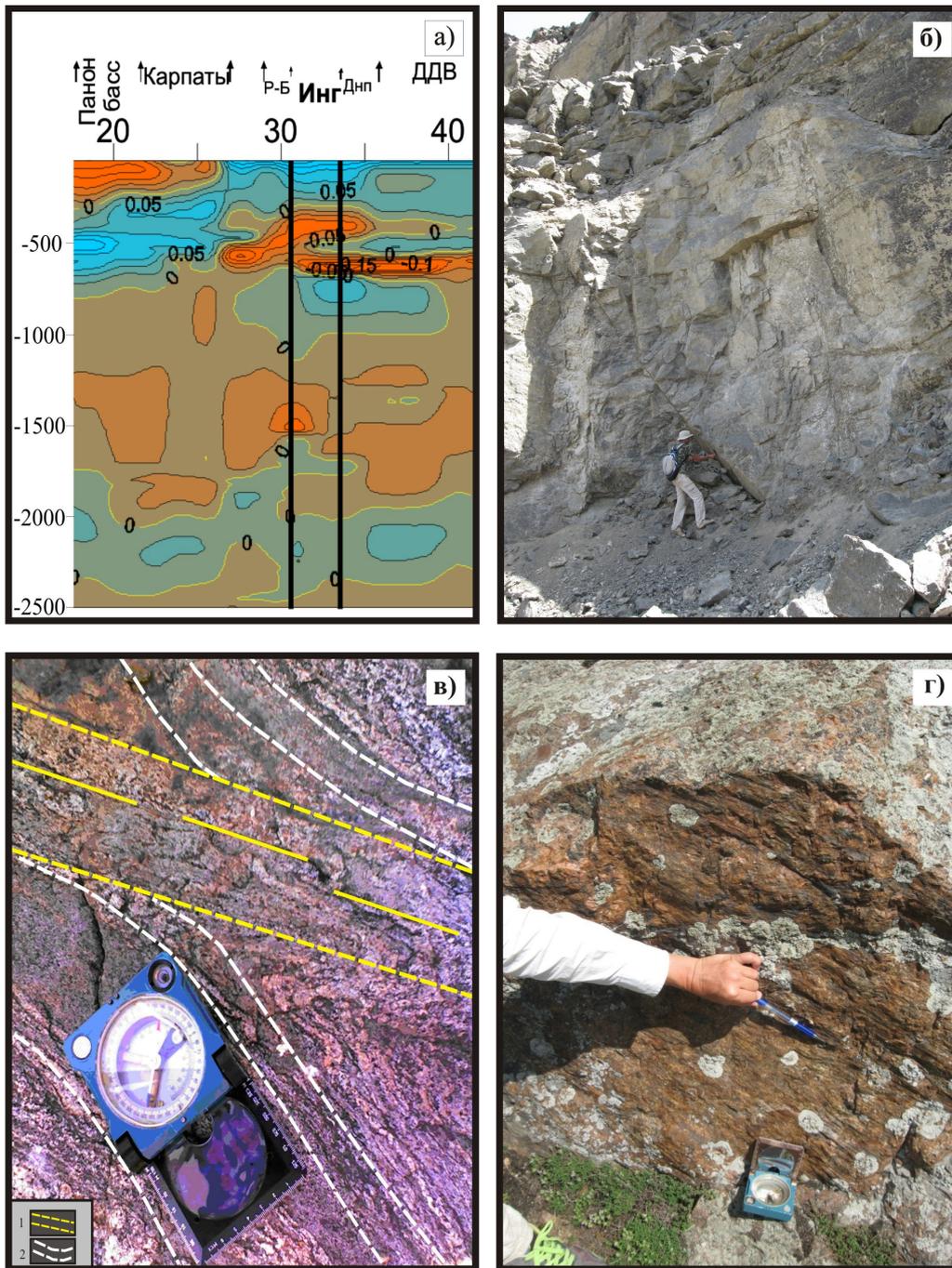


Рис. 9. К методике изучения Ингульского мегаблока: *а* – проявление мегаблока (выделен жирными вертикальными линиями) в трехмерной Р-скоростной модели мантии Украины (фрагмент широтного вертикального сечения вдоль параллели 48° с.ш., по [Geyko et al., 2005]).

Скоростная модель представлена в изолиниях невязок (отклонений) скорости относительно обобщенной модели V_p мантии под территорией Евразии и ее окружения. Горизонтальная шкала – градусы в.д., вертикальная шкала – глубина в км. Буквенные обозначения: Р-Б – Росинский и Бугский мегаблоки, Инг – Ингульский мегаблок, Днеп – Среднеприднепровский мегаблок, ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина; *б* – поверхность сброса в Новоукраинском массиве трахитоидных гранитов; *в* – деформация левого сдвига в мигматитах кировоградского комплекса: 1 – зона элементарного скола, 2 – структуры подворота; *г* – зеркало скольжения в кировоградских гранитах.

Fig. 9. Re the methods of studying the Ingulsky megablock: *a* – manifestation of the megablock (shown by bold vertical lines) in the 3D P-velocity model of the mantle of Ukraine (a fragment of the latitudinal vertical section along latitude 48° N, from [Geyko et al., 2005]).

The velocity model is presented in isolines showing deviations of the velocity against the generalized model of V_p of the mantle beneath the territory of Eurasia and adjacent regions. Horizontal scale – degrees of East longitude; vertical scale – depth (km). Letters: Р-Б – Rosinsky and Bugsky megablocks, Инг – Ingulsky megablock, Днеп – Srednepridneprovsky megablock, ДДВ – Dnepr-Don basin; *б* – surface of the normal fault in the Novoukrainsky massif of trachytoid granites; *в* – deformation of the left-lateral shift in migmatites of the Kirovogradsky complex: 1 – zone of elementary shearing, 2 – roll-up structure; *г* – slickenside in the Kirovogradsky granites.

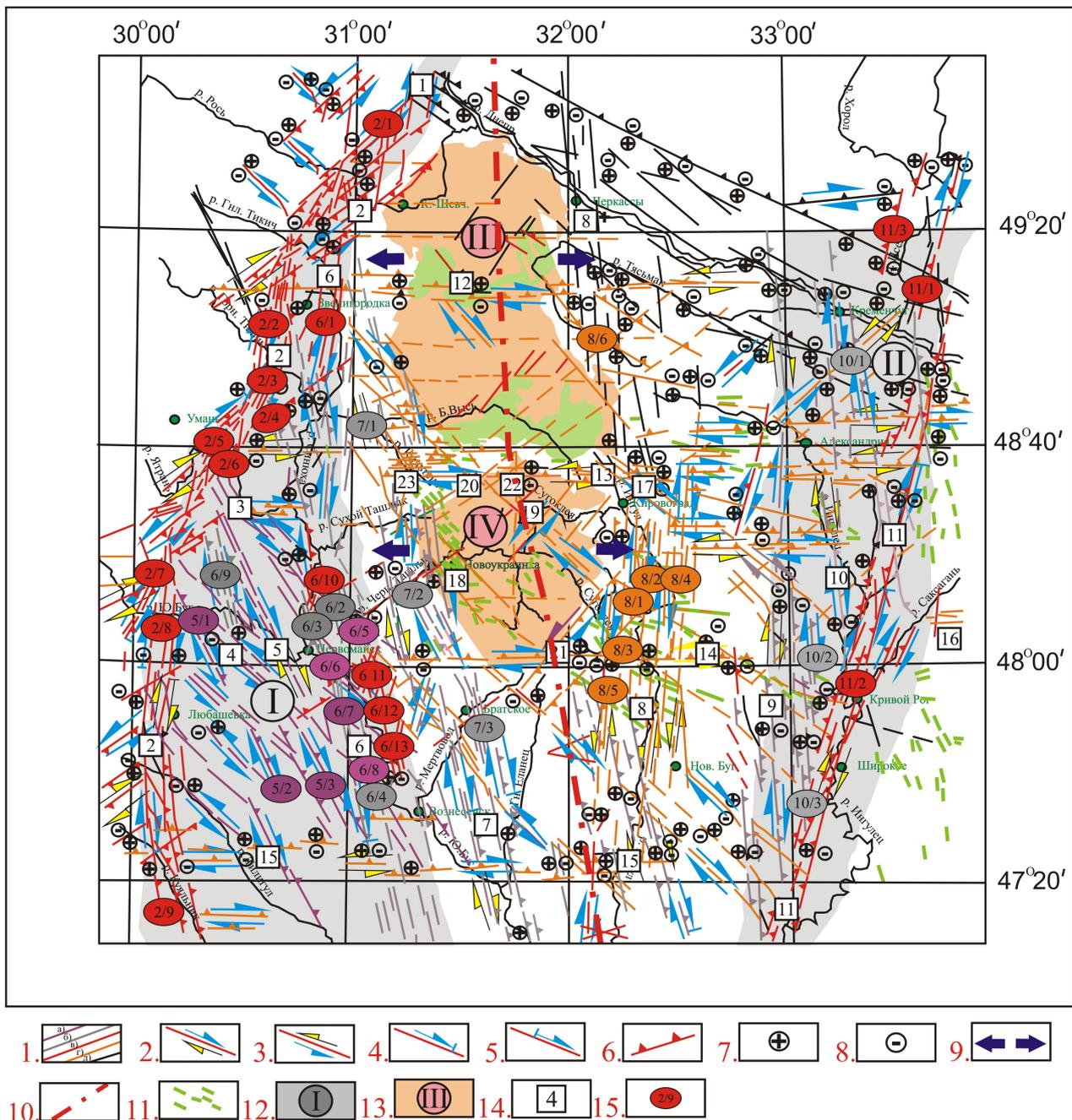


Рис. 10. Структурно-тектонифизическая карта Ингульского мегаблока (по [Gintov, Mychak, 2011]).

1 – эшелонированные и элементарные сколы зон разломов, образовавшиеся в: а – неoarхее (AR₃), б – неoarхее – раннем протерозое (AR₃-PR₁-I), в – начале раннего протерозоя (PR₁-I), г – конце раннего протерозоя (PR₁-II), д – возраст не известен; кинематические знаки (синие – во время заложения зон разломов, желтые – во время главной фазы активизации); 2 – правый сдвиг; 3 – левый сдвиг; 4 – сбросо-сдвиг; 5 – взбросо-сдвиг; 6 – направление падения; 7 – приподнятое крыло; 8 – опущенное крыло; 9 – направление раздвига центральной части Ингульского мегаблока; 10 – межрегиональная зона раздвига Херсон-Смоленск; 11 – дайки диабазов, габбро-диабазов и др.; 12 – шовные зоны и их номера: I – Голованевская, II – Ингулецко-Криворожская; 13 – массивы гранитоидов и их номера: III – Корсунь-Новомиргородский плутон, IV – Новоукраинский массив; 14 – номера зон разломов, в соответствии с [Gintov, Mychak, 2011]; 15 – номера зон скалывания, по [Gintov, Mychak, 2011].

Fig. 10. Structural tectonophysical map of the Ingulsky megablock (from [Gintov, Mychak, 2011]).

1 – echelon and elementary shearing in fault zones formed: a – in the Neo-Archean (AR₃), б – in the Neo-Archean–Early Proterozoic (AR₃-PR₁-I), в – at the beginning of the Early Proterozoic (PR₁-I), г – at the end of the Early Proterozoic (PR₁-II), д – age not known; kinematic signs (blue – during inception of the fault zones, yellow – during the main phase of activation); 2 – right-lateral shift; 3 – left-lateral shift; 4 – shear fault with normal component; 5 – shear fault with reverse component; 6 – dip direction; 7 – uplifted wing; 8 – subsided wing; 9 – spreading direction of the central part of the Ingulsky megablock; 10 – interregional zone of Kherson-Smolensk spreading; 11 – dykes of diabase, gabbro-diabase etc.; 12 – suture zones and their numbers: I – Golovanevskaya, II – Inguletsko-Krivorozhskaya; 13 – granitoid massifs and their numbers: III – Korsun-Novomirgorodsky pluton, IV – Novoukrainsky massif; 14 – numbers of fault zones according to [Gintov, Mychak, 2011]; 15 – numbers of shear zones according to [Gintov, Mychak, 2011].

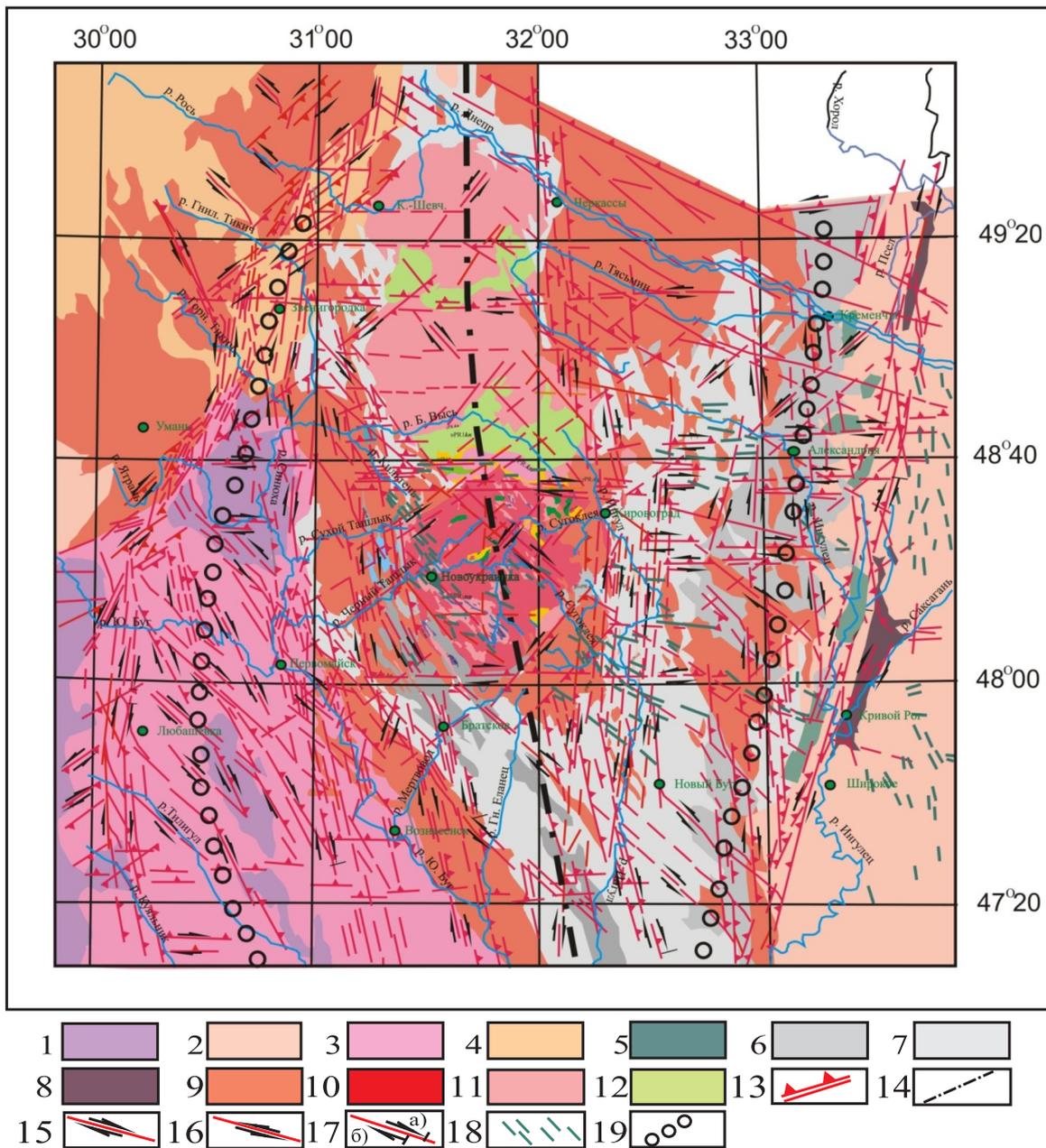


Рис. 11. Схема геологического строения Ингульского мегаблока (по [Gintov, Mychak, 2011]).

Серии и комплексы: 1 – днестровско-бугская, гайворонский (AR₁); 2 – аульская, конкская, днепропетровский (AR₁), ингулецкий, саксаганский, демуринский, токовский (AR₂); 3 – бугская, капитановско-деренюхинский (AR₃), побужский (PR₁-I); 4 – росинско-тикичская (AR₃), звенигородский, гайсинский (PR₁-I); ингуло-ингулецкая (PR₁-I); 5 – зеленореченская, артемовская, родионовская свиты; 6 – спасовская, каменно-костоватская свиты; 7 – рощаховская, чечелевская свиты; 8 – криворожская (PR₁-I); 9 – кировоградский, уманский, ставищанский (PR₁-I); 10 – новоукраинский (PR₁-I); корсунь-новомиргородский (PR₁-II); 11 – рапакивидные граниты; 12 – габбро-анортозиты; 13 – эшелонированные сколы (сместители) зон разломов (берг-штрихи указывают направление падения); 14 – трансрегиональный тектонический шов Херсон – Смоленск; *кинематические знаки для зон разломов:* 15 – правый сдвиг, 16 – левый сдвиг, 17 – сбросо-сдвиг (а), взбросо-сдвиг (б); 18 – дайки габбро-диабазов, лампрофиров и др.; 19 – осевые линии Голованевской (на западе) и Ингулецко-Криворожской (на востоке) шовных зон.

Fig. 11. Geological structure of the Ingulsky megablock (from [Gintov, Mychak, 2011]).

Series and complexes: 1 – Dnestrovsko-Bugskaya, Gaivoronsky (AR₁); 2 – Aulskaya, Konkskaya, Dnepropetrovsky (AR₁), Inguletsky, Saksagan-sky, Demurinsky, Tokovsky (AR₂); 3 – Bugskaya, Kapitanovsko-Derenyukhinsky (AR₃), Pobuzhsky (PR₁-I); 4 – Rosinsko-Tikichskaya (AR₃), Zvenigorodsky, Gaisinsky (PR₁-I); Ingulo-Inguletskaya (PR₁-I); 5 – Zelenorechenskaya, Artyomovskaya, Rodionovskaya suites; 6 – Spasovskaya, Kamenno-Kostovatskaya suites; 7 – Roshchakhovskaya, Checheleevskaya suites; 8 – Krivorozhskaya (PR₁-I); 9 – Kirovogradskaya, Umanskaya, Stavishchansky (PR₁-I); 10 – Novoukrainsky (PR₁-I); Korsun-Novomirgorodsky (PR₁-II); 11 – rapakivi-like granites; 12 – gabbro-anorthosite; 13 – echelon shear (fault planes) in fault zones (hatched lines show dip directions); 14 – Kherson-Smolensk transregional tectonic suture; *kinematic signs for fault zones:* 15 – right-lateral shift, 16 – left-lateral shift, 17 – shear fault with normal component (a), shear fault with normal component (b); 18 – dykes of gabbro-diorite, lamprophyre etc.; 19 – axial lines of Golovanevskaya (west) and Inguletsko-Krivorozhskaya (east) suture zones.

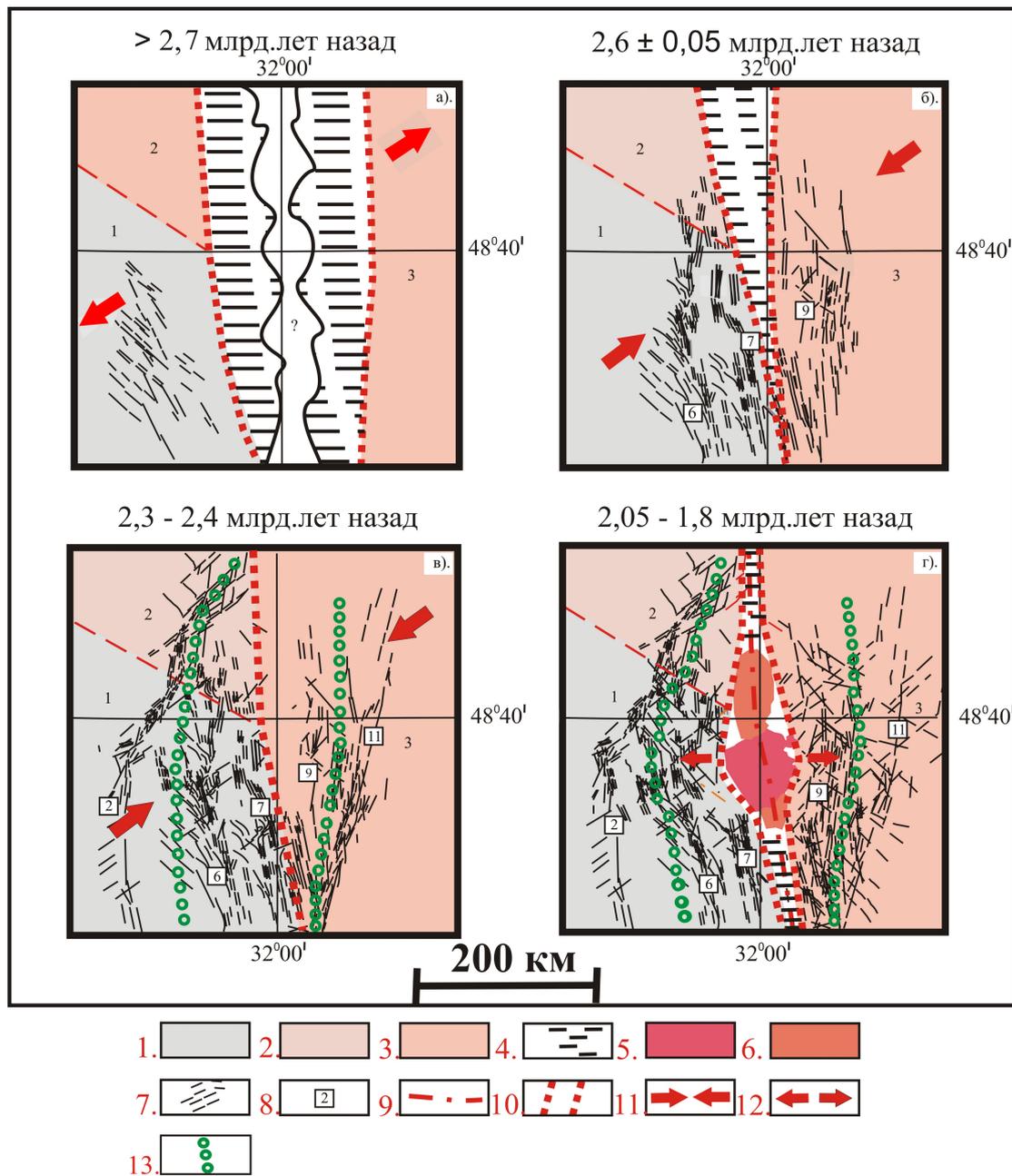


Рис. 12. Принципиальная схема перемещений Западной и Восточной микроплит УЩ в позднем архее – конце раннего протерозоя.

1–3 – усредненный состав земной коры микроплит (Западная: 1 – горные породы Днестровско-Бугского гранулитового пояса, 2 – росинско-тикичский амфиболит-гранитовый комплекс; Восточная: 3 – среднеприднепровский гранит-зеленокаменный комплекс); 4 – предполагаемая субокеаническая кора; 5 – гранитоиды новоукраинского комплекса; 6 – гранитоиды предполагаемого кировоградского комплекса; 7 – эшелонированный и элементарные сколы зон разломов; 8 – номера зон разломов, в соответствии с рис. 10; 9 – осевая линия трансрегиональной зоны раздвига Херсон – Смоленск; 10 – границы Западной и Восточной микроплит; 11 – направление сближения микроплит; 12 – направление раздвига микроплит; 13 – осевые линии шовных зон (на западе – Голованевской, на востоке – Ингулецко-Криворожской). Зоны разломов: 2 – Тальновская, 6 – Первомайская, 7 – Звенигородско-Братская, 9 – Западно-Ингулецкая, 11 – Криворожско-Кременчугская.

Fig. 12. Schematic diagram showing movements of the Western and Eastern microplates of the Ukrainian Shield in the Late Archaean – end of Early Proterozoic.

1–3 – average composition of the crust in the microplates (Western: 1 – rocks of Dnestrovsko-Bugsky granulite belt, 2 – Rosinsko-Tikichsky amphibolite-granite complex; Eastern: 3 – Srednepriднепровsky granite-greenstone complex); 4 – supposed sub-oceanic crust; 5 – granitoids of Novoukrainian complex; 6 – granitoids of supposed Kirovogradsky complex; 7 – echelon and elementary shears in fault zones; 8 – numbers of fault zones, as shown in Fig. 10; 9 – axial line of Kherson-Smolensk transregional spreading zone; 10 – borders of the Western and Eastern microplates; 11 – convergence direction of microplates; 12 – spreading direction of microplates; 13 – axial lines of suture zones (west – Golovanevskaya, east – Inguletsko-Krivorozhskaya). Fault zones: 2 – Talnovsky, 6 – Pervomaisky, 7 – Zvenigorodsko-Bratsky, 9 – Zapadno-Inguletsky, 11 – Krivorozhsko-Kremenchugsky.

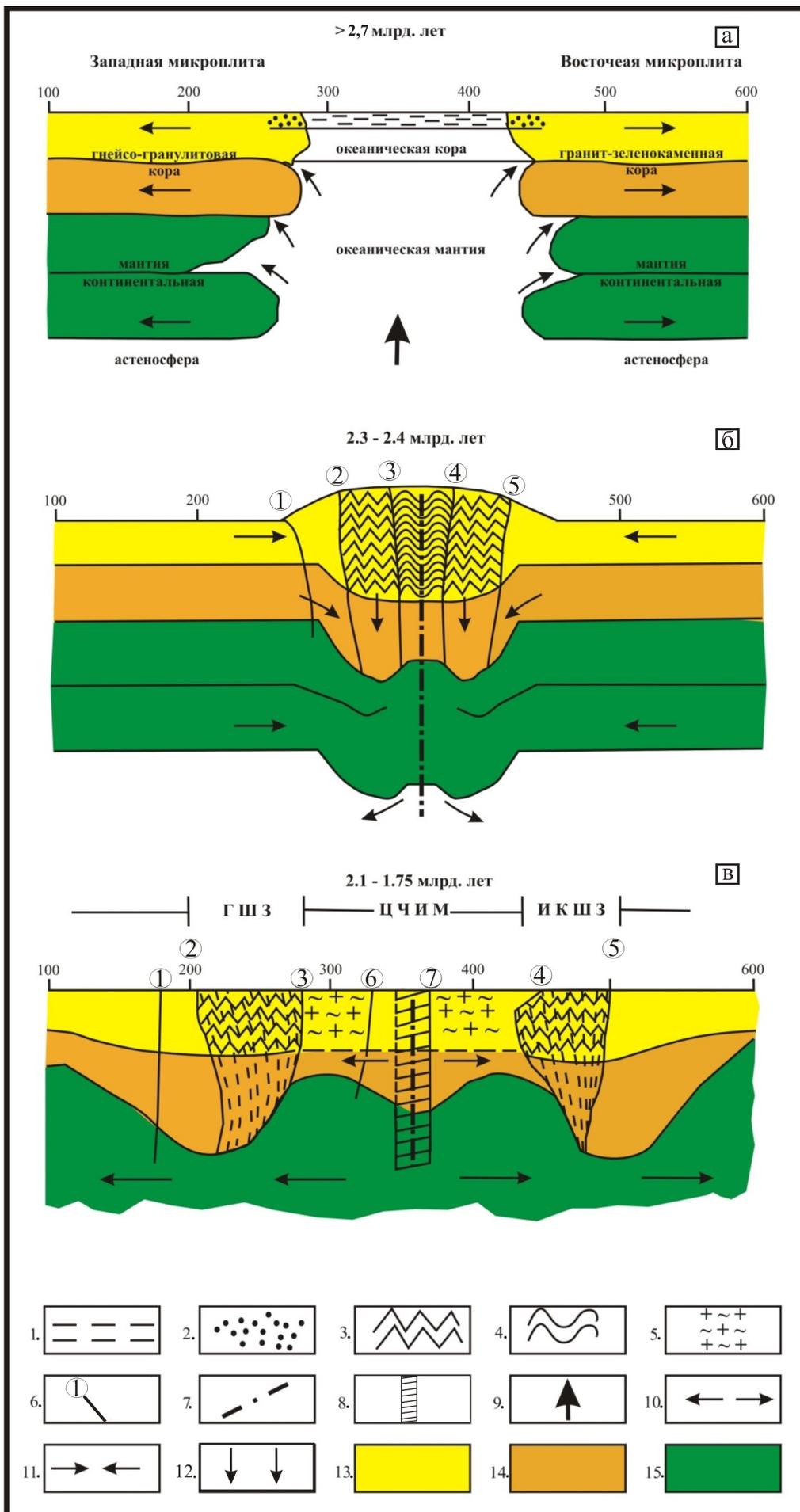


Рис. 13. Упрощенная схема геодинамического развития центральной части УЩ в неoarхее – раннем протерозое (в разрезе).

1 – океанический бассейн; 2 – отложения бугской (на западе) и криворожской (на востоке) серий; 3 – складчатость в породах бугской и криворожской серий; 4 – складчатость в породах ингуло-ингулецкой серии; 5 – гранитизированные породы ингуло-ингулецкой серии, гранитоиды кировоградского, новоукраинского и корсунь-новомиргородского комплексов; 6 – осевые линии зон разломов (цифры в кружках): 1 – Одесской, 2 – Тальновской, 3 – Первомайской, 4 – Западноингулецкой, 5 – Криворожско-Кременчугской, 6 – Звенигородско-Братской, 7 – Кировоградской; 7 – осевая линия трансрегиональной зоны раздвига Херсон–Смоленск; 8 – минимальная ширина зоны; 9 – направление подъема неoarхейского плюма; 10 – направление раздвига микроплит; 11 – направление сближения микроплит; 12 – удлинение УГО по вертикали; 13 – верхняя кора; 14 – нижняя кора; 15 – мантия. Буквенные обозначения: ГШЗ – Голованевская шовная зона, ЦЧИМ – центральная часть Ингульского мегаблока, ИКШЗ – Ингулецко-Криворожская шовная зона.

Fig. 13. Simplified diagram showing geodynamic development of the central part of the Ukrainian Shield in the Neo-Archean – Early Proterozoic (profile).

1 – oceanic basin; 2 – deposits of Bugskaya (west) and Krivorozhskaya (east) series; 3 – folding in Bugskaya and Krivoy Rog series; 4 – folding in rocks of Ingulo-Inguletskaya series; 5 – granitized rocks of Ingulo-Inguletskaya series, granitoids of Kirovogradsky, Novoukrainsky and Korsun-Novomirgorodsky complexes; 6 – axial lines of fault zones (numbers in circles): 1 – Odessky, 2 – Talnovsky, 3 – Pervomaysky, 4 – Zapadnoinguletsky, 5 – Krivorozhsko-Kremenchugsky, 6 – Zvenigorodsko-Bratsky, 7 – Kirovogradsky; 7 – axial line of Kherson-Smolensk transregional spreading zone; 8 – minimum width of the zone; 9 – uplift direction of the Neo-Archean plume; 10 – spreading direction of microplates; 11 – convergence direction of microplates; 12 – vertical elongation of УГО; 13 – upper crust; 14 – lower crust; 15 – mantle. Letters: ГШЗ – Golovanevskaya suture zone; ЦЧИМ – central part of the Ingulsky megablock; ИКШЗ – Inguletsko-Krivorozhskaya suture zone.

физических вариантов – поддвиг верхних горизонтов субокеанической литосферы под корово-мантийные пластины по пологим поверхностям срыва, одной из которых является раздел Мохо. Другой вариант – обдукция субокеанической коры на континентальную кору Западной и Восточной микроплит (во время подъема щита этот аллохтон мог быть размыт).

На рубеже 2.05 – 2.10 млрд лет назад начался раздвиг Западной и Восточной микроплит УЩ (рис. 12, г, 13, в), который устанавливается полевыми тектонофизическими данными по полям субширотного растяжения земной коры при формировании Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви. Раздвиг привел к разделению общей шовной зоны на две – Голованевскую и Ингулецко-Криворожскую и отодвиганию их друг от друга на 150–200 км. Во время раздвига 2.05–2.10 млрд лет назад расплавы, флюиды и гидротермы получили возможность подъема в верхнюю кору, стимулируя процессы палингенеза (новоукраинские и кировоградские граниты) и рудообразования (уран, золото, литий и др.), а при повторном раздвиге 1.75 млрд лет назад в верхнюю кору интродуцировала магма основного и кислого состава (плутоны габбро-анортозитов и рапакиви). Между двумя этапами раздвига тектонофизическими данными фиксируется этап сжатия земной коры, способствовавший задержке рудных растворов в ее верхних горизонтах (ниже уровня эрозии). Зона раздвига стала местом формирования межрегиональной трансрегиональной шовной зоны Херсон – Смоленск, протягивающейся субмеридионально через всю Восточно-Европейскую платформу.

5. ЛИТЕРАТУРА

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics* 268 (1–4), 1–21. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00232-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00232-6).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные результаты тектонофизического изучения двух геологически разных районов территории Украины, завершающие этапы формирования которых отстоят друг от друга на ~2 млрд лет, показывают, что анализ истории геологического развития регионов наиболее эффективен при использовании плитотектонического подхода. Исследование напряженно-деформированного состояния земной коры на всех этапах ее развития свидетельствует, во-первых, об исключительной роли в орогеническом процессе тангенциальных сил и, во-вторых, о широком развитии при этом крупных субгоризонтальных сдвигов литосферы. Такое сочетание тектонических сил и движений выводит на первый план процессы мантийной конвекции и плюм-тектоники и ограничивает возможности применения пульсационной гипотезы, которая также исходит из признания важного значения тангенциальных сил. Установление реверсного характера движений и инверсионных напряжений не может быть использовано в пульсационной гипотезе, так как эти движения достаточно кратковременны и происходят в разных направлениях, в зависимости от ориентации разломов. Такие движения часто наблюдаются при землетрясениях (эффект упругой отдачи и др.).

Выполненные исследования указывают также на важное значение комплексирования СПМТ и КМТ, позволяющего проследить развитие тектонических процессов во времени, без чего геодинамические построения невозможны.

- Chardon D., Gapais D., Cagnard F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477 (3–4), 105–118. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.008>.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, Special Publications* 212, 75–100.
- Dovbnich M.M., Demianets S.N., 2009. Stress fields of the tectonosphere due to violation of geostasy and geodynamics of the Crimean Black Sea region. *Geofizicheskiy Zhurnal* 31 (2), 107–116 (in Russian) [Довбнич М.М., Демьянец С.Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии и геодинамика Крымско-Черноморского региона // *Геофизический журнал*. 2009. Т. 31. № 2. С. 107–116].
- Geyko V.S., Tsvetkova T.A., Shumlyanska L.A., Bugaenko I.V., Zayets L.N., 2005. Regional 3-D P-velocity model of the mantle of Sarmatia (south-west of the East-European Platform). *Geofizicheskiy Zhurnal* 27 (6), 927–939 (in Russian) [Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D P-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // *Геофизический журнал*. 2005. Т. 27. № 6. С. 927–939].
- Gintov O.B., 2005. Field Tectonophysics and Its Application in Studies of Crustal Deformation in Ukraine. Phoenix, Kiev, 572 p. (in Russian) [Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.].
- Gintov O.B., Isai V.M., 1988. Tectonophysical Studies of Faults in the Consolidated Crust. Naukova Dumka, Kiev, 228 p. (in Russian) [Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.].
- Gintov O.B., Murovskaya A.V., Mychak S.V., 2008. Integration of structural, paragenetical and kinematical methods as a prerequisite for progress in field tectonophysics. In: Tectonophysics and Current Problems of Earth Sciences. Proceedings of the All-Russia Conference. Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Vol. 1, p. 22–28 (in Russian) [Гинтов О.Б., Муровская А.В., Мычак С.В. Комплексирование структурно-парагенетического и кинематического методов – условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов Всероссийской конференции*. М.: Институт физики Земли РАН, 2008. Т. 1. С. 22–28].
- Gintov O.B., Mychak S.V., 2011. Geodynamic evolution of Ingulsky megablock of the Ukrainian shield according to geological, geophysical and tectonophysical data. 2. *Geofizicheskiy Zhurnal* 33 (4), 89–99 (in Russian) [Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. 2 // *Геофизический журнал*. 2011. Т. 33. № 4. С. 89–99].
- Gintov O.B., Pashkevich I.K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamical interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy Zhurnal* 32 (2), 3–27 (in Russian) [Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // *Геофизический журнал*. 2010. Т. 32. № 2. С. 3–27].
- Gushchenko O.I., 1979. Method of kinematic analysis of destruction structures at the reconstruction of fields of tectonic stresses In: Fields of stresses and deformations in the lithosphere. Nauka, Moscow, p. 7–25 (in Russian) [Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. М.: Наука, 1979. С. 7–25].
- Murovskaya A.V., 2012. The stress-strained state of the Western Mountainous Crimea in the Oligocene-Quaternary according to tectonophysical data. *Geofizicheskiy Zhurnal* 34, (2), 109–119 (in Russian) [Муровская А.В. Напряженно-деформированное состояние Западного Горного Крыма в олигоцен-четвертичное время по тектонофизическим данным // *Геофизический журнал*. 2012. Т. 34. № 2. С. 109–119].
- Patalaha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P., 2003. The Indentor Mechanism in Geodynamics of the Crimean Black Sea region. Emko, Kiev, 226 p. (in Russian) [Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев: Эмко, 2003. 226 с.].
- Pustovitlenko B.G., 2002. Focal mechanisms of perceptible earthquakes of the Crimean Black Sea region during the last 20 years. In: Seismological Bulletin of Ukraine, 2000. Publishing House of IG NASU, KES, Kiev, p. 59–64 (in Russian) [Пустовитенко Б.Г. Механизмы очагов ощутимых землетрясений Крымско-Черноморского региона последних 20 лет. Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год. Киев: Изд-во ИГ НАНУ, КЭС, 2002. С. 59–64].
- Rebetsky Yu.L., 2002. The review of methods of reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic deformations. In: Tectonophysics today. IPE RAS, Moscow, p. 227–243 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций // *Тектонофизика сегодня*. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 227–243].
- Shcherbak N.P., 2005. Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield. The Archean. Naukova Dumka, Kiev, 244 p. (in Russian) [Щербак Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Киев: Наукова думка, 2005. 244 с.].
- Shcherbak N.P., 2008. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. The Proterozoic. Naukova Dumka, Kiev, 240 p. (in Russian) [Щербак Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наукова думка, 2008. 240 с.].
- Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L., 2010. Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos* 116 (3–4), 209–229. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.028>.

Volfman Yu.M., 2008. The effect of kinematic environments on the cyclical geological processes within the Crimea and the Northern Black Sea region during the Alpine stage. *Geofizicheskiy Zhurnal* 30 (5), 101–114 (in Russian) [Вольфман Ю.М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // *Геофизический журнал*. 2008. Т. 30. № 5. С. 101–114].



Гинтов Олег Борисович, член-корреспондент НАН Украины, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с. отдела тектонофизики
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев, пр. Палладина, 32, Украина
Тел.: +38(044)4240300; моб. +38(097)1720971; ✉ e-mail: oleg.gintov@gmail.com

Gintov, Oleg B., Corresponding Member of NAS of Ukraine, Doctor of Geology and Mineralogy, professor, Chief Researcher of Department of Tectonophysics
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
32 Palladin prospect, Kiev 03680, Ukraine
Tel.: +38(044)4240300; mobile +38(097)1720971; ✉ e-mail: oleg.gintov@gmail.com



Муровская Анна Валериевна, канд. геол. наук, м.н.с. отдела тектонофизики
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев, пр. Палладина, 32, Украина
Тел.: +38(044)4240300, моб. +38(098)5238820; e-mail: murovskaya@gmail.com

Murovskaya, Anna V., Candidate of Geology, Junior Researcher of Department of Tectonophysics
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
32 Palladin prospect, Kiev 03680, Ukraine
Tel.: +38(044)4240300, mobile +38(098)5238820; e-mail: murovskaya@gmail.com



Мычак Сергей Владимирович, канд. геол. наук, м.н.с. отдела тектонофизики
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев, пр. Палладина, 32, Украина
Тел.: +38(044)4246156, моб. +38(097)6884656; e-mail: Mychak_S@ukr.net

Mychak, Sergei V. Candidate of Geology, Junior Researcher of Department of Tectonophysics
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
32 Palladin prospect, Kiev 03680, Ukraine
Tel.: +38(044)4246156, mobile +38(097)6884656; e-mail: Mychak_S@ukr.net



THE NEOTECTONIC STRUCTURE OF INTERMOUNTAIN BASINS OF MOUNTAINOUS ALTAI ACCORDING TO ELECTROMAGNETIC AND GEOLOGICAL DATA

N. N. Nevedrova¹, A. M. Sanchaa¹, E. V. Deev¹, S. M. Babushkin²

¹A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

²Seismological Branch of Geophysical survey SB RAS, Novosibirsk, Russia

Abstract: The article presents new data on the geoelectrical structure of Chuya, Kuray and Uymon intermountain basins, which are the three largest ones in Mountainous Altai, Russia. Geoelectrical models of the basins were constructed using the data obtained from field studies with application of a complex of electromagnetic methods, including transient electromagnetic, vertical electric soundings and electric tomography. Different amounts of field geoelectric data were collected for each basin. Chuya and Kuray basins are studied better, and their basic geoelectrical models were constructed; however, the structure of their marginal parts is still unclear, and additional measurements are underway there. The structure of Uymon basin has not been properly studied by geophysical methods yet; therefore during 2011–2012 field seasons, it was subject to comprehensive electromagnetic (direct- and alternating-current) surveys carried out with the use of modern equipment sets. Measuring equipment ensured high accuracy and efficiency of field measurements. Software systems for modeling and inversion were applied for quantitative electromagnetic data interpretation based on geological data and parametrical measurements in known profiles. The conclusions are supported by results of joint analysis of the available electromagnetic and geological data and confirmed by multidimensional modeling.

Key words: electromagnetic methods (TEM, VES), electrotomography, neotectonics, intermountain basins of Mountain (Gorny) Altai.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Nevedrova N.N., Sanchaa A.M., Deev E.V., Babushkin S.M. 2013. The neotectonic structure of intermountain basins of Mountainous Altai according to electromagnetic and geological data. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 301–312. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0102.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Н. Н. Неведрова¹, А. М. Санчаа¹, Е. В. Деев¹, С. М. Бабушкин²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

²Сейсмологический филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, Россия

Аннотация: В статье представлены новые данные о геоэлектрическом строении трех наиболее крупных межгорных впадин Горного Алтая: Чуйской, Курайской и Уймонской. Для построения геоэлектрических моделей на территории впадин были выполнены измерения комплексом электромагнитных методов, включающим электромагнитные зондирования становлением поля, вертикальные электрические зондирования и электротомографию. Количественная интерпретация электромагнитных данных выполнена в программных комплексах моделирования и инверсии, опирается на обширный геологический материал, параметрические измерения на известных разрезах. Результаты обоснованы совместным анализом данных, полученных электромагнитными и геологическими методами, а также подтверждены на основе многомерного моделирования.

Ключевые слова: электромагнитные методы (ВЭЗ, ЗС), электротомография, неотектоника, межгорные впадины Горного Алтая.

1. ВВЕДЕНИЕ

Межгорные впадины Горного Алтая являются ключевыми объектами для понимания закономерностей формирования его современной структуры. Методы геоэлектрики с контролируемым источником широко используются для изучения глубинного строения впадин в различных сейсмоактивных регионах, в том числе и в Горном Алтае. Исследуются три наиболее крупные отрицательные структуры этого региона. Чуйская и Курайская депрессии, разделенные Чаган-Узунским горным массивом, образуют единую систему впадин на юго-востоке Горного Алтая. Уймонская впадина, расположенная западнее, замыкает цепочку котловин меньшего размера. Полевые работы методами постоянного и переменного тока выполнены на территории Алтайских впадин в несколько этапов.

Значительное количество полевых данных электромагнитных зондирований было получено коллективами геофизических партий в 60–80-е гг. прошлого века в Чуйской и Курайской депрессиях. Результаты этих работ ранее использованы для выявления общей неотектонической структуры Чуйской впадины и для создания региональных геологических разрезов [Devjatkin, 1965; Luzgin, Rusanov, 1992; Buslov et al., 1999]. Далее на основе интерпретации этих же измерений с помощью современных компьютерных средств была построена глубинная геоэлектрическая модель Чуйской депрессии [Nevedrova et al., 2001], в рамках которой уточнен рельеф поверхности фундамента и предпринята попытка выделения основных геологических границ в осадочном выполнении. Были построены карты мощностей отдельных литолого-стратиграфических комплексов, карта рельефа фундамента, геоэлектрические разрезы по профилям измерений. В настоящее время предполагается дальнейшее уточнение геоэлектрической модели впадины с учетом электромагнитных измерений 2004–2012 гг., выполненных современной аппаратурой, с использованием новых программно-алгоритмических средств многомерного моделирования и инверсии, геологических данных.

Очередной этап исследования Алтайских впадин связан с изучением последствий Чуйского землетрясения 2003 г. и его афтершокового периода. После этого события в эпицентральной области, которая включает западную часть Чуйской депрессии, Северо-Чуйский хребет, Курайскую впадину, были начаты комплекс-

ные работы электромагнитными методами. Измерения выполняются методами зондирования становлением поля (ЗС) в нескольких модификациях с индуктивным и гальваническим источником и двумя методами постоянного тока: вертикальным электрическим зондированием (ВЭЗ), электротомографии в период с 2004 по 2012 г.

Можно отметить, что строение Уймонской котловины до последнего времени практически не исследовалось геофизическими методами, только в 60-х годах прошлого века через нее был проведен региональный профиль гравиметрических измерений. Для выяснения строения котловины в полевые сезоны 2011–2012 г. на ее территории был проведен комплекс электромагнитных наблюдений.

Самая большая впадина региона – Чуйская котловина, а выполняющий ее комплекс континентальных отложений, мощностью более одного километра, представляет собой один из наиболее полных разрезов кайнозоя Внутренней Азии. Но, в общем, все три наиболее крупные кайнозойские депрессии Горного Алтая имеют, скорее всего, похожую историю неотектонического развития и осадконакопления.

Вместе с тем депрессии существенно отличаются одна от другой по целому ряду признаков, например по строению краевых частей, общей мощности осадочного заполнения и отдельных литолого-стратиграфических комплексов. По результатам геологической съемки тектонические подвижки хорошо прослеживаются в северном горном обрамлении впадин, а также проявляются в эрозионных формах четвертичного рельефа и палеосейсмодислокациях. Однако главные особенности внутреннего строения депрессий, мощность осадочного заполнения, глубины до основных геоэлектрических границ, проявление разломов на глубине установлены в результате интерпретации электромагнитных данных. В настоящее время получены характеристики внутривпадинных разломных структур, построены предварительные схемы неотектоники Чуйской и Курайской депрессий на основе комплексной интерпретации геологических и электромагнитных данных [Nevedrova et al., 2011]. Эти схемы каждый год корректируются с учетом новых измерений. Планируется построение такой же схемы для Уймонской впадины.

В статье представлена методика интерпретации полевых данных геоэлектрики. Цель работы – показать особенности строения межгорных впадин на основе

современной обработки электромагнитных данных и совместного анализа результатов с максимально полным учетом геологической информации.

2. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ, АППАРАТУРНЫЕ РАЗРАБОТКИ

В электромагнитный комплекс включены методы, основанные на использовании постоянного и переменного тока с контролируемым источником. К преимуществам этой группы электромагнитных методов следует отнести большое количество модификаций, которые позволяют изучать осадочное заполнение впадин от дневной поверхности до значительных глубин, включая верхнюю часть фундамента. Кроме того, у электромагнитных методов относительно низкая стоимость, возможность оперативной обработки данных в полевых условиях, развитие программно-алгоритмические средства углубленной интерпретации, включающие многомерное моделирование и инверсию. В результате полного цикла интерпретации полевых данных получают наиболее точные количественные оценки геоэлектрической модели: глубины до фундамента, вертикальные размеры отдельных литологических комплексов, слагающих осадочный чехол, глубинное положение и характеристики разломных нарушений. Далее, опираясь на уже созданную модель, можно уточнить строение отдельных особенно сложнопостроенных участков на основе дополнительных измерений и трехмерного моделирования.

Рассмотрим методику наблюдений и интерпретации методами постоянного тока (ВЭЗ, электротомография). Измерения методом ВЭЗ выполняются с симметричной градиентной четырехэлектродной установкой Шлюмберже. Измерения проведены как в отдельных пунктах, так и по профилям с различным шагом между пикетами. Полуразносы генераторной линии находились в интервале от 1.5 до 1000 м. Измерения на небольших разносах позволяют получить детальные характеристики приповерхностных отложений, что в дальнейшем служит привязкой при построении интерпретационной модели по данным ЗС. Величина максимального полуразноса $AB/2$ определяется в зависимости от предполагаемой глубины исследования на различных участках впадин и сложности рельефа. При выполнении ВЭЗ использованы два типа аппаратуры: АНЧ-3 и SARIS, имеющие высокую помехозащищенность. Аппаратура SARIS является одной из современных аппаратурных разработок для метода сопротивления. Эта разработка предоставляет пользователю экономически эффективный, простой в обращении прибор с совмещенным мощным генератором и приемником, позволяющий интерпретировать полученные данные в поле.

Для повышения однозначности интерпретации данных геоэлектрики на территории Чуйской депрессии

были выполнены параметрические наблюдения, для которых на первом этапе был выбран метод ВЭЗ. Измерения этим методом были осуществлены на целом ряде хорошо изученных геологических разрезов, когда известны геологические характеристики пород, слагающих разрез, и зачастую мощность отдельных слоев и пропластков. При таких условиях удельные электрические сопротивления (УЭС) отложений определяются однозначно. Как уже отмечалось, именно метод ВЭЗ дает возможность определить УЭС и толщины как приповерхностных слоев небольшой мощности в 1–2 м, так и более глубоко залегающих отложений – до глубин в среднем до 200–300 м (в зависимости от величины максимального разноса питающей линии и геоэлектрических параметров разреза). Очевидно, что далее при полной обработке полевых данных параметрические измерения позволят уменьшить модельную эквивалентность решения обратных задач, особенно на участках, где отсутствуют скважины, и дадут возможность идентифицировать аналогичные отложения в сложных случаях, когда они полностью перекрыты другими породами и находятся на значительных глубинах [Deev et al., 2012a].

Количественная интерпретация полевых данных ВЭЗ осуществлялась в программных комплексах моделирования и инверсии СОНЕТ, IPI2Win с использованием горизонтально-слоистой модели. На первом этапе обработки был использован программный пакет IPI2Win [Hmelevskiy, Shevnin, 1992], который позволяет выполнить визуализацию результатов по профилю. Окончательные модели получены с помощью комплекса СОНЕТ [Епов et al., 1990]. Погрешности подбора модели в среднем не превышали 5 %. Далее привлечены программы двумерной инверсии Res2Dinv (Geotomo software) и трехмерного моделирования. С помощью программы Res2Dinv верифицируются построения одномерной интерпретации. На основе трехмерных программ анализируются искажения горизонтально-слоистых кривых и моделируются сложные структуры.

Электротомография на постоянном токе выполняется на территории впадин в последние два года (2011–2012 гг.) Для измерений была использована станция «Скала-48М», предназначенная для работы методом сопротивлений в различных модификациях. К станции подключаются два 24-электродных кабеля с шагом 5 м между электродами, что позволяет получить геоэлектрический разрез по профилю протяженностью 235 м. Более протяженные непрерывные профили реализуются путем переноса первого сегмента многоэлектродного кабеля предыдущей расстановки на место второго в последующей. Для увеличения глубины измерений до 100 м были использованы два выносных электрода, расположенные перпендикулярно к многоэлектродной кабельной линии на расстояниях в 500 м.

Использование методики плотной съемки электро-

томографии позволяет детально изучать близповерхностные отложения впадин, например на границах с горным обрамлением. Ограничения впадин чаще всего фиксируются серией тектонических уступов, на которых мощность осадков составляет первые десятки метров. Кроме того, электротомография выполняется и на участках с большей мощностью осадочной толщи в зонах с предполагаемыми разломными нарушениями. На геоэлектрических разрезах по данным электротомографии разломы выделяются зонами с пониженными значениями УЭС относительно вмещающих пород. Обработка данных электротомографии осуществляется в программе Res2Dinv.

Из методов переменного тока в настоящее время применены несколько модификаций нестационарных зондирований становления электромагнитного поля (ЗС) с использованием индуктивных, гальванических и комбинированных установок. Зондирования становлением электромагнитного поля 80-х годов в Чуйской депрессии проводились по профилям соосной симметричной установкой («петля в петле»). Для большей части зондирований применяли генераторные и приемные петли размером 400×400 м с таким же шагом по профилю. При проведении работ применялась аппаратура «Цикл». Расстояние между профилями в среднем составляло 4–5 км. Обычно в каждом пункте проводилось два зондирования с различным током (12 и 40 А). При величине тока 12 А измерения ЭДС начинались в среднем с 0.3 мс, а при токе в 40 А – от 0.6 до 1.0 мс. Конечное время измерений ограничивалось уровнем помех и составляло от 40 до 90 мс. В каждом пункте зондирований на меньшем токе регистрировался один цикл измерений при 100 накоплениях, на большем токе проводилось три цикла измерений при одном и том же числе накоплений. Минимальная величина измеряемого полезного сигнала составляла в среднем 10 мкВ. Средняя относительная ошибка измерений оценивалась примерно с 3–5 % на ранних временах и достигала 10–15 % на поздних.

Современные измерения методом ЗС были выполнены с использованием двух систем регистрации сигнала: «Байкал-МЭРС» (Институт лазерной физики, ГС СО РАН, г. Новосибирск) и «Импульс» (ФГУП СНИИГГиМС, г. Новосибирск). Регистраторы «Байкал-МЭРС» являются новой перспективной разработкой, позволяющей оперативно выполнять измерения методом ЗС. «Байкал-МЭРС» – многоканальная система, предназначенная для организации как профильной, так и площадной системы регистрации высокой плотности. Измерительные модули располагаются непосредственно у приемных петель, что позволяет избавиться от проблемы передачи аналоговых сигналов по длинным коммуникационным цепям и тем самым повысить качество записываемого материала и помехозащищенность измерителя. Система «Байкал-МЭРС» имеет модульную структуру, состоящую из 15 отдельных регистраторов. Каждый регистратор – это

4-канальный прибор для сбора данных; три канала низкочастотных – до 4 кГц, сделанных на основе сигма-дельта АЦП с разрядностью 31 бит, и один канал высокочастотный – до 100 кГц, сделанный на основе сигма-дельта АЦП с разрядностью 24 бит. В состав регистратора входит GPS-модуль, который привязывает измеряемые данные к всемирному времени (UTM) не более 1 мкс, съемная флеш-карта SD с файловой системой FAT-32. Предусмотрено четыре независимых входа для регистрации сигналов от разных секций приемной петли (отличающихся, например, количеством витков) и приемных линий MN. Полевой измеритель состоит из устройства управления, АЦП, усилителя, встроенного источника питания. Он герметичен, защищен от воздействия факторов окружающей среды. Эта разработка позволяет получить полезный сигнал до 0.1 мкВ и при интерпретации данных ЗС наиболее точные глубинные параметры модели.

Для первичной обработки и интерпретации полевых данных ЗС были привлечены две автоматизированные системы, разработанные в электромагнитных лабораториях ИНГГ СО РАН. Программные комплексы ЭРА и EMS созданы для решения обратных задач и математического моделирования нестационарных электромагнитных полей [Епов et al., 1990; Khabinov et al., 2009]. «Эра» – универсальная диалоговая система для работы с данными электроразведки. Интерпретационная система EMS является развитием и расширением программного комплекса «Эра» для современных компьютерных средств. В ней заложены значительные перспективы для использования новых модификаций ЗС, а также способов визуализации результатов. Обе системы позволяют выполнить обработку и интерпретацию полевых данных электромагнитных зондирований с активным источником с использованием моделей горизонтально-однородных сред. Для формирования базовой интерпретационной модели ЗС привлекается дополнительная априорная информация: были проанализированы и обобщены данные по всем имеющимся скважинам, привлечены результаты параметрических измерений ВЭЗ, данные геологической съемки, выполненной в последние годы. Для обоснования разломных структур используются программы трехмерного моделирования.

Метод ЗС дает возможность получить необходимую глубинность – полную мощность осадочного заполнения, геоэлектрические характеристики опорного горизонта практически на любом участке тектонической впадины. При этом размеры установок обычно значительно меньше глубины исследования. Кроме того, с помощью индуктивных модификаций метода, не требующих заземлений, можно выполнять измерения в зонах развития многолетней мерзлоты и присутствия на поверхности грубообломочных отложений.

Можно отметить одну из главных концепций авторов, которая заключается в изучении внутреннего строения межгорных впадин Горного Алтая на основе

комплексного подхода, для которого принципиальным является использование нескольких электромагнитных методов и совместный анализ данных, полученных электромагнитными и геологическими методами на каждом этапе интерпретации.

3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛТАЙСКИХ ВПАДИН

Чуйская межгорная впадина расположена среди горных хребтов в юго-восточной части Горного Алтая. Ее длина около 70 км, а ширина примерно 35 км. С севера впадину ограничивает Курайский хребет с высотами до 3000–3400 м, с юга – Южно-Чуйский хребет (3300–3900 м) и Сайлюгемское плато (2800–3000 м), на западе – Чаган-Узунский горстовый блок с абсолютными отметками 2600–2900 м, а с востока протягивается хребет Чихачева, состоящий из нескольких массивов, поднимающихся до высот 3700–4000 м.

Рассмотрим кратко основные геологические данные, важные для построения геоэлектрических моделей. Кайнозойские осадочные отложения впадины залегают на дислоцированных породах палеозоя и фрагментах мел-палеогеновой коры выветривания. В последнее время на периферии впадины обнаружены незначительные по размерам блоки нижнеюрских и верхнемеловых пород [Zykin et al., 2008]. На породах палеозоя и коре выветривания залегает мощная кошагачская свита. Она широко распространена в Чуйской котловине [Devjatkin, 1965] и в центральных частях вскрыта рядом скважин. Отложения свиты полифациальны и представлены существенно озерными и озерно-болотными образованиями. Залегающие выше неогеновые отложения туерьской и кызылгирской свит, а также эоплейстоценовые отложения бекенской свиты, являясь фациально разнородными, представляют собой формационно-единный комплекс отложений. Туерьская свита имеет площадное распространение, ее выходы на дневную поверхность прослеживаются преимущественно вдоль северного борта впадины и по ее западной и юго-западной периферии. Бекенская свита состоит из переслаивания мелкогалечниковых конгломератов и песчаников на известковистом и глинисто-известковистом цементе, галечников, гравийников, песков, алевритов и глин. Снизу вверх по разрезу возрастает мощность и частота встречаемости грубообломочных прослоев. Анализ геологических данных показывает, что отложения отдельных свит должны быть дифференцированы по значениям УЭС.

Для территории Чуйской впадины имеются самые представительные полевые данные, полученные методом становления электромагнитного поля. Для восстановления общей структуры депрессии были привлечены обширные архивные материалы метода ЗС. Использование архивных данных является крайне важным для исследования Чуйско-Курайской сейсмоактивной зоны. В результате их интерпретации были

оценены количественные электромагнитные параметры осадочного чехла и верхней части фундамента до разрушительного Чуйского землетрясения 2003 г. Современные вариации этих параметров позволяют оценить степень воздействия сильного сейсмического события на геологическую среду.

На основе интерпретации всех имеющихся полевых данных ЗС отмечается неоднородное ступенчато-блоковое строение осадочного чехла и палеозойского фундамента. Наиболее сложно устроен северный борт впадины, расположенный вблизи зоны Курайского разлома. Здесь обнаружены надвиги высокоомных пород палеозойского основания на более поздние третичные осадочные отложения. Мощность осадочного выполнения в северной части депрессии превышает 1300 м. Фундамент пересечен многочисленными тектоническими нарушениями, которые фиксируются резкими его уступами и достаточно четко прослеживаются выше – ступенями в осадочном чехле [Nevd-rova et al., 2001]. Все электромагнитные данные используются для построения неотектонической карты разломно-блокового строения депрессии. Для уточнения положения основных блоков, ограниченных, скорее всего, разломными структурами, была построена серия субширотных (с запада на восток) геоэлектрических разрезов через территорию Чуйской впадины. При интерпретации были учтены как современные, так и архивные данные ЗС.

На рис. 1 представлен геоэлектрический разрез по одному из таких профилей. Разрез по профилю построен на участке от долины р. Чаган, расположенной в западном замыкании впадины, до пос. Кош-Агач в ее центральной части. Так как расстояние между пунктами ЗС достаточно большое, получены некоторые осредненные характеристики разреза, но, тем не менее, четко выделяются приподнятые блоки с общей мощностью осадков в 200–300 м и погруженные блоки, мощность которых достигает 800 м. Границы между выделенными блоками разломные, что в большинстве случаев обосновано геологическими данными. Представленный на рис. 1 разрез характеризует общее тектоническое строение Чуйской впадины.

Курайская межгорная впадина характеризуется ромбовидными очертаниями и имеет размеры по длинной диагонали ромба, ориентированной субширотно, около 35 км, по короткой – около 20 км. С севера впадина ограничена Кубадринским массивом, представляющим собой изометричный неотектонический блок, с северо-востока находится Курайский хребет. Со стороны Курайской впадины хребет погружается лестницей уступов. Нижняя ступень Курайского хребта к западу надстраивается S-образно изогнутым передовым хребтом (форбергом). В состав хребта входит и выступающий на дневную поверхность блок каменноугольных отложений, именуемый в литературе как «карбонный горст». Хребет отделяет от основной части впадины прогиб, выполненный кайнозойскими

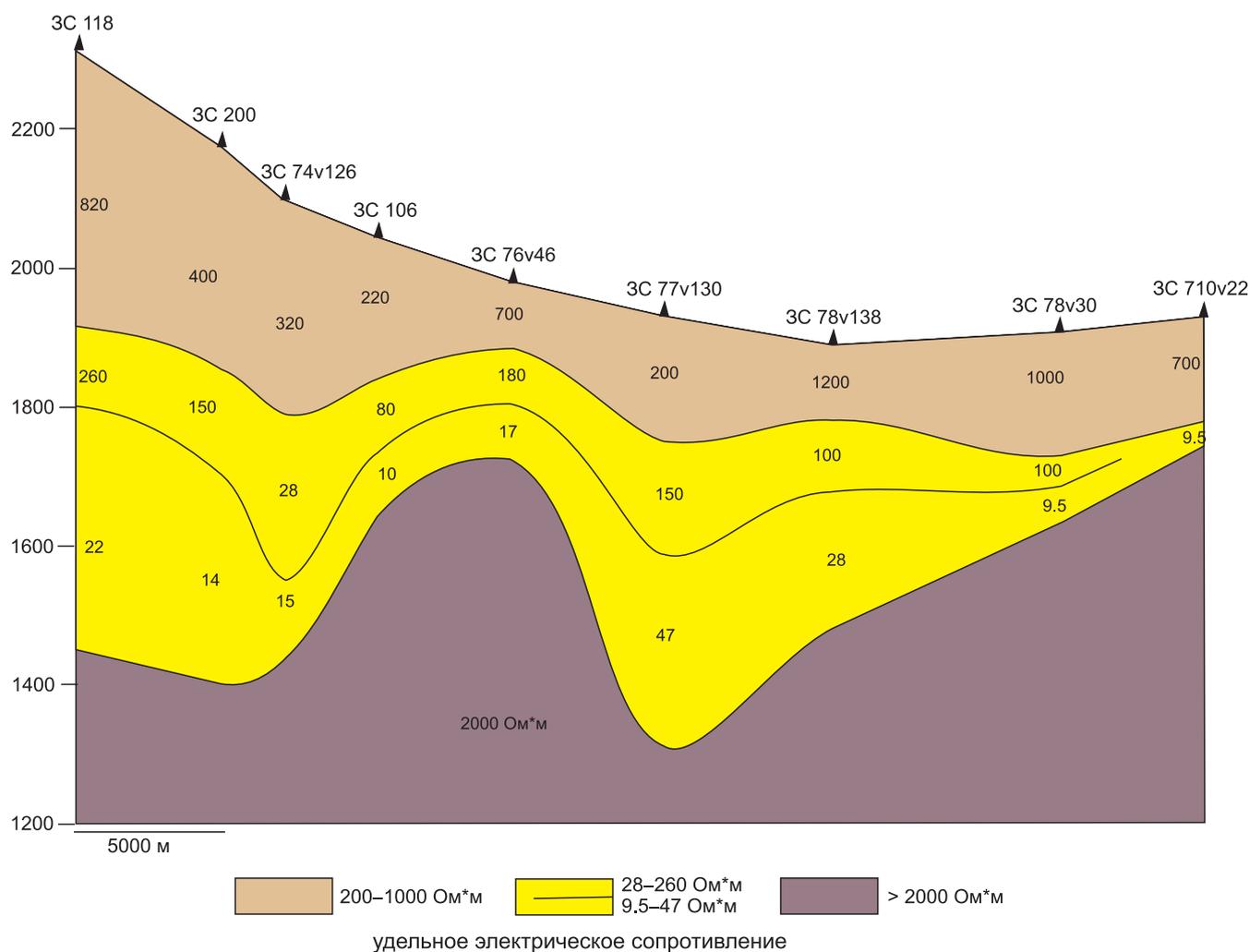


Рис. 1. Геоэлектрический разрез по субширотному профилю в Чуйской депрессии.

Fig. 1. EW-trending subsurface electrical profile in the Chuya depression.

осадками мощностью не менее 500 м, – «Акташский грабен» [Bondarenko et al., 1968]. К югу от рассмотренных структур расположена наиболее глубоко погруженная часть – Центрально-Курайская впадина. Блоки коренных пород (Аккобинский, Салгандуйский, Каракольский) обнажаются в западной части впадины и южнее р. Чуя. Вершинные части этих поднятий находятся на высотах 1800–2000 м. Западными ограничениями самой же Курайской впадины служат Оройский, Белькенецкий и Акташский блоки с максимальными высотами, редко превышающими 2200 м. Не менее четкие тектонические уступы ограничивают Курайскую впадину и со стороны Северо-Чуйского хребта, абсолютные отметки которого достигают 4000 м. Отметим, что в нижней части склона хребта выделяется серия опущенных блоков с высотами 2000–2500 м, полностью или частично перекрытых ледниковыми отложениями. В основании Северо-Чуйского хребта расположен Ештыкельский прогиб северо-западной ориентировки.

Кайнозойские отложения впадины залегают на дислоцированных вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических породах рифея–палеозоя и фрагментах поздне мел-раннепалеогеновой коры выветривания [Turkin, Fedak, 2008]. Комплекс осадочного выполнения впадины составляют: глинистые отложения кошагачской свиты, известковистые песчанистые глины с присутствием галечно-гравийных осадков туерькской свиты и галечно-гравийно-песчано-глинистых отложений бекенской свиты, валунно-щебнистых образований башкаусской свиты, а также полифациальный комплекс отложений среднего – позднего неоплейстоцена, представленный ледниковыми, водно-ледниковыми и озерными фациями [Aleshko et al., 1962; Bondarenko et al., 1968; Luzgin, Rusanov, 1992; Legend of Altai..., 1999]. Таким образом, отложения, слагающие Курайскую и Чуйскую депрессии, сопоставимы по литолого-стратиграфическим характеристикам и так же принципиально согласуются по геоэлектрическим параметрам.

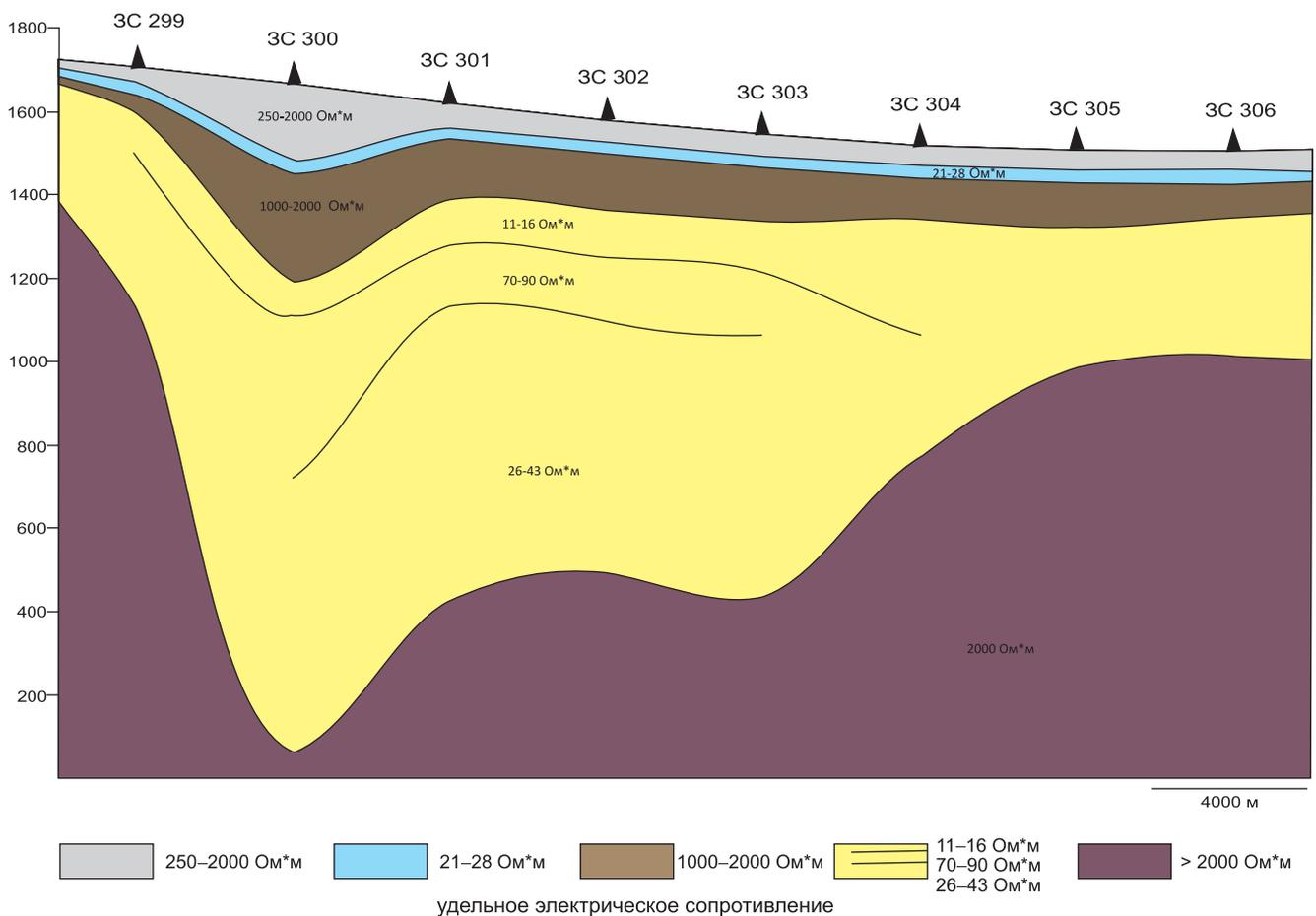


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю в южной части Курайской впадины по данным ЗС.

Fig. 2. Subsurface electrical profile in the southern Kurai depression according to TEM sounding.

Базовая геоэлектрическая модель Курайской котловины была построена по архивным данным ВЭЗ и рассмотрена в работе [Nevdrova et al., 2011]. В настоящее время строение Курайской впадины уточняется на основе современных измерений комплексом электромагнитных методов, включающим глубинные электромагнитные зондирования становлением поля. В результате применения метода ЗС получены наиболее точные глубинные характеристики осадочного заполнения и опорного горизонта для всей исследуемой территории Курайской котловины.

Структурные особенности этой депрессии наиболее ярко проявляются на границах с горным обрамлением. В качестве примера рассмотрим измерения методом ЗС, выполненные в южной части впадины по профилю, ориентированному от юго-восточного горного обрамления на северо-запад до русла реки Чуя. Следует отметить, что юго-восточный пункт ЗС 299 находится в пределах Сукорского горного массива, уступом приподнятого относительно дневной поверхности впадины (рис. 2). Нестационарные зондирования были выполнены с использованием «соосных» установок с размерами генераторного модуля 200×200 м и прием-

ного 100×100 м. Эти установки характеризуются высокой локальностью и глубиной исследования. Расстояние между пунктами ЗС по профилю составляло 4 км.

На разрезе, построенном в результате интерпретации данных ЗС, во всех пунктах получены глубины до опорного высокоомного горизонта. На геоэлектрическом разрезе наблюдается глубокий предгорный прогиб на границе с юго-восточным горным обрамлением. В нем отмечаются наибольшие глубины до фундамента, составляющие 800 м.

Таким образом, по данным геоэлектрики на юго-востоке впадину ограничивает глубокий прогиб. Строение верхней части разреза на этом участке согласуется с данными ВЭЗ. Граница этого прогиба с горным обрамлением, скорее всего, разломная. В качестве ограничения впадины с северным горным обрамлением наблюдается аналогичная структура. Курайский хребет от основной части впадины отделен прогибом («Акташский грабен»), выполненным кайнозойскими осадками, мощность которых в центре прогиба по данным геоэлектрики достигает 600 м.

Уймонская котловина расположена в центральной

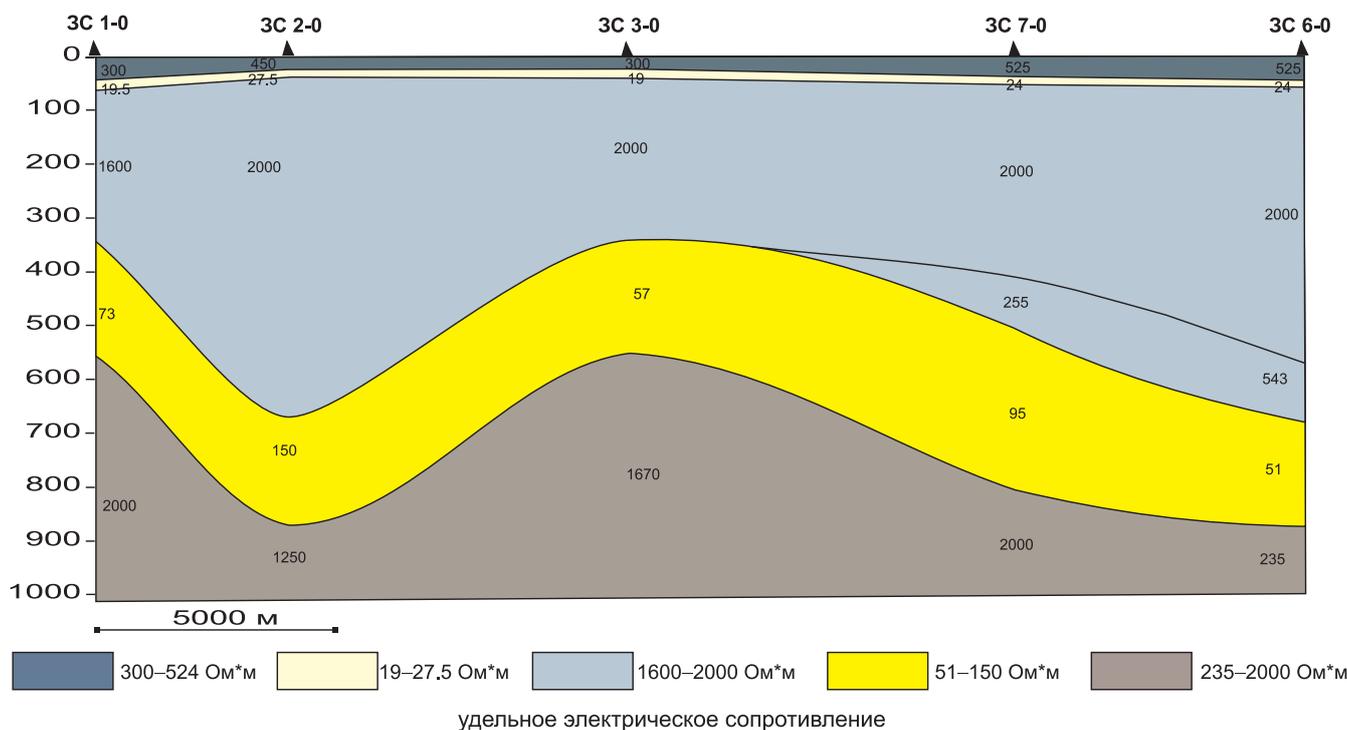


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по профилю в северной части Уймонской впадины.

Fig. 3. Subsurface electrical profile in the northern part of the Uimon basin.

части Горного Алтая и является малоизученным элементом его неотектонической структуры. Котловина вытянута вдоль субширотной оси на 35 км, при средней ширине 10–12 км. Река Катунь протекает вдоль южного наиболее прогнутого борта впадины, поэтому днище котловины воздымается в сторону ее северного борта. Предположительно впадину выполняют достаточно мощные толщи четвертичных и неогеновых отложений, но до настоящего времени ни стратиграфия, ни генезис, ни их вещественный состав в должной мере не изучены. Ничего не известно о рельефе поверхности фундамента впадины и его строении, поскольку ни одна скважина его не вскрыла. Плохо исследована и неотектоническая блоковая структура горного обрамления впадины. Работы выполнены в 2011–2012 гг. методами ВЭЗ, ЗС, электротомографии.

Метод ВЭЗ использован с четырехэлектродной симметричной установкой Шлюмберже. Измерения методом ЗС были выполнены в двух модификациях с соосными и разнесенными установками. Сторона генераторной петли равнялась 500 м, измерительной – 200 м. Измерительные модули в разнесенных установках размещались в 600–1000 м от центра генераторной конструкции. Все зондирования проведены с помощью регистраторов «Байкал-МЭРС».

В настоящее время выполнена предварительная обработка и интерпретация полевых данных ВЭЗ и ЗС, которые проводились в интерактивных компьютерных системах интерпретации и математического модели-

рования электромагнитных полей (СОНЕТ, EMS). На первом этапе для построения геоэлектрического разреза были рассмотрены данные ЗС с соосными петлями. Данные для разнесенных установок, как более подверженные искажениям, обусловленным латеральными неоднородностями разреза, нуждаются в дополнительном анализе. На рис. 3 приведен предварительный глубинный геоэлектрический разрез по ЗС с соосными установками по профилю через северную часть Уймонской впадины.

При рассмотрении разреза (рис. 3) следует учитывать большие расстояния между пунктами наблюдений, возможное наличие разломов между пунктами во внутренней структуре впадины. Таким образом, полученный результат можно охарактеризовать как общее схематичное приближение глубинного строения этой части впадины. Следует отметить, что на протяжении всего профиля наблюдаются значительные глубины до опорного горизонта от 550 м в районах пикетов ЗС № 1-0, 3-0 до 850–870 м (пикеты ЗС № 2-0, 7-0, 6-0). Удельное электрическое сопротивление (УЭС) горизонта, соответствующего докайнозойскому фундаменту впадины, находится в интервале от 1250 до 2000 Ом·м. Выше выделен проводящий горизонт мощностью от 200 до 300 м, имеющий значения УЭС от 50 до 150 Ом·м. Основная часть осадочного выполнения впадины представлена мощным (более 630 м в районе пикета ЗС № 2-0) высокоомным слоем с УЭС=1600–2000 Ом·м. В районе пикетов ЗС № 6-0 и 7-0 получена

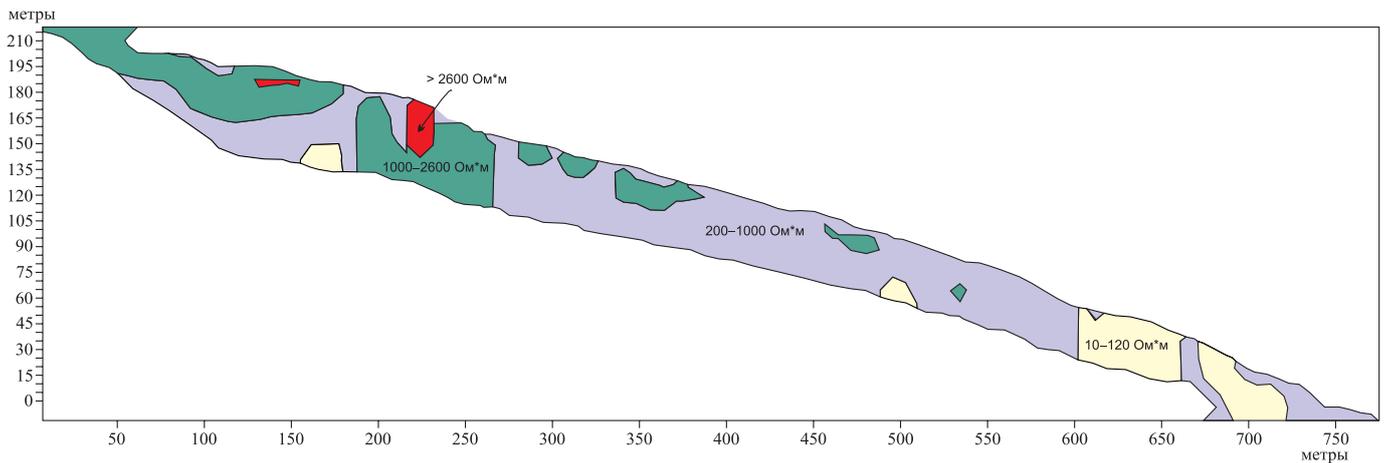


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю электротомографии в районе пос. Баштала, Уймонская впадина.

Fig. 4. Subsurface electrical profile by electrical tomography near Bashtala village, the Uimon depression.

более сложная шестислойная модель: между проводящим и высокоомным горизонтами находится слой со значениями УЭС в интервале 255–543 Ом·м. Наконец, в верхней части профиля до глубин в среднем 40–50 м выделено два относительно маломощных слоя, нижний из которых, проводящий, характеризуется УЭС в диапазоне 19.0–27.5 Ом·м, а верхний имеет значения УЭС от 300 до 525 Ом·м. Существенно грубообломочные отложения верхней части разреза в районе пикета ЗС № 6 подтверждаются материалами гидрогеологической скважины № 151, пробуренной в 1966 г. в районе пос. Полеводка. Глубина на забое скважины составила 110 м. На всем протяжении вскрыт обломочный материал осадочных и метаморфических пород с песчаным и песчано-глинистым заполнителем [Levitsky et al., 1964].

Электротомографическое профилирование выполнено с использованием станции «Скала-48», которая предназначена для работы методом сопротивлений в различных модификациях, включая ВЭЗ, электропрофилирование, 2D и 3D томографию. Профили электротомографии, выполненные в зоне Южно-Теректинского разлома, пересекают серию разломных тектонических уступов, хорошо выраженных в рельефе. Рассмотрим геоэлектрический разрез по профилю электротомографии в районе пос. Баштала (рис. 4). Разрез показан с учетом рельефа дневной поверхности. Разломные зоны отчетливо выделяются на разрезах электротомографии низкоомными наклонными блоками. Эти блоки соответствуют на дневной поверхности цепочкам небольших источников, образующих локальные заболоченные участки. Полученные разломные характеристики отражают надвигание юго-восточного горного обрамления на осадочное выполнение котловины.

Таким образом, для Уймонской впадины получены первые представления о геоэлектрическом строении осадочного чехла, положении кровли докайнозойского

фундамента, структуре зоны сочленения котловины и ее северного горного обрамления. Электроразведочные данные свидетельствуют о значительных глубинах залегания фундамента впадины и ее сложной блоковой внутренней структуре, о присутствии разветвленной системы разломных нарушений.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Межгорные впадины Горного Алтая изучены в разной мере: более детально Чуйская и Курайская, исследования Уймонской котловины только начаты. Можно отметить, что, несмотря на различное количество полевых данных геоэлектрики этих депрессий, строение каждой из них не до конца понятно на целом ряде участков. Это объясняется тем, что общая структура впадин формируется под постоянным воздействием геодинамических процессов, часто разнонаправленных. Рассмотрим кратко основные результаты.

Для Чуйской депрессии наиболее детальные модели построены по западной части, где выполняется электромагнитный мониторинг изменения электромагнитных параметров под воздействием сеймотектонических процессов. Было установлено, что вариации параметров существенно зависят от геоэлектрического строения и фактически от того, над каким тектоническим блоком расположен пункт наблюдения. В статье продемонстрировано строение депрессии по широтному профилю. Полученный разрез отражает общую концепцию строения: на разных участках депрессии наблюдаются блоки с различной мощностью осадочной толщи, разделенные разломными структурами. Эти тектонические особенности строения депрессии определяют чувствительность пунктов мониторинга и для регулярных наблюдений позволяют выбрать наиболее оптимальную сеть.

Для Курайской депрессии построены геоэлектрические модели, отражающие ее общее тектоническое строение и демонстрирующие существование глубоких прогибов на границе с северным и южным горным обрамлением. Эти результаты обосновывают многостадийную геологическую историю формирования впадины. Первая стадия медленного воздымания обрамляющих впадину структур отмечается в первой половине палеогена, когда после этапа тектонической стабильности в позднем мелу – раннем палеогене накапливаются продукты переотложенной коры выветривания (карачумская свита), представленные пролювиально-делювиальными отложениями с присутствием грубообломочных прослоев [Devjatkin, 1965; Delvaux et al., 1995; Deev et al., 2012b]. На протяжении оставшейся части палеогена и большей части неогена Курайская впадина формировалась как сдвиговый бассейн между северным (Курайским) и южным (Чуйским) крыльями разлома [Delvaux et al., 1995]. При таких движениях образуются впадины с плоскими днищами и резко нарушенными бортами. Вдоль их бортов сосредоточены наиболее погруженные участки, что придает профилю этих впадин весьма характерную форму (см. рис. 2, 3). В позднем плейстоцене началась завершающая тектоническая фаза, когда происходил быстрый рост обрамляющих впадину горных хребтов до современных абсолютных отметок. С этой фазой коррелируется накопление в разрезе «буроцветной серии» (бекенская и башкайская свиты), и происходит смена доминирующего сдвигового режима на режим сжатия (с ориентировкой главной оси сжатия с северо-востока на юго-запад). Впадина превращается в структуру рампового типа [Delvaux et al., 1995].

Геолого-электромагнитные исследования подтвердили сложное строение зон сочленения Уймонской впадины с северным горным обрамлением, которое надрывается на ее осадки по зоне Южно-Теректинского разлома, вовлекая их в процесс тектонических подвижек. Получены предварительные глубины до опорного горизонта, и установлено неоднородное блочное строение осадочного заполнения.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение можно отметить, что горные породы на территории межгорных впадин Горного Алтая хорошо дифференцированы по геоэлектрическим харак-

теристикам и методы электромагнитных зондирований, с учетом современных способов интерпретации, эффективны для исследований в этом сейсмоактивном регионе.

По данным геоэлектрики составлены базовые геоэлектрические модели крупных впадин Горного Алтая, в настоящее время исследуется и уточняется строение пограничных наиболее сложных участков, характеризующихся наличием разломных зон.

Нестационарные электромагнитные зондирования имеют некоторые преимущества по сравнению с методами постоянного тока. Методом ЗС получена необходимая глубина исследования при относительно небольших размерах установок, их данные позволяют получать глубины до фундамента на любом участке впадин, дополняя данные ВЭЗ. Индуктивные модификации ЗС не требуют заземления, что важно в условиях развития многолетней мерзлоты и грубообломочных разностей в приповерхностных отложениях.

Технология выполнения метода ВЭЗ с симметричной установкой Шлюмберже дает возможность на малых разносах детально восстанавливать самую верхнюю часть разреза с присутствием маломощных горизонтов (~1 м), как проводящих, так и высокоомных. На больших разносах АВ/2, достигающих 1000 м, разрез исследуется до 200–300 м, этого достаточно для изучения окраинных частей впадин, а для участков с большей мощностью осадков данные ВЭЗ являются дополнительной информацией при интерпретации данных ЗС.

Показано, что электромагнитный комплекс (ВЭЗ, ЗС, электротомография) оптимален для изучения детальной структуры как верхней части осадочного чехла, так и глубинных слоев, включая верхнюю часть фундамента, а также для выявления и уточнения положения разломных нарушений. Все полученные результаты важны для целого ряда фундаментальных и прикладных задач, связанных с геологической историей формирования структур Горного Алтая, проблемами сейсмотеопасности, поиском полезных ископаемых.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-33048 мол_а_вед; проекта РАН ОНЗ-7.5 «Построение моделей земной коры Чуйско-Курайской сейсмоактивной зоны на основе данных электромагнитных зондирований».

6. References

- Aleshko Yu.B., Landa M.N., Stolbina I.V., Rakovets O.A., 1962. Geological USSR map of scale 1:200000. Altai series. Sheet M-45-XVI. Explanatory note. Gosgeolotekhizdat, Moscow, 102 p. (in Russian) [Алешко Ю.Б., Ланда М.Н., Столбина И.В., Раковец О.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XVI. Объяснительная записка. М.: Госгеолотехиздат, 1962. 102 с.
- Bondarenko P.M., Devjatkin E.V., Liskun I.G., 1968. Materials on recent tectonics and stratigraphy of the Cenozoic sediments of the Aktashsky area in the Kurai neotectonic zone (Gorny Altai). In: Problems of geomorphology and neotecton-

- ics of orogenic regions of Siberia and the Far East. Proceedings of the All-Union conference on geomorphology and neotectonics of Siberia and the Far East. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk. V. II, p. 65–73 (in Russian) [Бондаренко П.М., Девяткин Е.В., Лискун И.Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1968. Т. II. С. 65–73].
- Buslov M.M., Zykin V.S., Novikov I.S., Delvaux D., 1999. The cenozoic history of the Chuya basin (Gorny Altai): structure and geodynamics. *Geologiya i Geofizika* 40 (12), 1720–1736.
- Deev E.V., Nevedrova N.N., Ponomarev P.V., Zol'nikov I.D., Rusanov G.G., 2012a. Geoelectrical studies of the Chuya basin sedimentary fill (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics* 53 (1), 92–107. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.007>.
- Deev E.V., Nevedrova N.N., Rusanov G.G., Sanchaa A.M., Babushkin S.M., Krechetov D.V., El'tsov I.N., Zol'nikov I.D., 2012b. New data on the structure of the Uimon depression (Gorny Altai). *Geology and Mineral Resources of Siberia* 9 (1), 15–23 (in Russian) [Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. Новые данные о строении Уймонской впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. Т. 9. № 1. С. 15–23].
- Delvaux D., Tenissen K., Van-der-Meyer R., Berzin N.A., 1995. Dynamics of formation and paleostress at formation of the Chuysko-Kuraysky depression of Mountain Altai: tectonic and climatic control. *Geologiya i Geofizika* 36 (10), 31–51 (in Russian) [Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 31–51].
- Devjatkin E.V., 1965. The Cenozoic Sediments and Neotectonics of the South-East Altai. GIN Proceedings. Nauka, Moscow. Issue 126, 244 p. (in Russian) [Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Труды ГИН. М.: Наука, 1965. Вып. 126. 244 с.].
- Епов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н., 1990. Automated Interpretation of Electromagnetic Sounding Data. IGG, SB of the USSR Acad. Sci., Novosibirsk. Preprint № 3, 28 p. (in Russian) [Эпов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н. Автоматизированная интерпретация электромагнитных зондирований. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1990. Препринт № 3. 28 с.].
- Hmelevskiy V.K., Shevnin V.A., 1992. Electric sounding of the geological environment. Part 2: Interpretation and practical application. Moscow State University, Moscow, 200 p. (in Russian) [Хмелевский В.К., Шевнин В.А. Электрическое зондирование геологической среды. Ч. 2: Интерпретация и практическое применение. М.: МГУ, 1992. 200 с.].
- Khabinov O.G., Chalov I.A., Vlasov A.A., Antonov E.Yu., 2009. The system for interpretation of data from sounding by the transient EMS processes method. In: GEO-Siberia-2009. Subsoil Use. Mining. New Trends and Technologies of Prospecting, Exploration and Development of Mineral Deposits: Proceedings of the 5th International Scientific Congress (20–24 April 2009, Novosibirsk). SGGA, Novosibirsk, V. 2. 125–128 p. (in Russian) [Хабинов О.Г., Чалов И.А., Власов А.А., Антонов Е.Ю. Система интерпретации данных зондирований методом переходных процессов EMS // ГЕО-Сибирь-2009: Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: Сборник материалов V Международного научного конгресса (Новосибирск, 20–24 апреля 2009 г.). Новосибирск: СГГА, 2009. Т. 2. С. 125–128].
- Legend of Altai Series of the State Geological Map of the Russian Federation, Scale of 1:200 000 (Edition 2), 1999. Explanatory Note. Novokuznetsk, 136 p. (in Russian) [Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (издание второе). Объяснительная записка. Новокузнецк, 1999. 136 с.].
- Levitsky E.S., Bazhenova S.N., Bortsova A.V., 1964. Geological Map of the USSR, Scale 1:200 000. Gorny Altai Series. Sheet M-45-XIV. Explanatory Note. Nedra, Moscow, 87 p. (in Russian) [Левитский Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1964. 87 с.].
- Luzgin B.N., Rusanov G.G., 1992. Specific features of formation of the Neogene sediments in the south-east part of the Altai Mountains. *Geologiya i Geofizika* 4, 23–29 (in Russian) [Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 23–29].
- Nevedrova N.N., Епов М.И., Antonov E.Yu., Dashevsky Yu.A., Duchkov A.D., 2001. Reconstruction of the deep structure of the Chuya basin (Gorny Altai) according to electromagnetic sounding data. *Geologiya i Geofizika* 42 (9), 1399–1416 (in Russian) [Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика. 2001. Т.42. № 9. С. 1399–1416].
- Nevedrova N.N., Sanchaa A.M., Deev E.V., 2011. The tectonic structure of the Kurai depression according to electromagnetic sounding data. *Geofizika* 6, 56–64 (in Russian) [Неведрова Н.Н., Санчаа А.М., Деев Е.В. Тектоническое строение Курайской впадины по данным электромагнитных зондирований // Геофизика. 2011. № 6. С. 56–64].
- Sizikova T.V., Nikiforov T.K., Gunova A.M., 1973. Underground Waters of the USSR. Review of Underground Waters of the Altai Area. Gorny Altai Autonomous Region (additions). Drilling of water wells. Moscow, V. 2, 145 p. (in Russian) [Сизикова Т.В., Никифорова Т.К., Гунова А.М. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины. М., 1973. Т. 2. 145 с.].

Turkin Yu.A., Fedak S.I., 2008. Geology and Structural-Material Complexes of the Altai Mountains. STT, Tomsk, 460 p. (in Russian) [Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск: STT, 2008. 460 с.].

Zykin V.S., Lebedeva N.K., Shurygin B.N., Marinov V.A., Smirnova T.N., 2008. Paleontological evidence for the presence of the marine Upper Cretaceous at the Altai Mountains. In: The Cretaceous system of Russia and neighboring countries: Problems of stratigraphy and paleogeography: Proceedings of the Fourth All-Russia conference. Publishing House of SB RAS, GEO Branch, Novosibirsk, p. 90–92 (in Russian) [Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н. Палеонтологические свидетельства присутствия морского верхнего мела на Горном Алтае // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всерос. совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2008. С. 90–92].



Неведрова Нина Николаевна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
✉ e-mail: NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

Nevedrova, Nina N., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
✉ e-mail: NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru



Санчаа Айдиса Михайловна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия

Sanchaa, Aydisa M., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia



Деев Евгений Викторович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия
e-mail: deev@ngs.ru

Deev, Evgeny V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia
e-mail: deev@ngs.ru



Бабушкин Сергей Михайлович, директор
Сейсмологический филиал Геофизической службы СО РАН
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия

Babushkin, Sergei M., Director
Seismological Branch of Geophysical Survey SB RAS
3 Akademika Koptuyuga Prosp., Novosibirsk 630090, Russia



THE STRESS-AND-STRAIN STATE OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE SKYBA AND BORYSLAV-POKUTTYA NAPPES OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

I. M. Bubniak¹, Yu. M. Vikhot¹, M. V. Nakapelyukh²

¹Ivan Franko National University of Lviv, Department of Geology, Lviv, Ukraine

²S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

Abstract: The article presents results of field studies and interpretation of tectonophysical data from profiles in the valleys of Bystritsa Nadvornianskaya, Prut, Pistynka (the right-side tributary of the Prut river), Belyi and Chernyi Cheremosh, and Seret rivers. The stress fields reconstructed from different groups of joints and slickensides in flysch and molasse sediments of the Skyba and Boryslav-Pokuttya nappes are analyzed.

A combination of the structural-paragenesis and kinematic analysis methods provided for determination of deformation modes, their sequences, and average azimuth values of orientations of the principal axes of regional paleostress fields (σ_1 , σ_2 , σ_3) which were manifested through the Alpine stage of the Ukrainian Carpathians development.

The paleostress fields were reconstructed for the south-eastern part of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians and the Boryslav-Pokuttya nappe of the Carpathian foretrough. The article describes similarities and differences in the stress-and-strain states, specific features of the paleostress fields, and the ratio of joints in different groups (oblique and perpendicular to the rock layers) and slickensides in the area under study.

Key words: Ukrainian Carpathians, Skyba nappe, Boryslav-Pokuttya nappe, evolution of palaeostress fields, deformation mode, joint, slickenside.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Bubniak I.M., Vikhot Yu.M., Nakapelyukh M.V. 2013. The stress-and-strain state of the south-eastern part of the Skyba and Boryslav-Pokuttya nappes of the Ukrainian Carpathians. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 313–326. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0103.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СКИБОВОГО И БОРИСЛАВСКО-ПОКУТСКОГО ПОКРОВОВ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

И. Н. Бубняк¹, Ю. М. Вихоть¹, М. В. Накапелюх²

¹Львовский национальный университет им. Ивана Франко, геологический факультет, Львов, Украина

²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Аннотация: В статье изложены новые результаты полевых работ и интерпретации материалов тектонофизических исследований, проведенных по поперечным пересечениям в бассейнах рек Быстрица Надворнянская, Прут, Пистынка (правый приток р. Прут), Белый и Черный Черемош, Серет. Проанализированы поля напряжений, реконструированные по разным группам трещин и зеркалам скольжения во флишевых и молассовых отложениях Скибового и Бориславско-Покутского покровов.

Комплексное применение структурно-парагенетического и кинематического методов позволило определить деформационные режимы с указанием их последовательности и средних значений азимутов ориентации главных осей региональных полей палеонапряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3), существовавших здесь в течение всего альпийского этапа развития Украинских Карпат.

Реконструированы поля палеонапряжений юго-восточной части Скибового покрова Украинских Карпат и Бориславско-Покутского покрова Предкарпатского передового прогиба. Выявлено сходство и различие напряженно-деформированного состояния, особенности полей палеонапряжений, соотношение различных групп трещин (кососекущих и нормальносекущих относительно слоев пород) и зеркал скольжения.

Ключевые слова: Украинские Карпаты, Скибовый покров, Бориславско-Покутский покров, эволюция полей палеонапряжений, деформационный режим, трещина, зеркало скольжения.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение напряженно-деформированного состояния является ключевым инструментом для решения ряда проблем тектоники и геодинамики регионов со сложным геологическим строением. Поля напряжений помогают наложить ограничения при построении моделей деформации складчато-надвиговых поясов.

Актуальным на сегодня является изучение систем трещиноватости и напряженно-деформированного состояния на участках существующих месторождений нефти и газа. Современные поля напряжений должны учитываться при прогнозировании оползневых явлений в различных тектоно-геоморфологических обстановках.

Достижения последних лет в изучении разломной тектоники позволяют дополнить, а в некоторых случаях и по-иному рассмотреть вопросы геодинамики складчато-надвиговой тектоники Карпатского орогена. Проведению качественных тектонофизических исследований также способствует широкое использование информационных технологий на всех этапах – от сбора данных до их обработки и интерпретации. Результаты тектонофизических исследований начали широко применяться для построения сбалансированных разрезов в складчато-надвиговых областях [Nemcok et al., 2006].

Задача статьи – показать напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов на различных этапах их развития по результатам изучения и интерпретации трещин и зеркал скольжения, их использования в структурной геологии и тектонике. Полевые работы были проведены в 2012 г. в Черновецкой и Ивано-Франковской областях.

2. ПРЕДЫДУЩИЕ РАБОТЫ

В последние годы тектонофизические исследования в Украинских Карпатах приобретают систематический характер. Первые масштабные полевые тектонофизи-

ческие работы проведены в 1992–1994 гг. [Aronsky et al., 1995a, 1995b, 1995c]. Исследования, в которых использовались приемы полевой тектонофизики, также проводили отдельные группы ученых, например [Zuchiewicz et al., 1997; Bubniak et al., 2001]. В то же время западные ученые выполнили огромные объемы тектонофизических исследований в районах Южных, Румынских Восточных, Западных Карпат и Паннонского бассейна [Ciulavu et al., 2000; Matenco et al., 1997; Matenco, Bertotti, 2000; Ratschbacher et al., 1993a, 1993b; Nemcok, 1993; Nemcok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Konon, 2001]. Они получили важные материалы о напряженно-деформированном состоянии этих регионов, используя новые технологии обработки и интерпретации полевых данных. Были сформулированы новые концепции, описывающие историю развития регионов АЛЬКАПА (Альпы, Карпаты, Паннония), Тиссия и Дакия.

С 2006 г. началось целенаправленное изучение отдельных участков и мезоструктур украинского сектора Восточных Карпат группой львовских и киевских геологов [Bubniak et al., 2007; Vikhot, Bubniak, 2011; Vikhot et al., 2011; Gintov et al., 2011, 2013; Bubniak, Vikhot, 2012], а также проводится моделирование формирования мезоструктур (складок) и построение сбалансированных разрезов [Nakapelyukh et al., 2011].

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Украинские Карпаты являются частью Восточных Карпат, входящих в состав Европейских Альпид. Они состоят из тектонических покровов, формирующих древнюю аккреционную призму. Украинские Карпаты традиционно делятся на Внешние и Внутренние. Деление выполнено на основе времени завершающих этапов складчато-надвиговых процессов в них. Исследуемая территория охватывает фронтальную часть Внешних Карпат. Складчато-надвиговые процессы здесь происходили в ранне-позднемиоценовое время.

В статье использовано тектоническое деление Украинских Карпат в соответствии с работой [Shlapinsky,

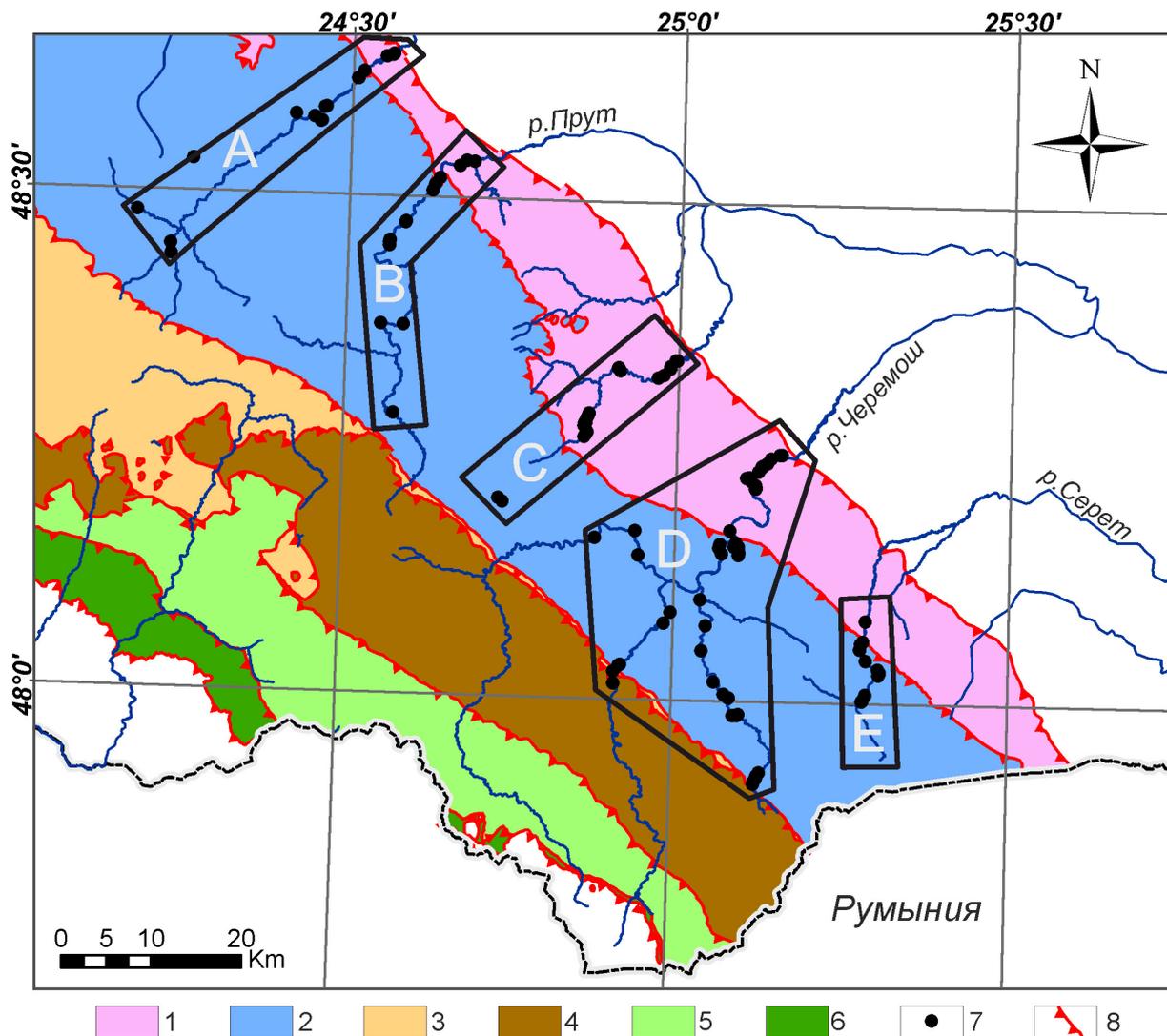


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Восточных Украинских Карпат с районами исследования (покровы: 1 – Бориславско-Покутский, 2 – Скибовый, 3 – Кросненский, 4 – Дуклянско-Черногорский, 5 – Буркутский, 6 – Раховский; 7 – районы исследований с точками наблюдения – бассейны рек: А – Быстрица Надворнянская, В – Прут, С – Пистынка, D – Черемош, E – Серет; 8 – основные надвиги).

Fig. 1. The tectonic scheme of the south-eastern part of the Eastern Ukrainian Carpathians, showing areas under study (nappes: 1 – Boryslav-Pokuttya, 2 – Skiba, 3 – Krosna, 4 – Duklya-Chernogorsky, 5 – Burkut, 6 – Rakhovsky; 7 – studied areas and observation sites – river valleys: A – Bystritsa Nadvornyanskaya, B – Prut, C – Pistynka, D – Cheremosh, E – Seret; 8 – main thrusts).

2012]. Согласно этой тектонической схеме они делятся на Предкарпатский передовой прогиб и Украинские Внешние Карпаты. Предкарпатский прогиб составляют Билче-Вольцкая зона (Внешняя зона), Самборский и Борислав-Покутский покровы (Внутренняя зона). Украинские Внешние Карпаты делятся на покровы: Скибовый, Кросненский, Дуклянско-Черногорский, Буркутский, Раховский (рис. 1).

Скибовый покров надвинут (вместе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба) на Восточноевропейскую платформу и ее эпиорогенное каледонское и герцинское обрамление. Он состоит из серии структур высшего порядка – скиб, которые надвинуты в северо-восточном направлении друг на друга с большой ам-

плитудой. В состав покрова входят восемь скиб (с юго-запада на северо-восток): Славская, Рожанки, Зелемьянки, Мальмастанская, Парашки, Сколевская, Оривская, Береговая. Скибы, в свою очередь, деформированы чешуеобразными надвигами (близкими по литологическому составу чешуями) и складчатостью. Фронтальные части скиб, как правило, представлены более древними породами, а тыльные – более молодыми.

Стратиграфический интервал района исследований охватывает отложения от нижнего мела по нижний миоцен в северной части покрова и от верхнего мела по нижний миоцен в южной части. Это турбидитовые (флишевые) образования и молассовые комплексы,

которые на основе возрастных и литологических особенностей объединяются в ряд стратиграфических подразделений: спаская (K_1sp), стрийская ($K_2 P_1str$), ямненская свиты (P_1jm), эоцен нерасчлененный (P_2), менилитовая (P_3mnl), поляницкая (N_1pl), воротыщенская (N_1vrt_1), стебницкая (N_1st), добротивская (N_1db) свиты.

По современным представлениям ороген Украинских Карпат является древней аккреционной призмой, образовавшейся в результате сокращения седиментационного пространства и прогрессивного перемещения осадочных образований на океанической или утоненной континентальной коре. Наиболее крупные перемещения происходили по черносланцевым породам мелового возраста и по менилитовым сланцам олигоцена. Складчатость мигрировала с юго-запада на северо-восток. Величина сокращения бассейна в миоцене, по данным палинспастических реконструкций [Roure et al., 1993], составила 130 км, по другим реконструкциям [Oszczypko, 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009] только миоценовое сокращение Внешних Западных Карпат составило 150–200 км.

Образование аккреционной призмы стало результатом субдукции под блоки Алькапа, Тиссия и Дакия на миоценовом этапе развития региона [Patalakha et al., 2003; Bubniak, 2005; Gonchar, 2007]. По [Konon, 2001], перемещение Украинских Внешних Карпат было связано с откатом эоцен-олигоценовой зоны субдукции в северо-восточном направлении в миоцене. По [Fodor et al., 1999], формирование складчатого пояса Западных, Восточных и Южных Карпат связано с мезоальпийской конвергенцией Европейской и Адриатической микроплит и блоков земной коры в среднем миоцене – раннем олигоцене. Начиная с позднего миоцена на деформации Восточных Карпат основное влияние оказывала конвергенция Африканской и Евроазиатской плит. Сложное напряженно-деформированное состояние всего Карпато-Паннонского мегаблока авторы объясняют автономными перемещениями и поворотами блоков Алькапа, Тиссия и Дакия.

4. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Тектонофизические исследования выполнялись посредством комплексного использования структурно-парагенетического и кинематического методов. Эффективность такого комплексирования была доказана при изучении многих горно-складчатых регионов, в том числе Горного Крыма и Карпат [Aronsky et al., 1995a, 1995b, 1995c; Gintov, Murovskaya, 2000a, 2000b; Gintov, 2005].

Структурно-парагенетический метод основан на изучении парагенетических связей мезотрещин, трещин и складок, характера и геометрических параметров складчатости. Трещиноватость горных пород в Украинских Карпатах изучается давно как при геоло-

госъемочных работах, так и в научных целях. Ее исследование приносило и приносит хорошие результаты в нефтяной геологии при поисках месторождений нефти, газа и озокерита, изучении коллекторов, проницаемости пород для флюидов, путей миграции углеводородов и др. Однако использование трещин при изучении тектонических полей напряжений началось в Украинских Карпатах только в 90-х годах прошлого столетия. Было показано, что в сложных в тектоническом отношении районах, таких как Карпаты и Горный Крым, трещинообразование связано с региональными полями напряжений и, следовательно, изучение в натуральных условиях структурных парагенезисов трещин, установленных в лабораторных тектонофизических экспериментах, позволяет восстанавливать такие поля. Для этого использовалась общая тектонофизическая модель деформационной структуры горного массива I–II уровней глубинности [Gintov, 2005].

Восстановление тектонических полей напряжений кинематическим методом по зеркалам скольжения имеет свои особенности и позволяет получать такие кинематические параметры, как соотношение величин главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 , а также относительную величину касательного напряжения в точке наблюдений. Однако зеркала скольжения в древних комплексах, как правило, не сохраняются, а в молодых слабдеформированных породах не образуются, поэтому возраст деформаций и полей напряжений, полученный при использовании кинематического метода, отражает достаточно узкий интервал геологического времени – средние и поздние этапы тектогенеза.

Обработка и интерпретация материалов замеров трещиноватости выполнялись на основе известных принципов выделения парагенетически связанных сколов и трещин отрыва ($L-L'$, $R-R'$, $L-R'$, $L'-R$; L' , $R'-T$ и т.д.) [Gintov, Isai, 1986] для I–II уровней глубинности. Для обработки замеров использовалась программа StereoNett 2.46 Ж. Дайстера (Институт геологии университета г. Бохум, Германия), которая позволяет восстанавливать первоначальную ориентацию нормальнонапряженных (другое название – касательных) трещин в пласте путем приведения его в горизонтальное положение.

Материалы замеров борозд и штрихов на зеркалах скольжения обрабатывались и интерпретировались с помощью программы Win-Tensor 2.2.0 [Devlaux, Sperner, 2003], являющейся на настоящий момент одной из наиболее технологичных программ интерпретации в кинематическом методе. Предложенный авторами программы алгоритм позволяет определять наиболее оптимальное положение главных осей σ_1 , σ_2 , σ_3 и их стереографические координаты (в рассматриваемых исследованиях сжатие принято положительным и $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), а также соотношение величин главных нормальных напряжений $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Этот коэффициент играет такую же роль, как и более употребляе-

мый у нас коэффициент Лодэ-Надаи $\mu_\sigma = (2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, и используется для определения типа напряженного состояния, а также для районирования полей напряжений по величине μ_σ или R .

При интерпретации полевых данных структурно-парагенетическим методом в первую очередь обращалось внимание на поля напряжений, полученные по нормальносекущим трещинам, которые образуются в еще горизонтально залегающей толще либо как планетарная трещиноватость, либо как трещиноватость, связанная с самым ранним полем тектонических напряжений. Первая отличается от второй тем, что оси σ_1 и σ_3 ориентированы вдоль современных параллелей и меридианов, часто сменяют друг друга в силу инверсии полей напряжений, связанной с неравномерной скоростью вращения Земли [Gintov, 2001] (как известно, в мезокайнозойское положение оси вращения планеты по отношению к материкам мало отличалось от современного). Тектонические поля напряжений могли характеризоваться другой ориентацией главных осей в горизонтальной плоскости.

Трещины, падающие субвертикально в наклонных слоях и, как правило, не имеющие штрихов скольжения, являются наиболее поздними, поэтому поля напряжений, восстановленные по их парагенезисам, относились к самым молодым.

Наклонные трещины, остающиеся наклонными и после выполаживания напластования, относились к неопределенному классу и интерпретировались как соскладчатые. Поля напряжений, восстановленные по ним, сопоставлялись с результатом интерпретации зеркал скольжения, после чего делался вывод об их возрасте (если это было возможно).

Зеркала скольжения образуются при интенсивных тектонических движениях, то есть поля напряжений, восстановленные по ним, моложе полей, определенных по нормальносекущей трещиноватости, но древнее полей, восстановленных по молодым субвертикальным трещинам. Более точно возраст таких полей определялся по возрасту слоев, в которых образовались зеркала, времени тектонических движений согласно геологическим данным и ряду других признаков, которые изучались в полевых условиях.

В каждой точке наблюдений было сделано от 30 до 150 замеров плоскостей трещин и зеркал скольжения.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные исследования выполнены на границе Украинских Внешних Карпат и Предкарпатского передового прогиба. Полевые исследования были проведены в юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов. Изучение мезоструктур – трещин, зеркал скольжения (рис. 2) – выполнено в обнажениях по пяти поперечным профилям вдоль долин рек Быстрица Надворнянская, Прут, Пистынка, Черемош, Се-

рет. Общее количество точек наблюдений составляет 115, в них выполнено около 6000 замеров плоскостей трещин и 550 зеркал скольжения (см. рис. 1).

Бассейн р. Быстрица Надворнянская. Район исследований пересекает Скибовый и Бориславско-Покутский покровы в центральной части Украинских Карпат. Пересечение протяженностью более 50 км охватывает скибы Береговую, Оливскую и Парашки в районе сел Климпуши, Быстрица, Максимец, Зеленая, Пасечная, Бытків. В двенадцати обнажениях палеогеновых пород от ямненской (\mathbb{P}_{1jm}) до верховинской (\mathbb{P}_{3vr}) свит выполнено около 1000 измерений плоскостей трещин, а в отложениях эоцена (\mathbb{P}_2) – 95 зеркал скольжения. Результаты интерпретации полей напряжений структурно-парагенетическим и кинематическим методами представлены на рис. 3.

Около 70 % трещин на участке являются нормальносекущими и по ним реконструированы несколько древних полей напряжений, в основном с субгоризонтальными главными осями σ_1 , σ_3 (рис. 3, а–в, е). Кинематическим методом реконструированы четыре поля палеонапряжений (рис. 3, г, д, ж, з). Предварительное разделение зеркал скольжения было выполнено в поле на основе кинематических признаков и соотношения разных их типов. Наиболее молодыми оказались зеркала, характеризующие сбросы.

В отложениях эоцена \mathbb{P}_2 и олигоцена \mathbb{P}_3 установлены древние поля: $\sigma_1 - 1 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 270 \angle 2^\circ$, $R - 0.62$; $\sigma_1 - 269 \angle 2^\circ$, $\sigma_3 - 359 \angle 2^\circ$, $R - 0.75$ (рис. 3, а, б). Эти поля отражают, скорее всего, этап развития самой ранней трещиноватости.

Поле напряжений с осями σ_1 , ориентированными по северо-восточно-юго-западным азимутам: $\sigma_1 - 59 \angle 1^\circ$, $\sigma_3 - 329 \angle 3^\circ$, $R - 0.5$ (рис. 3, в), фиксируется во всем разрезе в еще горизонтально залегающих флишевых толщах осадков. Ориентация оси σ_1 соответствует общекарпатскому (для Украинских Карпат) сжатию, но поскольку режим сдвиговый и плоскость $\sigma_1\sigma_3$ горизонтальна, можно сделать вывод, что такие поля напряжений отражают самое начало орогенического процесса, когда сжатие уже наступило, но отложения олигоцена залежали еще горизонтально.

Из всех замеренных зеркал скольжения в отложениях эоцена наибольшее количество связано с взбросовым деформационным режимом и полями напряжений $\sigma_1 - 239 \angle 10^\circ$, $\sigma_3 - 340 \angle 45^\circ$, $R=0.4$; $\sigma_1 - 021 \angle 1^\circ$, $\sigma_3 - 113 \angle 61^\circ$, $R=0.25$ (рис. 3, г, д). Это поле отражает фазу общекарпатского сжатия в северо-восточном направлении, сопровождавшуюся надвигами и шарьяжами. При этом важно отметить, что зеркала скольжения наблюдались в основном на субгоризонтальных или пологопадающих плоскостях.

Далее следует поле напряжений сдвигового типа: $\sigma_1 - 127 \angle 3^\circ$, $\sigma_3 - 037 \angle 3^\circ$, $R=0.5$, определенное по молодой трещиноватости (рис. 3, е). Это поле отражает сдвиговый деформационный режим при сжатии, ориентированном вдоль Украинских Карпат, то есть попе-

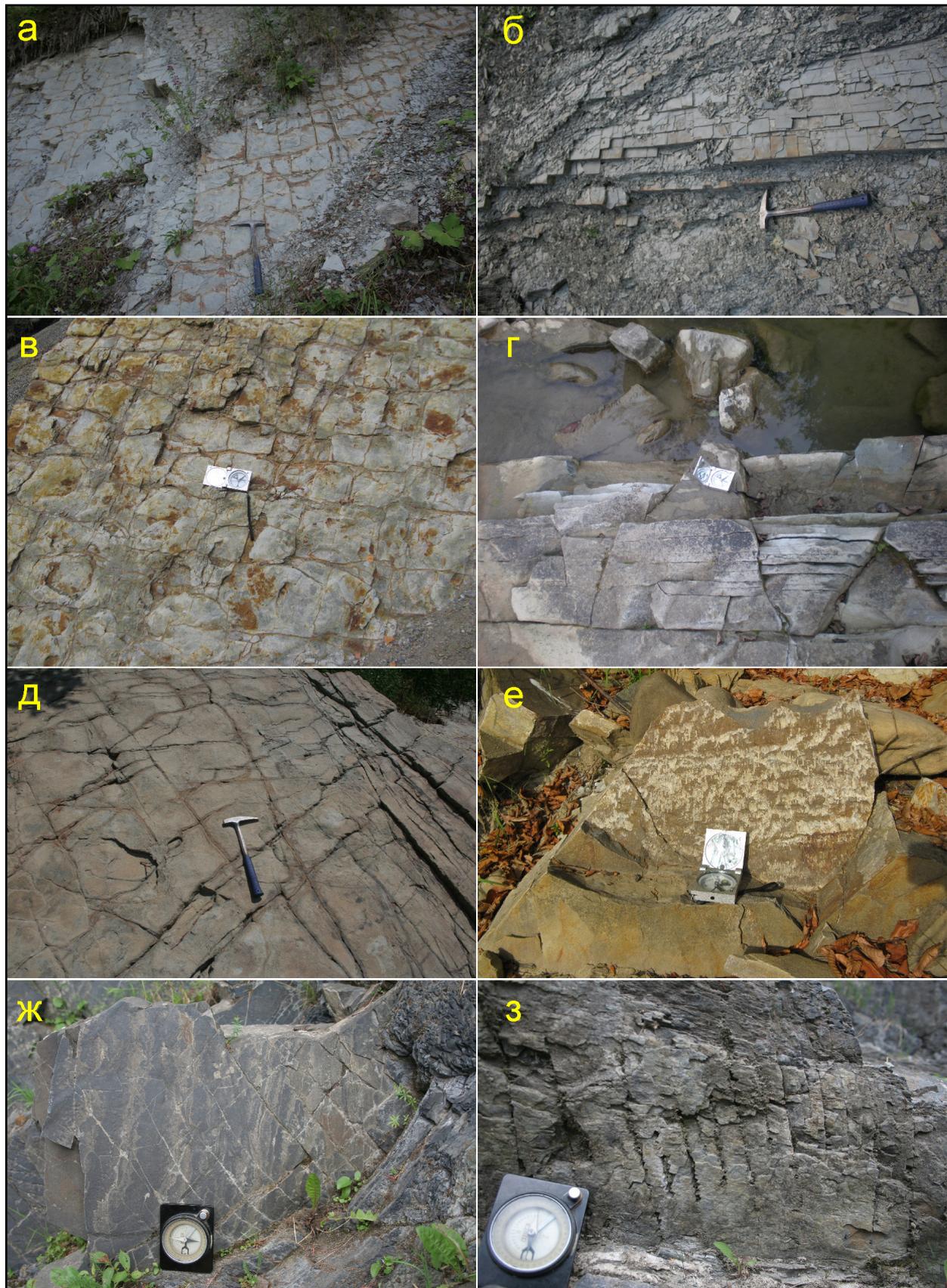


Рис. 2. Трещины (а–д, ж, з) и зеркала скольжения (е) в разных возрастных отложениях исследуемого района.

Fig. 2. Joints (a–d, ж, з) and slickensides (e) in sediments of various ages in the studied area.

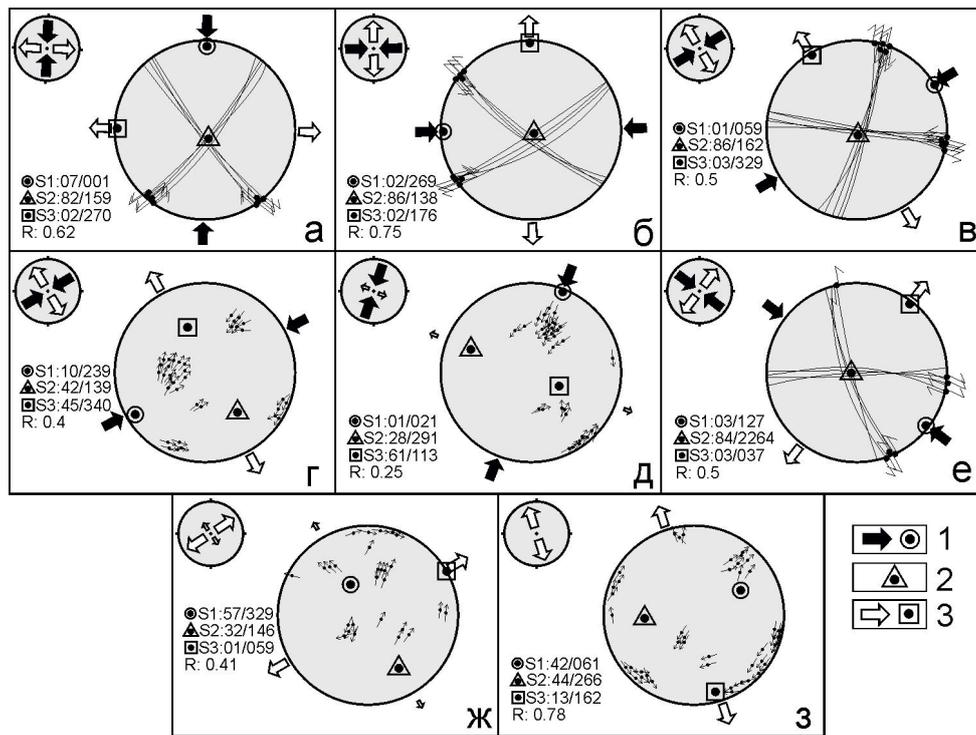


Рис. 3. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения трещиноватости и зеркал скольжения в бассейне р. Быстрица Надворнянская.

Главные оси и их направления: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения.

Fig. 3. Tectonophysical data interpretation results based on information collected from studies of fracturing and slickensides in the watershed area of the Bystritsa Nadvornianskaya river.

Principal stress axes and their directions: 1 – compression, 2 – transitional, 3 – extension.

речно к генеральному направлению перемещения скиб и покровов.

Не менее представительны сбросовые деформационные режимы, отраженные в полях: $\sigma_1 - 329 \angle 57^\circ$, $\sigma_3 - 59 \angle 1^\circ$, $R=0.41$; $\sigma_1 - 61 \angle 42^\circ$, $\sigma_3 - 162 \angle 13^\circ$, $R=0.78$ (рис. 3, ж, з). Сбросовые поля, по кинематическим признакам, наиболее молодые. Они возникли в конце процесса складко- и надвигообразования и, скорее всего, наблюдаются до сих пор.

Бассейн р. Прут. Район исследований пересекает Скибовый и Бориславско-Покутский покровы юго-восточнее предыдущего участка. Он охватывает верхнее и среднее течение р. Прут до устья р. Ославы в следующих населенных пунктах: с. Татарив, с. Мыкуличин, г. Яремче, с. Заречье, г. Делятин, с. Добротов. Результаты с реконструированными полями палеонапряжений на этом участке исследования показаны на рис. 4.

Структурно-парагенетическим методом определены четыре поля напряжений. Все они отображают сдвиговые деформационные режимы (рис. 4, а, б, в, д). Два поля тектонических напряжений: $\sigma_1 - 1 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 270 \angle 2^\circ$, $R=0.62$ (рис. 4, а); $\sigma_1 - 271 \angle 2^\circ$, $\sigma_3 - 2 \angle 5^\circ$, $R=0.5$ (рис. 4, б) являются самими древними. Поле напряжений $\sigma_1 - 224 \angle 3^\circ$, $\sigma_3 - 314 \angle 1^\circ$, $R=0.75$ (рис. 4, в)

отражает начало общекарпатского сжатия в конце палеогена еще до процессов складко- и надвигообразования.

Далее следует поле взбросового деформационного режима, определенное кинематическим методом: $\sigma_1 - 36 \angle 17^\circ$, $\sigma_3 - 283 \angle 52^\circ$, $R=0.38$ (рис. 4, г). Оно представлено наибольшим количеством замеров, связано с главным горообразовательным процессом в Украинских Карпатах и отражает общекарпатское сжатие, сопровождавшееся взбросами, надвигами, шарьяжами, правыми и левыми сдвигами, что хорошо видно и по элементам залегания зеркал скольжения.

Поле напряжений сдвигового типа, реконструированное по молодым парагенезисам трещин $\sigma_1 - 337 \angle 8^\circ$, $\sigma_3 - 246 \angle 4^\circ$, $R=0.75$ (рис. 4, д), характеризуется ориентацией оси сжатия субпараллельно простиранию Украинских Карпат.

Поле напряжений $\sigma_1 - 196 \angle 68^\circ$, $\sigma_3 - 67 \angle 14^\circ$, $R=0.57$ (рис. 4, е), определенное кинематическим методом, отражает интенсивный сбросовый деформационный режим. На основе кинематических признаков это поле является самым молодым.

Бассейн р. Пистынка. Тектонофизические исследования выполнены в пределах населенных пунктов

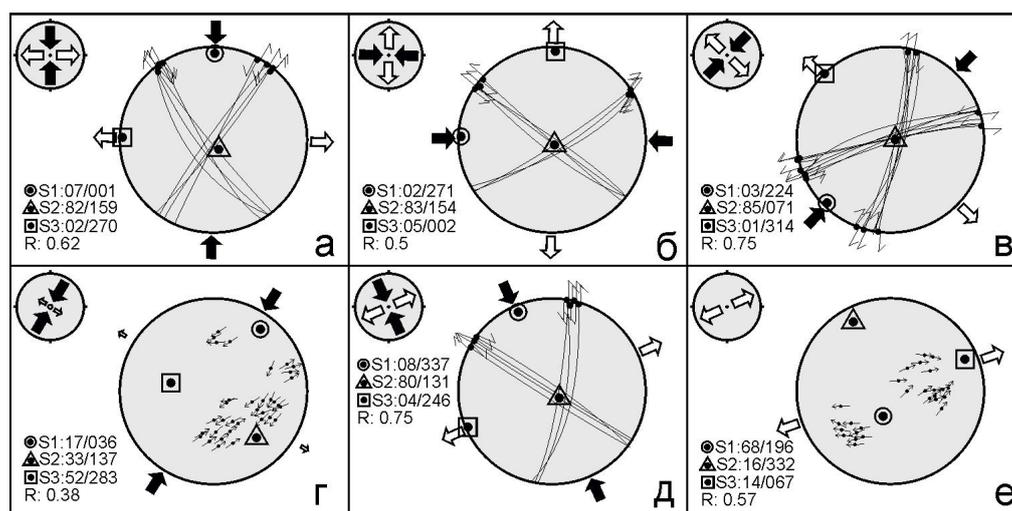


Рис. 4. Результаты структурно-парагенетического и кинематического анализа в бассейне р. Прут.

Fig. 4. Results of structural-paragenesis and kinematic analyses of data on the watershed of the Prut river.

Кривополье, Шепот, Брустуров, Прокурава, Шешоры, Пистынь в долине одноименной р. Пистынка, являющейся правым притоком р. Прут.

Основные исследования проведены в Бориславско-Покутском покрове. Часть этого покрова на юго-востоке от долины реки Пистынка получила название «Покутско-Буковинские складки». Эта крупная структурная единица данного покрова рассматривается всеми исследователями как его приподнятая складчатая основа, выведенная на поверхность. Максимальная ширина складок составляет около 16–17 км в бассейне рек Пистынка и Рыбница. В юго-восточном направлении выходы складок постепенно сужаются до 3.5 км на границе с Румынией.

Результаты интерпретации тектонофизических данных по этому участку показаны на рис. 5. Три поля напряжений определены структурно-парагенетическим (рис. 5, а–в) и три поля – кинематическим (рис. 5, г–е) методом.

Все поля, реконструированные по парагенезисам трещин, отображают сдвиговые деформационные режимы. Первые два: $\sigma_1 - 354 \angle 4^\circ$, $\sigma_3 - 84 \angle 3^\circ$, $R=0.69$ (рис. 5, а); $\sigma_1 - 93 \angle 2^\circ$, $\sigma_3 - 3 \angle 1^\circ$, $R=0.75$ (рис. 5, б), характеризуют древние поля тектонических напряжений. Третье поле: $\sigma_1 - 73 \angle 8^\circ$, $\sigma_3 - 339 \angle 24^\circ$, $R=0.69$ (рис. 5, в), как и в ранее рассмотренных пересечениях, отражает, скорее всего, начало общекарпатского сжатия в конце палеогена еще до процессов складкообразования.

Три поля тектонических напряжений по материалам изучения зеркал скольжения отображают взбросовый деформационный режим: $\sigma_1 - 21 \angle 2^\circ$, $\sigma_3 - 288 \angle 62^\circ$, $R=0.36$ (рис. 5, г); и два сбросовых: $\sigma_1 - 185 \angle 55^\circ$, $\sigma_3 - 58 \angle 22^\circ$, $R=0.45$ (рис. 5, д); $\sigma_1 - 105 \angle 51^\circ$, $\sigma_3 - 285 \angle 38^\circ$, $R=0.62$ (рис. 5, е). Большинство векторов

подвижек по разрывам отражает фазу общекарпатского сжатия, сопровождавшуюся надвигами, шарьяжами, а также правыми и левыми сдвигами. Два других сбросовых поля являются самыми молодыми. Они могли сопровождать процесс горообразования или сформировались позже как отражение разрушения горной цепи Украинских Карпат.

Бассейн р. Черемош. Пересечение полностью охватывает Бориславско-Покутский и Скибовый покровы, а также частично Кросненский и фронтальную часть Дуклянско-Черногорского. Изучение мезоструктур выполнялось в долинах рек Черный Черемош, Белый Черемош, Черемош и Путила в населенных пунктах Дихтинец, Путила, Яблуница, Устерики, Верховина, Розтоки, Тюдод, Углы, Вижница. На этом участке выполнено 2000 замеров трещин и 200 зеркал скольжения. Исследования выполнены во всех отложениях, составляющих стратиграфический разрез Украинских Внешних Карпат.

Результаты комплексного определения палеонапряжений на этом участке показаны на рис. 6. Структурно-парагенетическим методом изучения нормальнонаправленных и косых трещин определены три древних и одно молодое поле палеонапряжений (рис. 6, а–в, д). Все эти поля отражают сдвиговые деформационные режимы. Кинематическим методом реконструированы четыре поля, которые образовались в основном во время и после процессов складко- и надвигообразования.

По парагенезисам трещин, как видим, определены два древних инверсионных поля планетарных напряжений: субмеридиональное сжатие – $\sigma_1 - 358 \angle 13^\circ$, $\sigma_3 - 266 \angle 1^\circ$, $R=0.62$ (рис. 6, а); сменяется субширотным – $\sigma_1 - 273 \angle 5^\circ$, $\sigma_3 - 4 \angle 4^\circ$, $R=0.60$ (рис. 6, б).

Далее следует поле тектонических напряжений, ко-

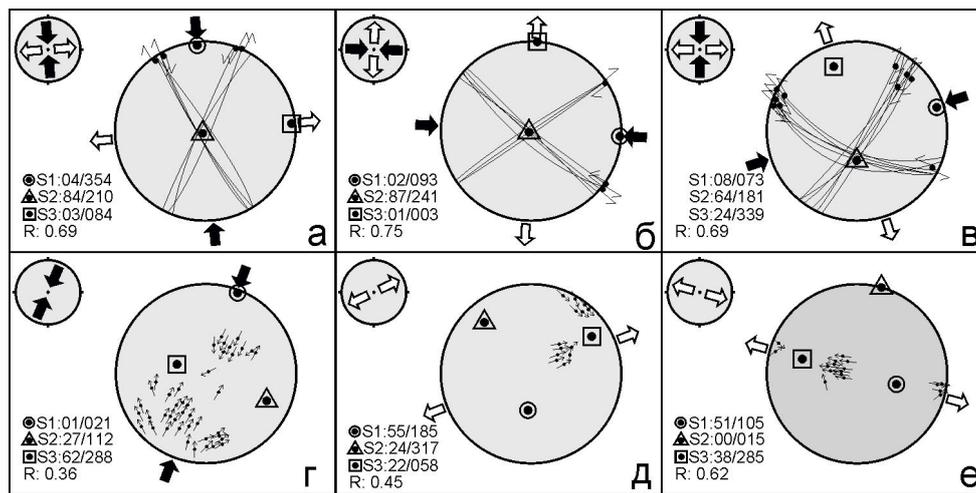


Рис. 5. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения зеркал скольжения и парагенезисов трещин в бассейне р. Пистынка.

Fig. 5. Tectonophysical data interpretation results based on information collected from studies of fracturing and slickensides in the watershed area of the Pistynka river.

торое возникло еще до процессов складкообразования. Оно отображает сдвиговый деформационный режим с осью сжатия общецарпатского направления: $\sigma_1 - 22 \angle 15^\circ$, $\sigma_3 - 292 \angle 1^\circ$, $R=0.60$ (рис. 6, в). Это поле характеризует начало северо-восточного сжатия, зафиксированное в отложениях олигоцена, залежавших еще горизонтально. Это поле отражает, как и на предыдущих участках, самое начало орогенического процесса.

Большинство векторов смещения на зеркалах скольжения отражают напряженное состояние общецарпатского сжатия, сопровождавшееся взбросами, надвигами, шарьяжами, правыми и левыми сдвигами. Тектоническое поле, в котором происходил основной процесс складко- и надвигообразования с перемещением материала с юго-запада на северо-восток, имеет следующие главные оси: $\sigma_1 - 21 \angle 1^\circ$, $\sigma_3 - 288 \angle 62^\circ$, $R=0.36$ (рис. 6, г). Среди полей напряжений, восстановленных кинематическим методом, оно самое раннее и, как на предыдущих участках, является наиболее представительным.

После основного процесса общецарпатского сжатия зафиксированы поля с осью сжатия, ориентированной перпендикулярно к генеральному направлению перемещения скиб и покровов Украинских Внешних Карпат: $\sigma_1 - 334 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 242 \angle 17^\circ$, $R=0.58$ (рис. 6, д), $\sigma_1 - 310 \angle 17^\circ$, $\sigma_3 - 217 \angle 9^\circ$, $R=0.69$ (рис. 6, е). Эти поля напряжений обусловлены, скорее всего, тектоническими процессами в Южных и Западных Карпатах, для которых субмеридиональное сжатие является определяющим.

Наиболее молодыми, по кинематическим признакам и соотношению разных типов зеркал в толщах горных пород, оказались зеркала, характеризующие два типа сбросов $\sigma_1 - 17 \angle 51^\circ$, $\sigma_3 - 200 \angle 38^\circ$, $R=0.57$ (рис. 6, ж); $\sigma_1 - 220 \angle 40^\circ$, $\sigma_3 - 122 \angle 8^\circ$, $R=0.36$ (рис.

6, з). Сбросы отвечают очень молодому, даже современному, полю напряжений, сопровождающему оползневые и другие процессы разрушения гор.

Аналогичные сбросовые поля, как отмечалось выше, были получены и в пересечениях рек Быстрица Надворнянская, Прут, Пистынка.

Бассейн р. Серет. Этот участок является самым южным поперечным пересечением района исследований. Он охватывает обнажения вдоль долины р. Серет у населенных пунктов Долишний Шепот, Лопушна, Берегомет. Результаты изучения трещин и зеркал скольжения по правому и левому берегам этой реки показаны на рис. 7.

По результатам комплексного анализа выделены следующие поля напряжений и соответствующие им деформационные режимы. Первые два поля палеонапряжений сдвигового деформационного режима, как и на предыдущих участках, являются самими древними: $\sigma_1 - 178 \angle 7^\circ$, $\sigma_3 - 87 \angle 2^\circ$, $R=0.69$ (рис. 7, а); $\sigma_1 - 266 \angle 1^\circ$, $\sigma_3 - 176 \angle 2^\circ$, $R=0.54$ (рис. 7, б). Третье сдвиговое поле – $\sigma_1 - 210 \angle 16^\circ$, $\sigma_3 - 319 \angle 53^\circ$, $R=0.64$ – (рис. 7, в) – отражает начало горообразовательного процесса в Украинских Карпатах. Эти три поля палеонапряжений реконструированы по доскладчатым трещинам.

По большинству зеркал скольжения реконструирован взбросовый деформационный режим. Поле напряжений: $\sigma_1 - 216 \angle 16^\circ$, $\sigma_3 - 329 \angle 53^\circ$, $R=0.33$ (рис. 7, г) характеризует перемещения горных масс на северо-восток во время основных складчато-надвиговых процессов.

Еще одно сдвиговое поле напряжений определено по молодым парагенезисам трещин: $\sigma_1 - 290 \angle 3^\circ$, $\sigma_3 - 201 \angle 5^\circ$, $R=0.62$ (рис. 7, д). Такие поля установлены и

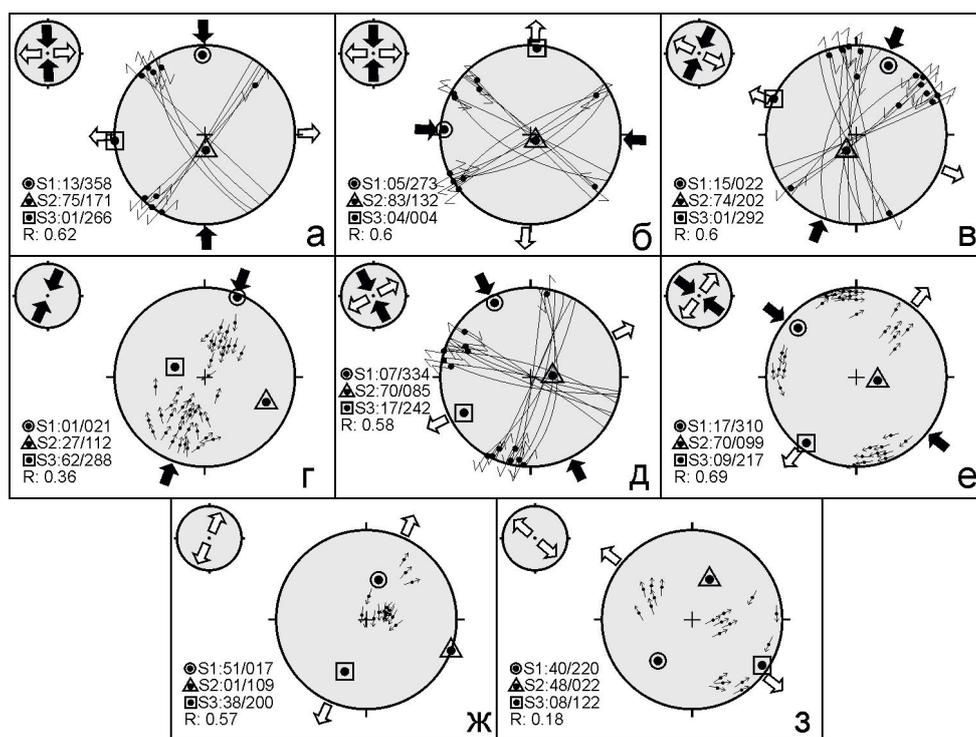


Рис. 6. Результаты интерпретации структурно-парагенетического и кинематического анализа в долине р. Черемош.

Fig. 6. Results of structural-paragenesis and kinematic analyses of data on the valley of the Cheremosh river.

на предыдущих участках.

Наиболее молодым является поле напряжений сбросового типа: $\sigma_1 - 196 \angle 50^\circ$, $\sigma_3 - 48 \angle 34^\circ$, $R=0.47$ (рис. 7, e). В этом поле сформировалось основное количество сбросов в Бориславско-Покутском покрове на данном участке. Оно отражает интенсивное растяжение в юго-западном направлении, наступившее после главного складчато-надвигового процесса Украинских Карпат.

6. ОБСУЖДЕНИЕ

Поля палеонапряжений, полученные на пяти участках исследований, расклассифицированы по трем этапам – доскладчатому, складчато-надвиговому и послескладчатому – на основании критериев, приведенных в методической части. Синхронизация времени деформации, азимутов ориентации главных осей полей напряжений (σ_1 , σ_3) и деформационных режимов позволяет с достаточной определенностью говорить о тектонических силах в земной коре, действовавших на всех трех этапах формирования Скибового и Бориславско-Покутского покровов Украинских Карпат.

На доскладчатом этапе в районе исследований преобладали тангенциальные силы – плоскость $\sigma_1\sigma_3$ была практически горизонтальной (сдвиговый деформационный режим). Уже на этом этапе, когда еще деформации были небольшими, началось общекарпатское

сжатие земной коры (азимуты $\sigma_1 - 202-253^\circ$).

Однако, как только стала формироваться складчато-надвиговая структура Украинских Карпат в миоценовое время, ось растяжения σ_3 приняла субвертикальное положение. Взбросовый деформационный режим по пяти пересечениям Скибового и Бориславско-Покутского покровов определен по максимальному количеству векторов подвижек. В работе [Gintov et al., 2011] было показано, что в Скибовом покрове одновременно с надвигами формировались сдвиги, отражающие неравномерное перемещение разных скиб и покровов, а также взбросовые поля напряжений с антикарпатской и субмеридиональной ориентацией оси сжатия.

По сводным кинематическим данным общее усредненное положение оси сжатия σ_1 этого деформационного режима определено как $215 \angle 9^\circ$. Ранее при детальном изучении северо-западной части Скибового покрова [Gintov et al., 2011] были определены оси сжатия: $\sigma_1 - 47 \angle 5^\circ$ (по кинематическим данным) и $\sigma_1 - 235 \angle 11^\circ$ (по комплексным данным). Полученное положение оси сжатия достаточно хорошо согласуется с материалами изучения Румынских Восточных Карпат [Matenco et al., 1997], по которым она имеет ориентацию $241 \angle 15 \pm 15^\circ$.

В послескладчатый этап в основном происходили сбросовые деформации, при которых ось растяжения σ_3 ориентирована как в северо-восточном, так и в северо-западном направлении. Сбросовые подвижки,

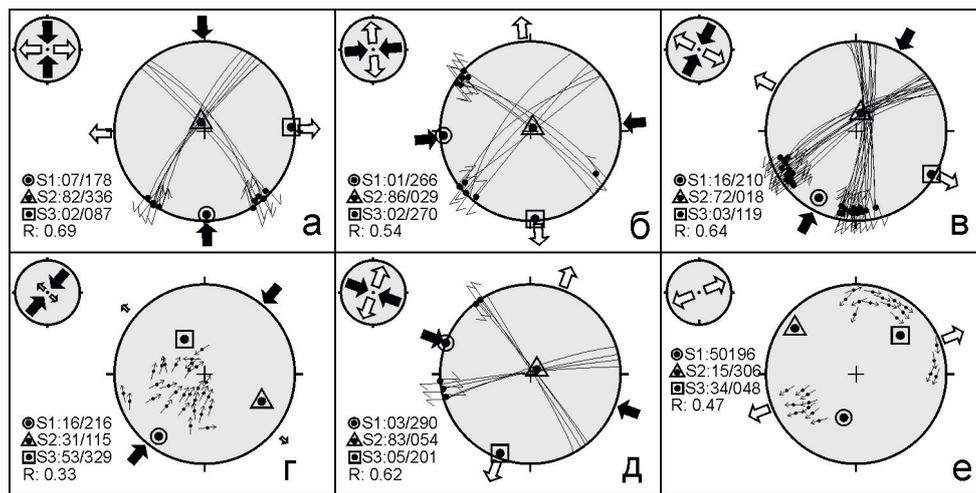


Рис. 7. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения трещиноватости и зеркал скольжения в бассейне р. Серет.

Fig. 7. Tectonophysical data interpretation results based on information collected from studies of fracturing and slickensides in the watershed area of the Seret river.

продолжающиеся и в настоящее время, происходили в основном в тех же направлениях, что и надвиговые, и были связаны с прерывистым характером перемещения скиб и покровов и с оползневыми процессами в их фронтальных частях.

Предложенный сценарий эволюции полей напряжений согласуется с региональными геодинамическими моделями для Альпийско-Карпатского региона [Roure *et al.*, 1993; Fodor *et al.*, 1999; Matenco *et al.*, 1997; Cloetingh *et al.*, 2006]. Это в основном касается также и внешних частей Карпатского орогена, где на небольшой территории сосуществуют режимы сжатия во внешних частях орогена и растяжения в форланде Украинских Карпат. Такое сочетание режимов, на наш взгляд, обусловлено развитием отступающей континентальной зоны субдукции в неогеновый период.

Анализируя напряженно-деформированные состояния по изученным пересечениям, можно обнаружить их некоторые особенности для юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов. В этой части Украинских Карпат много складок, зеркал скольжения. При обработке и интерпретации трещиноватости было установлено, что более 85–90 % трещин на участках Пистынка, Черемош, Серет являются нормальносекущими к напластованию, а в обнажениях долин р. Быстрица Надворнянская и Прут зафиксировано около 50–65 % нормальносекущих трещин и заметно возрастает количество кососекущих. Такое распределение разных типов трещин может быть связано с глубинным строением района. Залегание фундамента к северо-западу от р. Прут отмечается на глубине 13–14 км, тогда как к юго-востоку (пересечение рек Пистынка, Черемош, Серет) – 6–8 км. Эти участки названы, соответственно, Гуцульским и Бойковским

блоками [Shlapinsky, 2012].

Характер этих блоков так же хорошо объясняет распространение месторождений углеводородов [Shlapinsky, 2012]. Основные месторождения расположены в Бориславско-Покутском покрове на Бойковском блоке, который перекрыт мощным флишевым и молассовым комплексом, а с переходом на Гуцульский блок месторождения углеводородов во флишевых и молассовых отложениях исчезают. Разведано только одно относительно крупное месторождение – Лопушнянское, но оно расположено в палеозойском чехле платформы.

Сравнение трещинной структуры и полученных тектонофизических данных позволяет предположить, что в исследованном районе после сильного сжатия, особенно в Бориславско-Покутском покрове, наступило сильное растяжение. О преобладании растяжения в Бориславско-Покутском покрове свидетельствуют также результаты изучения тектонического опускания во внешней зоне Предкарпатского прогиба [Dolenko *et al.*, 1976]. Растяжение обусловило формирование густой системы открытых трещин, но из-за особенностей глубинного геологического строения не способствовало накоплению углеводородов во флишевом и молассовом комплексах юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов.

7. ВЫВОДЫ

Полевые исследования с детальным тектонофизическим изучением мезоструктур – трещин и зеркал скольжения – в юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов по пяти поперечным

пересечениям позволили восстановить региональные поля тектонических напряжений.

Комплексное использование структурно-парагенетического и кинематического анализа дало возможность определить последовательность главных деформационных процессов. Выявлены особенности полей палеонапряжений и характер напряженно-деформированного состояния юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов.

Отсутствие месторождений углеводородов в юго-восточной части обоих покровов обусловлено, скорее всего, их растяжением после надвигового процесса и

связанным с этим формированием густой системы открытых трещин, которые не способствовали здесь аккумуляции углеводородов.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

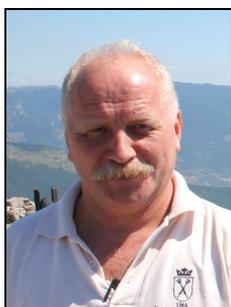
Авторы выражают благодарность главному научному сотруднику отдела тектонофизики Института геофизики имени С.И. Субботина НАН Украины профессору О.Б. Гинтову за помощь в организации полевых исследований, обсуждение работы и замечания.

9. ЛИТЕРАТУРА

- Aronsky A.A., Belichenko P.V., Gintov O.B., Murovskaya A.V., 1995a. Kinematic parameters of deformation of the upper crustal horizons of the Ukrainian Carpathians in the Miocene–Pleistocene (according to tectonophysical data). *Geo-fizicheskii Zhurnal* 17 (3), 58–68 (in Russian) [Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) // *Геофизический журнал*. 1995а. Т. 17. № 3. С. 58–68].
- Aronsky A.A., Belichenko P.V., Gintov O.B., Murovskaya A.V., 1995b. Kinematic parameters of deformation of the upper crustal horizons of the Ukrainian Carpathians in the Miocene–Pleistocene (according to tectonophysical data). *Geo-fizicheskii Zhurnal* 17 (5), 11–19 (in Russian) [Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) // *Геофизический журнал*. 1995b. Т. 17. № 5. С. 11–19].
- Aronsky A.A., Belichenko P.V., Gintov O.B., Murovskaya A.V., 1995c. Kinematic parameters of deformation of the upper crustal horizons of the Ukrainian Carpathians in the Miocene–Pleistocene (according to tectonophysical data). *Geo-fizicheskii Zhurnal* 17 (6), 43–57 (in Russian) [Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) // *Геофизический журнал*. 1995c. Т. 17. № 6. С. 43–57].
- Bubniak I.M., 2005. Tectonics of the junction zone between the East European platform and the Ukrainian Carpathians. Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geology). Institute of Geological Sciences, NAS of Ukraine, Kyiv, 21 p. (in Ukrainian) [Бубняк И.М. Тектоника зоны зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук. Київ, Україна: Інститут геологічних наук НАН, 2005 21 с.].
- Bubniak I., Bubniak A., Kilyn I., Popp I., 2001. Structural and sedimentological studies of the Dobrotiv deposits of the Carpathian foretrough (Nadvirny district). In: Proceedings of the Shevchenko Scientific Society. *Geological Collection* (5), 84–93 (in Ukrainian) [Бубняк І., Бубняк А., Кілін І., Понн І. Структурно-седиментологічні дослідження добротівських відкладів Передкарпатського прогину (район Надвірної) // *Праці наукового товариства імені Шевченка. Геологічний збірник*. 2000. V. 5. С. 84–93].
- Bubniak I., Bubniak A., Vikhot Y., Spilnyk R., 2007. Rock jointing of the flysch complex of the Ukrainian Carpathians between the Opir and Oryava rivers, and its tectonic significance. *Geodynamics* 1 (6), 4–10 (in Ukrainian) [Бубняк І., Бубняк А., Віхоть Ю., Спільник Р. Трищинуватість гірських порід флішового комплексу Українських Карпат в межиріччя Ополу та Оряви та її тектонічне значення // *Геодинаміка*. 2007. Т. 6. № 1. С. 4–10].
- Bubniak I., Vikhot Y., 2012. Tectonophysic research of flysch deposits of the Zelemianka thrust in the valleys of Kobilet and Yagystiv rivers. In: Proceedings of the Shevchenko Scientific Society. *Geological Collection* XXX, 119–130 (in Ukrainian) [Бубняк І., Віхоть Ю. Тектонофізичні дослідження флішових відкладів скиби Зелем'янки в долинах струмків Кобилець та Ягистів // *Праці НТШ: Геологічний збірник*. 2012. Т. XXX. С. 119–130].
- Ciulavu D., Dinu C., Szakacs A., Dordea D., 2000. Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania). *American Association of Petroleum Geologists* 84 (10), 1589–1615. <http://dx.doi.org/10.1306/8626BF0B-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Cloetingh S., Bada G., Matenco L., Lankreijer A., Horvath F., Dinu C., 2006. Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian-Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modeling. *Geological Society, London, Memoirs* 32, 207–221. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.12>.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications* 212, 75–100. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>.
- Dolenko G.N., Boychevskaya L.N., Kilyn I.V., 1976. Fault Tectonics of the Ukrainian Carpathian and Trans-Carpathian Foretroughs and Its Impact on the Distribution of Oil and Gas Deposits. *Naukova Dumka, Kiev*, 126 p. (in Russian) [Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Килын И.В. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1976. 126 с.].
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and

- neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. *Geological Society, London, Special Publication* 156, 295–334.
- Gintov O.B., 2001. Planetary deformations of the Earth's crust, rotation of the Earth, and movements of the lithospheric plates. *Geofizicheskiy Zhurnal* 33 (4), 69–82 (in Russian) [Гинтов О.Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // *Геофизический журнал*. 2001. Т. 23. № 4. С. 69–82].
- Gintov O.B., 2005. Field Tectonophysics and Its Application in Studies of the Earth's Crust Deformation in Ukraine. Phenix, Kiev, 572 p. (in Russian) [Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.].
- Gintov O.B., Bubniak I.M., Bubniak A.M., Vikhot Yu.M., Mychak S.V., Nakapelyukh M.V., 2013. The stress-and-strain state and the dynamics of the allochthon part of the Ukrainian Carpathian foretrough in relation to oil-and-gas-bearing capacities (according to tectonophysical data). *Geofizicheskiy Zhurnal* 35 (1), 75–87 (in Russian) [Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Бубняк А.Н., Вихоть Ю.М., Мычак С.В., Накапелюх М.В. Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным) // *Геофизический журнал*. 2013. Т. 35. № 1. С. 75–87].
- Gintov O.B., Bubniak I.M., Vikhot Yu.M., Murovskaya A.V., Nakapelyukh M.V., 2011. The evolution of the stress-and-strain state and the dynamics of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy Zhurnal* 33 (5), 17–34 (in Russian) [Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В. Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат // *Геофизический журнал*. 2011. Т. 33. № 5. С. 17–34].
- Gintov O.B., Isai V.M., 1986. Methods of morphokinematical analysis of faults. *Geofizicheskiy Zhurnal* 8 (1), 53–61 (in Russian) [Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // *Геофизический журнал*. 1986. Т. 8. № 1. С. 53–61].
- Gintov O.B., Murovskaya A.V., 2000a. Problems of the crustal dynamics of the Crimean Peninsula in the Meso-Cenozoic (tectonophysical aspect). *Geofizicheskiy Zhurnal* 22 (2), 39–60 (in Russian) [Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект) // *Геофизический журнал*. 2000а. Т. 22. № 2. С. 39–60].
- Gintov O.B., Murovskaya A.V., 2000b. Problems of the crustal dynamics of the Crimean Peninsula in the Meso-Cenozoic (tectonophysical aspect). *Geofizicheskiy Zhurnal* 22 (3), 39–49 (in Russian) [Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект) // *Геофизический журнал*. 2000b. Т. 22. № 3. С. 36–49].
- Gonchar V.V., 2007. Rheological control of accretion and nappe styles of deformation and the state of stresses of the over-subduction orogene. *Geofizicheskiy Zhurnal* 29 (6), 116–137 (in Russian) [Гончар В.В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // *Геофизический журнал*. 2007. Т. 29. № 6. С. 116–137].
- Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Geological Quarterly* 45 (2), 179–204.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316 (3–4), 255–286. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00261-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00261-9).
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S., 1997. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania). *Tectonics* 16 (6), 896–911. <http://dx.doi.org/10.1029/97TC01238>.
- Nakapelyukh M.V., Vikhot Yu.M., Bubniak I.M., 2011. The balanced cross-section of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians, the Sukil river valley. In: Modern tectonophysics. Methods and results. Proceedings of the 2nd Tectonophysical Youth Workshop, October 17–21, 2011. IPE, Moscow, V. 1, p. 187–190 (in Russian) [Накапелюх М.В., Вихоть Ю.М., Бубняк И.Н. Сбалансированный разрез Скибового покрова Украинских Карпат, долина реки Сукиль // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара, 17–21 октября 2011. Москва: ИФЗ, 2011. Т. 1. С. 187–190].
- Nemcok M., 1993. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. *Tectonophysics* 217 (1–2), 117–142. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90207-Z](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(93)90207-Z).
- Nemcok M., Hok J., Kovac P., Marko F., Coward M.P., Madaras J., Houghton J., Bezak V., 1998. Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics* 290 (1–2), 137–167. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00016-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00016-X).
- Nemcok M., Pogácsás G., Pospíšil L., 2006. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. In: Golonka J., Picha F.J. (Eds.), *The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources*. The AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, p. 743–766.
- Oszczypko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly* 50 (1), 168–194.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2009. Stages in the Magura Basin: a case study of the Polish sector (Western Carpathians). *Geodinamica Acta* 22 (1–3), 83–100. <http://dx.doi.org/10.3166/ga.22.83-100>.
- Patalakha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P., 2003. Elements of the Carpathians Geodynamics. In: Forecast of Hydrocarbons and Seismic Hazards. ЕКМО, Kiev, 151 p. (in Russian) [Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат // Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: ЭКМО, 2003. 151 с.].
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R., 1993a.

- The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* 226 (1–4), 471–483. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90133-5](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(93)90133-5).
- Ratschbacher L., Linzer H. G., Moser F., Strusievcz R.O., Bedelea H., Har N., Mogos P.A., 1993b. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. *Tectonics* 12 (4), 855–873. <http://dx.doi.org/10.1029/93TC00232>.
- Roure F., Roca E., Sassi W., 1993. The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland / fold-and-thrust belt system. *Sedimentary Geology* 86 (1–2), 177–201. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90139-V](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(93)90139-V).
- Shlapinsky V.E., 2012. Some aspects of the Ukrainian Carpathian tectonics. In: Proceedings of the Shevchenko Scientific Society. *Geological Collection XXX*, 48–67 (in Ukrainian) [Шлапінський В.Є. Деякі питання тектоніки Українських Карпат // Праці наукового товариства імені Шевченка: Геологічний збірник. 2012. Т. XXX. С. 48–67].
- Vikhot Yu., Bubniak I., 2011. Stress fields in the flysch strata of the Orivska, Skolivska and Parashka thrusts (by researches in the basin of the Sukil river). *Geodynamics* 1 (10), 75–82 (in Ukrainian) [Вихоть Ю., Бубняк І. Поля напружень у флішовій товщі скиб Орівської, Сколівської та Парашки (за дослідженнями у басейні ріки Сукіль) // Геодинаміка. 2011. Т. 10. № 1. С. 5–82].
- Vikhot Yu.M., Bubniak I.M., Nakapelyukh M.V., 2011. Results of tectonophysical studies of flysch deposits of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians in the valley of the Bystrytsia Nadvornianskaya river. *Geological Journal, NAS of Ukraine* (2), 72–80 (in Ukrainian) [Вихоть Ю.М., Бубняк І.М., Накапелюх М.В. Результати тектонофізичних досліджень флішової товщі Скибового покриву Українських Карпат у долині р. Бистриця Надвірнянська // Геолічний журнал. 2011. № 2. С. 72–80].
- Zuchiewicz W., Bubniak I.M., Rauch M., 1997. Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowzmi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukrainskich. *Przeglad Geologiczny* 45 (4), 408–413.



Бубняк Игорь Николаевич, канд. геол. наук, доцент
Львовский национальный университет имени Ивана Франко, геологический факультет
79005, Львов, ул. Грушевского, 4, Украина
✉ e-mail: ibubniak@yahoo.com

Bubniak, Igor M., Candidate of Geological Sciences, Associate Professor
Department of Geology, Ivan Franko National University of Lviv
4 Grushevsky Street, Lviv 79005, Ukraine
✉ e-mail: ibubniak@yahoo.com



Вихоть Юрий Михайлович, канд. геол. наук
Львовский национальный университет имени Ивана Франко, геологический факультет
79005, Львов, ул. Грушевского, 4, Украина
e-mail: yuvik@ukr.net

Vikhot, Yury M., Candidate of Geological Sciences
Department of Geology, Ivan Franko National University of Lviv
4 Grushevsky Street, Lviv 79005, Ukraine
e-mail: yuvik@ukr.net



Накапелюх Михаил Владимирович, аспирант
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
03680, Киев, пр. Палладина, 32, Украина
e-mail: nmsol@ukr.net

Nakapelukh, Mykhail V., PhD Student
S.I. Subbotin Institute of Geophysics, NAS of Ukraine
32 Palladin Av., Kyiv 03680, Ukraine
e-mail: nmsol@ukr.net



THE POST-SEDIMENTARY CHARACTER OF DEVELOPMENT OF INTRAPLATE DISLOCATIONS AS A REFLECTION OF IMPULSIVENESS OF DEFORMATION PROCESSES

V. I. Popkov

Kuban State University, Krasnodar, Russia

Abstract: The available data on well-studied areas of the Turan platform (as an example) are reviewed and analyzed to reveal the role of con-sedimentation and post-sedimentation tectonic movements in formation of dislocations of the sedimentary cover. At the background of the long-term (tens and hundreds of million years) quiet evolution of the territory under study, short-term intervals are distinguished, which duration amounts to the first millions of years (typically manifested in one or two stratigraphic layers); in such time intervals, tectonic movements were dramatically boosted and accompanied by land uplifting, sea regression, erosion of sediments accumulated earlier and manifestation of deformation processes.

The paleotectonic reconstructions show that during such 'revolutionary' stages, large tectonic elements occurred along with local uplifts that added to their complexity. In the region under study, the Pre-Jurassic, Pre-Cretaceous (Late Okoma), Pre-Danish and the Pre-Middle Miocene gaps in sedimentation are studied in detail. It is shown that only during the above four periods of sedimentation gaps and accompanying erosion-denudation processes, the regional structures gained from 50 to 80% of their current amplitudes at the bottom of the cover, and the Pre-Danish and Pre-Middle Miocene washout periods were most important.

Local uplift also developed impulsively and primarily due to the post-sedimentation movements. Cross-sections of anticlines studied in detail (Figures 1 to 3) are discussed as examples that clearly show the increase of erosional shearing of the sediments accumulated earlier towards domes of uplifts without any con-sedimentation decrease of their thicknesses. During these periods of the geologic history, regardless of their short duration, folded dislocation gained up to 65–90% of their current amplitudes. The periods of activation were separated by long relatively quiescent tectonic periods with the gradually slowing down growth of anticlines to complete cessation.

Dislocations in other regions, such as the Azov Sea (Fig. 4), the Dnieper-Donets basin, Donbas, etc. were formed under a similar scenario.

Impulsiveness of tectonic processes is well illustrated by events that recently took place at the Taman peninsula. In 2011, the sea bottom uplifted dramatically along the coastal line of the Azov Sea and formed a new land segment (Figures 5 to 8). The vertical movement amplitude amounted to minimum 5 metres. This new structure formation was due to a short-term renewal of growth of the Kamenny Cape. After the short-term activation of tectonic movements, the period of tectonic quiescence is in place, and the majority of the uplift has been destroyed by marine erosion.

Impulsiveness of tectonic movements may be caused by the tangential stress that periodically puts an impact on the lithospheric plates. Horizontal tectonic movement and associated stresses can lead to both interplate and intraplate deformations.

Key words: dislocations, sedimentation gaps, tectonic impulses, stress release.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Popkov V.I. 2013. The post-sedimentary character of development of intraplate dislocations as a reflection of impulsiveness of deformation processes. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 327–339. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0104.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИМПУЛЬСИВНОСТИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

В. И. Попков

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Аннотация: На примере хорошо изученных районов Туранской платформы проанализирована роль конседиментационных и постседиментационных тектонических движений в формировании дислокаций осадочного чехла. На фоне длительного (десяtkи и сотни миллионов лет) спокойного эволюционного развития территории выделяются короткие интервалы, продолжительностью в первые миллионы лет (обычно в объеме одного – двух стратиграфических ярусов), когда происходит резкая активизация тектонических движений, сопровождающаяся воздыманием территории, регрессией моря, размывом накопившихся ранее отложений и проявлением деформационных процессов.

Выполненные палеотектонические реконструкции показали, что именно в эти «революционные» этапы происходит заложение крупных тектонических элементов и осложняющих их локальных поднятий. Детально исследованы предъюрский, предмеловой (преднеокомский), преддатский и предсреднемиоценовый региональные перерывы в осадконакоплении. Показано, что только за время этих четырех перерывов в седиментации и сопровождавших их эрозионно-денудационных процессов региональные структуры набирали от 50 до 80 % современной амплитуды по подошве чехла, а наиболее значимыми являются преддатский и предсреднемиоценовый размывы.

Локальные поднятия развивались так же импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений. В качестве примера приведены разрезы по детально изученным антиклиналям (рис. 1–3), на которых хорошо видно нарастание величины эрозионного срезания накопившихся ранее отложений к сводам поднятий без конседиментационного уменьшения их мощности. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, складчатые дислокации набирают до 65–90 % современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются длительные паузы относительного тектонического покоя с постепенным замедлением, вплоть до полного прекращения роста антиклиналей.

По аналогичному сценарию формируются дислокации и в других регионах, например в Азовском море (рис. 4), Днепровско-Донецкой впадине, Донбассе и т.д.

Наглядной иллюстрацией импульсивности тектонических процессов могут быть события, произошедшие недавно на Таманском полуострове. Здесь в 2011 г. в течение одного – двух месяцев в прибрежной полосе Азовского моря произошло резкое воздымание морского дна с появлением новообразованной суши (рис. 5–8). Амплитуда вертикальных движений составила не менее 5 м. Образование структуры обусловлено кратковременным возобновлением роста антиклиналей мыса Каменный. После кратковременной активизации движений наступила пауза тектонического покоя, и к настоящему времени большая часть поднятия уничтожена морской эрозией.

Причиной импульсивности тектонических движений может быть тангенциальный стресс, которому периодически подвергаются литосферные плиты. Горизонтальные тектонические движения и возникающие при этом напряжения способны приводить к формированию как межплитных, так и внутриплитных деформаций.

Ключевые слова: дислокации, перерывы в осадконакоплении, тектонические импульсы, разрядка напряжений.

1. ВВЕДЕНИЕ

Импульсивному характеру развития структур земной коры посвящено достаточно большое количество работ, в числе которых в первую очередь следует упомянуть статьи таких выдающихся отечественных ученых-академиков, как М.А. Усов [Usov, 1945] и В.Е. Хаин [Khain, 1950], выделивших в истории развития Земли революционные моменты – фазы тектогенеза, геодинамические циклы, отражающие непрерывно-прерывистое развитие деформаций. В одной из относительно недавних статей В.Е. Хаин и М.А. Гончаров выделили циклы различного ранга. Характеризуя циклы 4-го ранга, они пишут: «Таковыми циклами являются

отдельные фазы складчатых и надвиговых деформаций в совокупности с более «спокойными» промежутками между ними. Эта цикличность отражает непрерывно-прерывистое развитие деформаций, на которое уже давно обращал внимание один из авторов данной статьи – В.Е. Хаин» [Khain, Goncharov, 2006, p. 15].

В настоящей работе автор пытается показать, что же представляют собой «революционные» этапы развития деформаций, осложняющих чехол платформ, которые в соответствии с классическими канонами тектоники литосферных плит считались достаточно пассивными.

Импульсивный характер формирования современных и новейших складчатых и разрывных дислокаций,

обусловленный чередованием более продолжительных периодов накопления напряжений и кратковременными импульсами их разрядки, доступен непосредственному наблюдению при проявлении изменений в ландшафте земной поверхности или сопровождающих их природных геологических катаклизмов (землетрясения, вулканические, в том числе грязевулканические, извержения, миграция флюидов, формирование гидрохимических и гидродинамических аномалий и т.д.).

Более древние тектонические движения запечатлены в мощностях и фациях отложений, перерывах в осадконакоплении, стратиграфических и угловых несогласиях, а также морфологии самих дислокаций. При изучении истории формирования погребенных дислокаций, как правило, используют анализ фаций и мощностей. Гораздо реже уделяют внимание перерывам в осадконакоплении и сопровождающим их эрозионно-денудационным процессам. Более того, в методических руководствах по палеотектоническому анализу рекомендуется заключать их внутрь изучаемых интервалов разреза. Отсюда вполне закономерен последующий ошибочный вывод о преобладании конседиментационных тектонических движений при формировании дислокаций, их длительном характере.

Очевидно то, что сохранившаяся в разрезе мощность отложений есть алгебраическая сумма всех движений: нисходящих, сопровождавшихся их накоплением, и восходящих, когда территория выходила из-под уровня моря, а накопившиеся ранее отложения подвергались размыву, проявлявшемуся с различной интенсивностью как на региональном, так на и локальном уровне. Несомненно обратная зависимость получаемой скорости тектонических движений от интервала усреднения: чем шире по продолжительности возрастные интервалы, тем большее количество размывов может быть в них заключено, тем меньшую скорость движений мы получим в итоге. Соответственно снижается и достоверность наших выводов.

2. ОЦЕНКА РОЛИ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ДИСЛОКАЦИЙ

Наиболее детально данная проблема рассмотрена на примере хорошо изученных районов Туранской плиты, таких как Южно-Мангышлакский прогиб, Центрально-Мангышлакская система дислокаций, Бузачинский свод [Dmitriev et al., 1979; Popkov, 2004, 2012a, 2012b, 2012c, 2012d; Popkov, Nugmanov, 1983]. Для изучения роли и количественного соотношения конседиментационных и постседиментационных движений в формировании структурного плана платформенного чехла были выбраны основные региональные перерывы в осадконакоплении: предъюрский, предмеловой, преддатский и предсреднемиоценовый. При этом была проанализирована история формирования

как крупных тектонических структур, так и осложняющих их локальных поднятий.

Так, заложение Южно-Мангышлакского прогиба произошло в конце позднего триаса в результате проявления раннекиммерийской фазы складчатости, сформировавшей складчато-надвиговые сооружения Центрального Мангышлака и Туаркыра. Наибольшему размыву триасовые отложения подверглись в пределах его северного и южного бортов. И если в пределах северного борта новый цикл осадконакопления начался в позднем лейасе, то Аксу-Кендырлинская зона (южный борт) в устойчивое погружение была вовлечена лишь в ааленский век [Dmitriev et al., 1979]. К этому времени в пределах прилегающей к ней с севера Жазгурлинской депрессии было накоплено более 240 м осадков, что составляет 15 % от современной разницы в их гипсометрии по подошве платформенного чехла.

Важную роль сыграл раннекиммерийский этап складчатости в формировании локальных поднятий, приуроченных к фронтальным частям надвигов, набравшим основную свою амплитуду за счет предъюрского эрозионного среза [Popkov, 1985]. В качестве примера можно привести Южно-Жетыбайское и Северо-Ракушечное поднятия.

Анализ мощностей карбонатной пачки среднего и не затронутой размывом вулканогенно-терригенной толщи верхнего триаса Южного Жетыбая свидетельствует о постепенном моноклинальном нарастании их мощности в северо-восточном направлении. Наблюдаемое сокращение в своде складки верхней части триасового разреза при сохранении толщины не затронутых последующим размывом слагающих его пачек (рис. 1, а), совершенно однозначно указывает на постседиментационный характер деформаций. Амплитуда поднятия, набранная за этот короткий промежуток времени, оценивается в 400 м, что составляет 90 % от современной амплитуды Южно-Жетыбайской антиклинали. В ранне- и среднеюрское время складка развивается конседиментационно с постепенным замедлением и последующим прекращением роста в более поздние эпохи.

Аналогичная ситуация отмечается и для Северо-Ракушечного поднятия (рис. 1, б). Здесь амплитуда структуры, набранная за счет предъюрского размыва, составила 100 м (75 % от современной амплитуды поднятия). На долю последующего преимущественно конседиментационного уменьшения мощностей в своде антиклинали приходится лишь 40 м.

Сходная закономерность в развитии наблюдается и для других антиклиналей данного класса: Актас, Тукркменной, Бектурлы, Северо-Западный Жетыбай, Западный Карамандыбас, Парсумурун и др. [Popkov, Nugmanov, 1983].

Одна из активных фаз тектогенеза в пределах Туранской плиты приурочена к границе юрского и мелового периодов. В этот момент начинают формироваться многие тектонические элементы II порядка Южно-

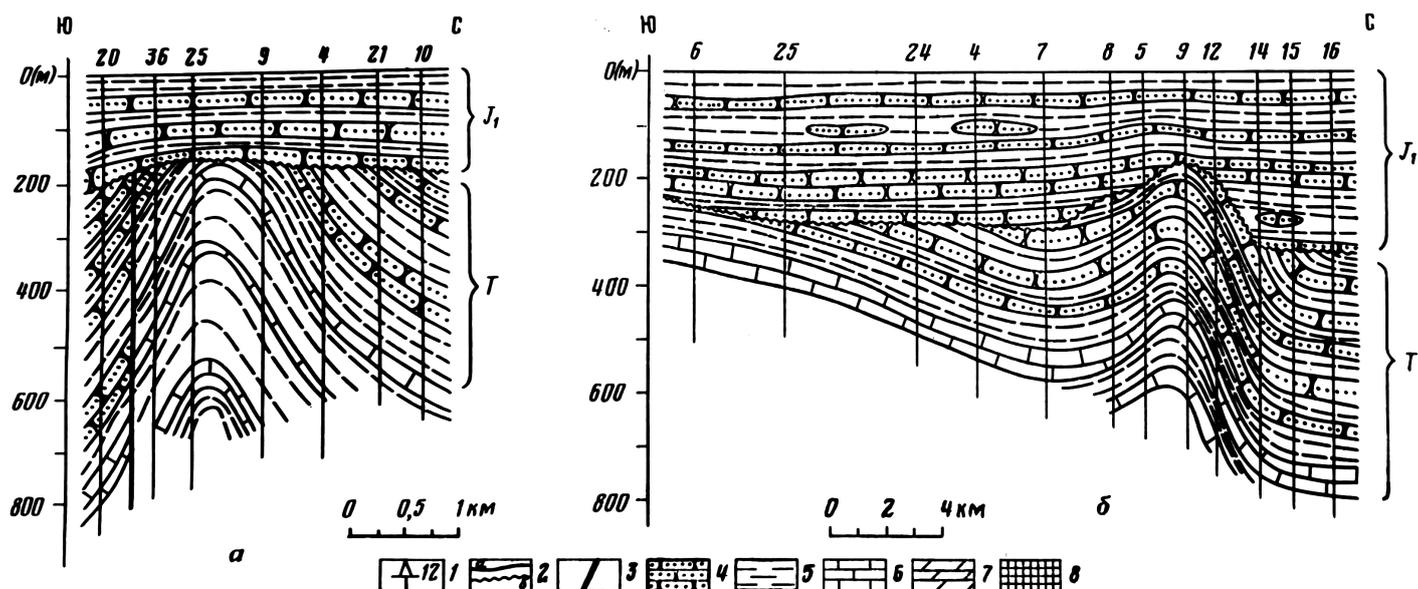


Рис. 1. Южно-Жетыбайское (а) и Северо-Ракушечное (б) поднятия.

Палеотектонические профили к началу ааленского века, иллюстрирующие постседиментационный характер развития дислокаций [Popkov, Nugmanov, 1983]. 1 – скважины; 2 – стратиграфические границы: а – согласные, б – несогласные; 3 – разрывы; 4 – песчаники, алевролиты; 5 – глины, аргиллиты; 6 – известняки; 7 – мергели; 8 – писчий мел.

Fig 1. The Southern Zhetysay (a) and Northern Rakushechnoe (b) uplifts.

Paleotectonic profiles by the start of the Aalenian, which illustrate the post-sedimentation character of dislocations, according to [Popkov, Nugmanov, 1983]. 1 – boreholes; 2 – stratigraphic boundaries: a – concordant, б – non-concordant; 3 – fractures; 4 – sandstones, siltstones; 5 – clays, mudstones; 6 – limestone; 7 – marl; 8 – chalk.

Мангышлакского прогиба [Dmitriev et al., 1979]. Наиболее ощутимым предваланжинский размыв был в районе Аксу-Кендырлинской ступени, где эрозией уничтожены кимеридж-титонские отложения и верхи оксфорда (не менее 200 м, или 13 % разницы в современной гипсометрии относительно сопредельной Жазгурлинской депрессии).

Дифференциация восходящих тектонических движений в пределах других структурных элементов Южно-Мангышлакского прогиба и, соответственно, величина предваланжинского эрозионного среза были менее значительными и не сыграли заметной роли в их обособлении. В то же время с этой фазой тектонической активности связано образование крупных складчато-надвиговых дислокаций Жетыбай-Узеньской ступени [Popkov, 1985, 1990]: Узень-Карамандыбасской, Жетыбайской, Тенге-Тасбулатской. Наиболее интенсивно предваланжинский размыв проявился в пределах Узень-Карамандыбасской структуры, набравшей в этот кратковременный промежуток времени 21 % своей амплитуды. В своде Узеньского поднятия размывом уничтожены кимеридж-титонские и частично оксфордские отложения с образованием обращенного рельефа (рис. 2, б, 3, б).

Детальная послонная корреляция верхнеюрских отложений показывает, что аналогичное явление наблюдается и в пределах Жетыбайского и Тенге-Тасбулат-

ского валов [Popkov, Nugmanov, 1983].

Весьма важное значение в формировании структурного облика запада Туранской плиты сыграл предатский размыв. К примеру, корреляция разрезов различных структурных зон Южно-Мангышлакского прогиба свидетельствует о том, что изменение мощностей подстилающего глинисто-карбонатного турон-маастрихтского комплекса, обусловленное конседиментационными движениями, не превышает первых десятков метров, в то время как величина последующего эрозионного среза достигает 300 м. Последнее обусловило дифференциацию крупных структурных элементов Южно-Мангышлакского прогиба с набором от 8 до 32 % от их современной разницы в гипсометрии по подошве платформенного чехла.

Не меньшее значение этот размыв имел и для антиклинальных структур. Так, к примеру, Узень-Карамандыбасский вал набирает в это время около 20 % своей амплитуды (рис. 3, а).

Еще большую роль сыграл предсреднемиоценовый размыв [Popkov, 2004], за счет которого некоторые структурные элементы Южно-Мангышлакского прогиба получили прирост амплитуды до 80%! По сути, в этот короткий промежуток времени был сформирован современный структурный облик прогиба.

Развитие атиклиналей его северного борта также происходит по намечившемуся ранее плану: интенсив-

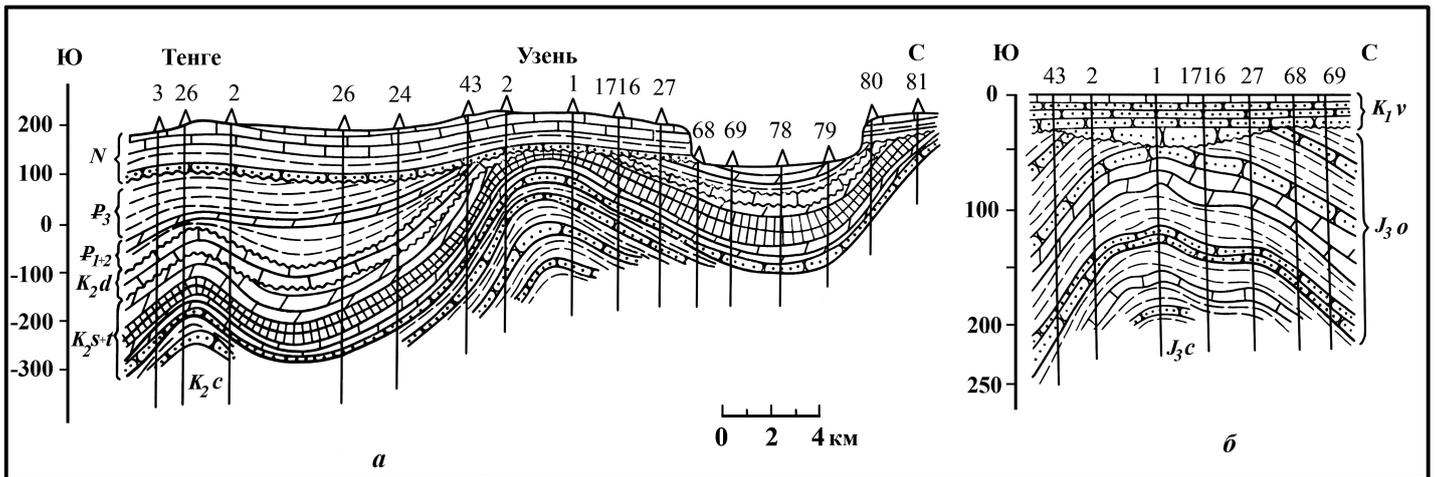


Рис. 2. Узень.

Поперечные разрезы, иллюстрирующие постседиментационный характер развития дислокаций [Popkov, Nugmanov, 1983]: а — современный, б — к началу готеривского века. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 2. Uzen.

Cross-sections illustrating the post-sedimentation character of dislocations, according to [Popkov, Nugmanov, 1983]: а – contemporaneous; б – by the start of the Hauterivian. See symbols in Fig. 1.

ность размыва возрастает здесь в северном направлении, по мере приближения к Центральному Мангышлаку, где этот процесс проявился еще в более резкой форме [Schlesinger, 1965], и к востоку, как и в предмеловое время (рис. 2, а, 3, а). В количественном выражении суммарная амплитуда, набранная в периоды предмелового, преддатского и предсреднемиоценового размывов, составляет для Узень-Карамандыбасского вала – 70 %, Жетыбайского – 60 %, Тенге-Тасбулатского – 70 %.

Платформенный чехол Центрально-Мангышлакской системы дислокаций начинает формироваться в конце ранней юры. Последующее погружение было слабодифференцированным, что запечатлено в мощностях отложений, не подвергшихся последующим размывам. Резкие колебания мощностей отложений здесь также обусловлены различной величиной эрозионных срезов, прежде всего таких, как предмеловой, предсреднемиоценовый и предверхнеплиоценовый [Schlesinger, 1965]. В эти кратковременные моменты тектонические движения резко активизировались, причем их величина на единицу времени по сравнению с периодами погружения увеличивалась в десятки раз. Интенсивность восходящих движений и, как следствие, размыв накопившихся ранее отложений максимального значения достигали в пределах современных поднятий, а минимального – в зонах прогибов.

Так, например, анализ величины предсреднемиоценового среза, выполненный А.Е. Шлезингером [Schlesinger, 1965], показал, что современный структурный план рассматриваемой территории на 80–90 % создан восходящими тектоническими движениями, приуро-

ченными к данному рубежу повышенной тектонической активности. Конседиментационным тектоническим движениям принадлежит, по мнению данного исследователя, не более 10 % в формировании платформенной структуры Центрально-Мангышлакской системы дислокаций.

Не менее важное значение восходящие тектонические движения имели в формировании структуры Бузачинского полуострова, где интенсивность размыва близка к таковой в районе Центрального Мангышлака. Анализ мощностей и фаций показывает, что Северо-Бузачинский свод и осложняющие его локальные поднятия (Каражанбасское, Каламкаское, Жаманорпинское и др.) набрали не менее 60–70 % амплитуды за счет восходящих тектонических движений. Периоды региональных перерывов в осадконакоплении здесь приурочены к тем же временным интервалам, что и на Мангышлаке [Popkov, Eldarov, 1988].

Приведенные выше материалы позволяют говорить о том, что в формировании регионального структурного облика запада Туранской плиты восходящие тектонические движения и сопровождающие их эрозионные процессы имеют гораздо более важное значение, чем нисходящие (конседиментационные). Только за время четырех перерывов в осадконакоплении (предюрский, предмеловой, преддатский и предсреднемиоценовый) и сопровождавших их эрозионно-денудационных процессов региональные структуры набирают от 50 до 80 % современной амплитуды по подошве чехла.

Локальные поднятия развивались так же импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений. На приведенных выше разрезах хо-

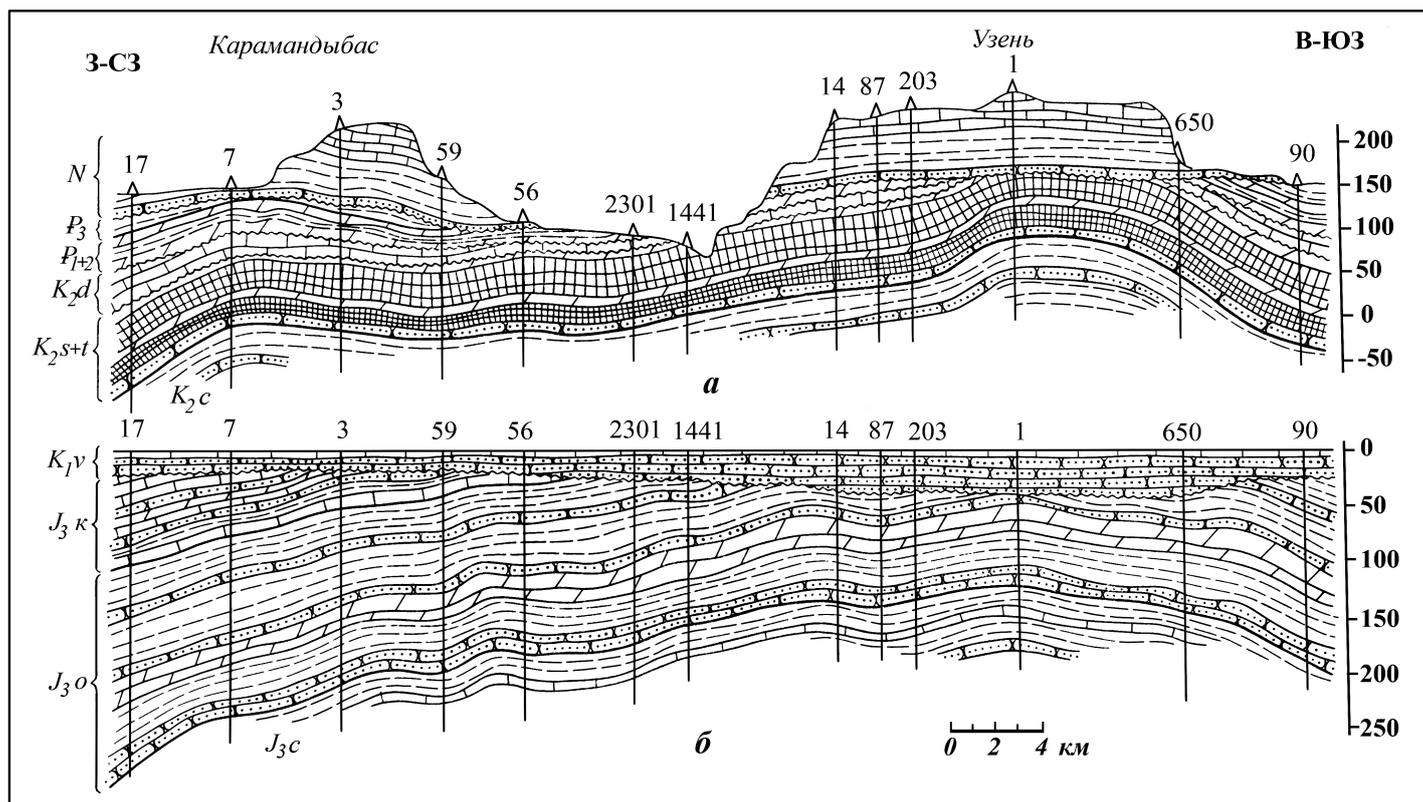


Рис. 3. Узень-Карамандыбасский вал.

Продольные разрезы, иллюстрирующие постседиментационный характер развития дислокаций [Popkov, Nugmanov, 1983]: а — современный, б — к началу готеривского века. Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 3. The Uzen-Karamandybass embankment.

Longitudinal cross-sections illustrating the post-sedimentation character of dislocations, according to [Popkov, Nugmanov, 1983]: а – contemporary; б – by the start of the Hauterivian. See symbols in Fig. 1.

рошо видно нарастание величины эрозионного среза накопившихся ранее отложений к сводам поднятий без конседиментационного уменьшения их мощности. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, обычно не более яруса (века), складчатые дислокации набирают до 65–90 % современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются длительные паузы относительного тектонического покоя с постепенным замедлением, вплоть до полного прекращения роста поднятий и, соответственно, подвижек по надвигам. При этом складчатые дислокации различного времени заложения развивались по-разному. Для дислокаций, заложившихся в предюрское время, выделяется один решающий размыв – предюрский, во время которого они набирают основной процент своей амплитуды (до 90 %). В последующем они постепенно завершают свой рост. Для структур предмелового заложения характерно проявление нескольких импульсов роста, сопровождавшихся восходящими подвижками и размывом. Интенсивность их ниже предюрского, но в сумме они имеют близкое с ним значение [Popkov, Nug-

manov, 1983].

Приведенные выше оценки могут быть только увеличены, поскольку число перерывов в осадконакоплении для запада Туранской плиты начиная с юрского времени достигает двадцати шести [Benenson, Morozov, 1976; Popkov, 2004].

Аналогичные результаты получены и по другим регионам. Так, например, при изучении дислокаций дна Азовского моря было установлено, что их формирование имело также импульсивный, прерывистый характер. Наиболее заметными являлись предпалеогеновый, предмайкопский и предтортонский импульсы, во время которых территория испытывала осушение и происходил размыв накопившихся ранее отложений, в максимальной степени проявившийся во фронтальных частях аллохтонных структур (рис. 4). Многие дислокации дна Азовского моря активны в новейшее время, что подтверждается проявлением грязевого вулканизма, наличием в осадочном чехле тектонической брекчированности, АВПД, температурных и гидрогеохимических аномалий, приуроченностью к некоторым из них очагов местных землетрясений [Popkov, 2009].

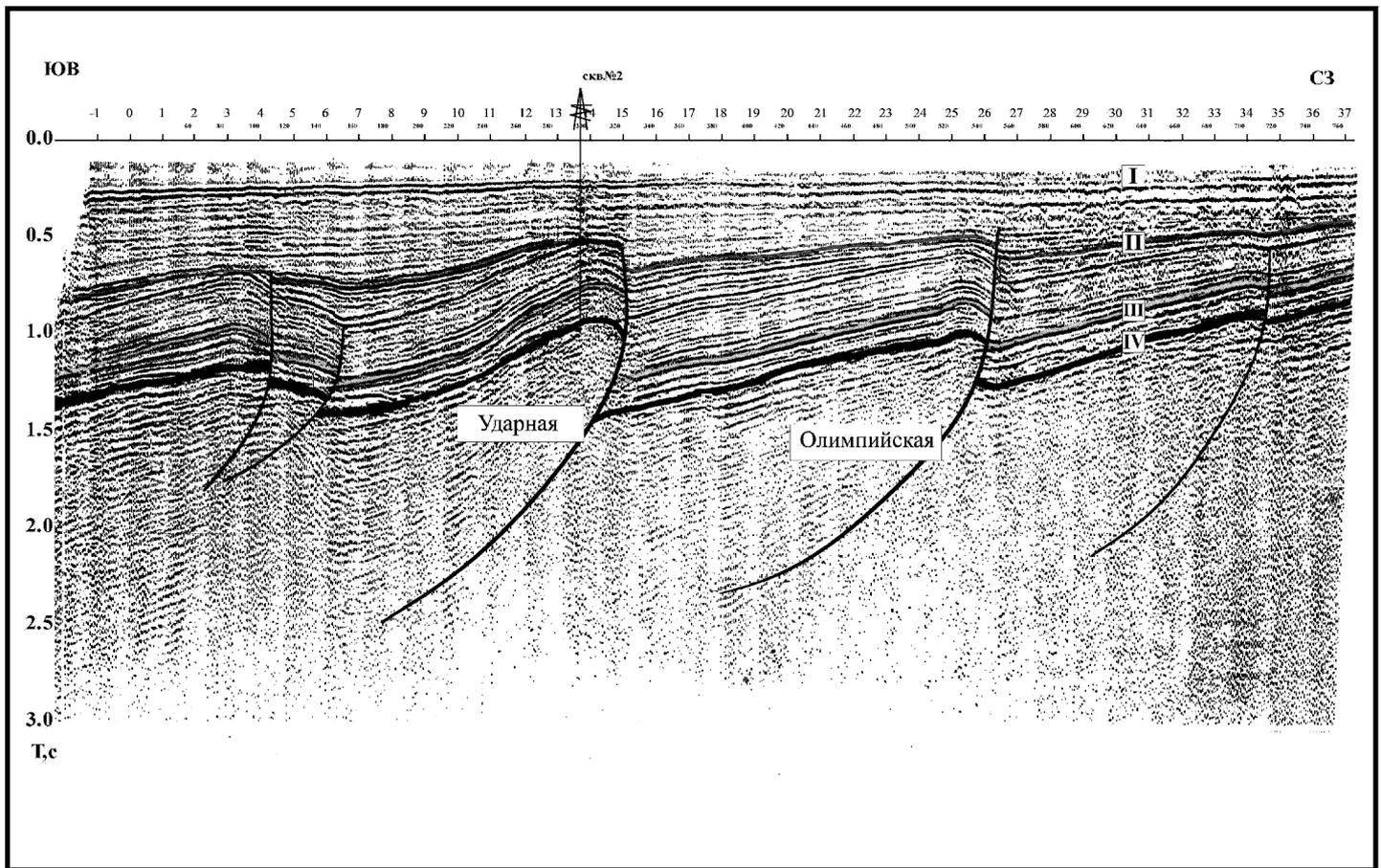


Рис. 4. Дислокации дна Азовского моря [Popkov, 2009].

Четко видно стратиграфическое срезание толщ, залегающих ниже горизонта II, при сохранении толщин отложений, не затронутых размывом. Стратификация отражающих горизонтов: I – в кровле майкопской серии, II – в подошве олигоцена, III – в кровле верхнего мела, IV – в подошве верхнего мела.

Fig. 4. Dislocations at the bottom of the Azov Sea, according to [Popkov, 2009].

Clearly visible is stratigraphic shearing of the beds below horizon II, while the thickness of sediments, that were not impacted by the wash-out, remains the same. Stratification of reflection horizons: I – at the top of the Maikop series, II – at the Oligocene base, III – at the Upper Cretaceous top, IV – at the Upper Cretaceous base.

Прекрасным примером импульсивности тектонических движений могут служить события, произошедшие летом 2011 г. на Таманском полуострове [Popkov et al., 2012, 2013; Popkov, 2012a, 2012b, 2012c, 2012d]. Так, 19 июля 2011 г. при выполнении исследований в районе м. Каменного выявлено высокоамплитудное неотектоническое поднятие участка дна Азовского моря с захватом береговой полосы. Длина поднятия составляет 435 м. Ширина сохранившегося от абразии обнажившегося морского дна 50 м. Поверхность новообразованной суши выпуклой формы (рис. 5).

Наибольшая высотная отметка обнажившегося морского дна на абразионной кромке достигает +2.60 м. Эта отметка снята по коренному дну и не учитывает мощность смытого эрозией слоя неконсолидированных голоценовых осадков. Точная глубина моря в этом месте до поднятия измерена не была. По аналогии со

смежными участками ориентировочно она составляла 1.5–2.0 м. С учетом смытого слоя осадков в +0.4 м и уровня моря, максимальная амплитуда поднятия в пределах площади сохранившегося от морской абразии обнажившегося морского дна составляет более +4.5 м. Эпицентр поднятия проецируется далее в морскую часть, где его амплитуда должна составлять минимум +5 м. Данная оценка максимальной амплитуды воздымания является минимальной.

Обнажившиеся коренные породы представлены глинами – серыми и зеленовато-серыми с частыми прослоями мергелей. В ядре брахискладки выходят отложения панагийской свиты (сармат), на крыльях – холоднодолиновской свиты (мэотис). Залегание пород крутопадающее (рис. 6). Поверхность поднятия осложнена единичными субвертикальными уступами взбросового типа высотой до 0.5 м, вытянутыми субпарал-



Рис. 5. Участок новообразованной суши м. Каменного.

Вид поднятия с запада на восток. Отчетливо видно, что складка уходит под старый береговой уступ.

Fig. 5. The newly formed land segment at the Kamenny Cape.

View of the uplift from west to east. Clearly visible is the fold going underneath the old coastal cliff.

лельно длинной оси складки, и диагональными сдвигами с амплитудой смещения до 1 м. Топографическое поднятие в плане совпадает с брахиантиклиналью мыса Каменного.

Рост антиклинали вызвал образование оползневого цирка на береговом обрыве размером около 800 м с поражением гравитационными дислокациями всего склона. Размеры отдельных оползневых тел достигают десятков метров, а амплитуда смещения в стенках отрыва 3–4 м. Оползни привели к горизонтальному смещению грунтовых дорог на склоне, их разрыву с образованием вертикальных уступов, а также перекосу одной колеи дороги относительно другой до 1 м.

Выполненные на подводном продолжении поднятия площадные гидролокации бокового обзора с эхолотированием, а также профильное сейсмоакустическое профилирование убедительно подтверждают складчатую, не грязевулканическую, природу дислокаций (рис. 7). На сейсмических разрезах отчетливо фиксируются аномалии (потеря сейсмоакустического сигнала),

связанные с миграцией глубинных флюидов.

Очаг флюидизации субизометричной формы с радиально расходящимися тектоническими нарушениями расположен на северо-восточном крыле антиклинали и находится на линии между двумя выявленными грязевыми вулканами м. Каменного (морского и сухопутного). Его можно интерпретировать как зарождающийся (или несостоявшийся) грязевой вулкан. Потеря сигнала приурочена также к осевой части антиклинали. Флюидизация разреза подтверждается высокими значениями эманации из недр радона, замеренными на поднятии (до 60 000 Бк/м³ в подпочвенном воздухе).

Реконструкция полей напряжений по стандартной методике указывает на компрессионную природу поднятия, возникшего в результате тангенциального тектонического сжатия и выжимания сравнительно пластичных неогеновых глин. Основное направление оси сжатия (σ_1) при формировании антиклинальной складки ориентировано в северо-западном (антикавказском)



Рис. 6. Абразионный береговой уступ поднятия.

Породы, слагающие складку, залегают под большими углами.

Fig. 6. The abrasion coastal uplifted cliff.

The rocks comprising the fold are dipped at large angles.

направлении и отвечает общей геодинамической обстановке развития периклинального замыкания кавказских структур.

Точное время образования рассматриваемого объекта установить не удалось. Опрос жителей соседней станицы позволяет предположить, что новообразованная суша появилась в апреле – июне 2011 г. Некоторые рыбаки утверждают, что море ушло здесь в течение одной ночи, в результате чего оставленные накануне рыбацкие сети оказались на суше. Но если даже допустить, что этот процесс был растянут на два – три месяца, все равно скорость воздымания является чрезвычайно высокой.

Таким образом, выявленная новообразованная геологическая структура имеет явно тектоническое происхождение и служит индикатором высокой активизации тектонических процессов в регионе. Ее образование обусловлено тангенциальными тектоническими напряжениями, ответственными за формирование современного структурного облика Тамани. Разрядка

возникающих тектонических напряжений выразилась в данном случае в пластической деформации компетентных глин, слагающих геологический разрез Таманского полуострова. Сопровождается она обычно сейсмическими толчками [Popkov, 2012a, 2012b, 2012c, 2012d].

На вероятность последних указывает развитие на береговом склоне обширного оползневой цирка (рис. 8), а также аномально высокая (катастрофическая) скорость роста поднятия. Тем не менее данные о сейсмических событиях лета 2011 г. в этом регионе отсутствуют. Не отмечалась и активизация грязевых вулканов, образующих вулканический очаг в районе м. Каменного и у периодически проявляющего себя грязевого вулкана м. Пекла, находящегося в 5 км восточнее. Возможно, здесь может идти речь о так называемом «медленном землетрясении».

Новообразованная суша продолжает существовать и в настоящее время после двух сезонов зимних штормов, однако в результате деятельности моря площадь ее сократилась более чем наполовину. На поверхности поднятия эрозией стерты следы внутренней структуры слагающих его отложений, активно развивается растительный покров. Оползневые процессы на склоне приостановились, налицо следы «дрыхления» оползневых тел. Все это говорит о том, что антиклиналь вступила в фазу тектонического покоя.

Примеров, иллюстрирующих приоритетность кратковременных по продолжительности постседиментационных тектонических движений в формировании дислокаций, можно привести большое количество. К подобному выводу неизбежно приходят и другие исследователи, которые предпринимали попытки оценить роль кон- и постседиментационных тектонических движений в других регионах [Benenson, Morozov 1976; Vorobyev, Voronoy, 1966; Kabyshev, 1972; Chirvinskaya, 1964], что позволяет говорить о достаточно универсальном характере данного явления.

3. О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ИМПУЛЬСИВНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

На протяжении длительного времени считалось, что формирование дислокаций в чехле платформ связано с медленными вертикальными движениями земной коры, носящими колебательный характер. Соответственно роль горизонтальных движений в существовавших моделях складкообразования не рассматривалась. Важным результатом, проливающим свет на происхождение и механизм формирования внутриплитных дислокаций, явилось установление их генетической взаимосвязи с надвигами [Kamaletdinov et al., 1981; Popkov, 1985, 1991]. При этом было показано, что надвиги являются первичными, а антиклинали вторичными. Существование аллохтонных структур доказано не только в окраинных, но и во внутренних районах молодых и древних платформ, а также океаниче-

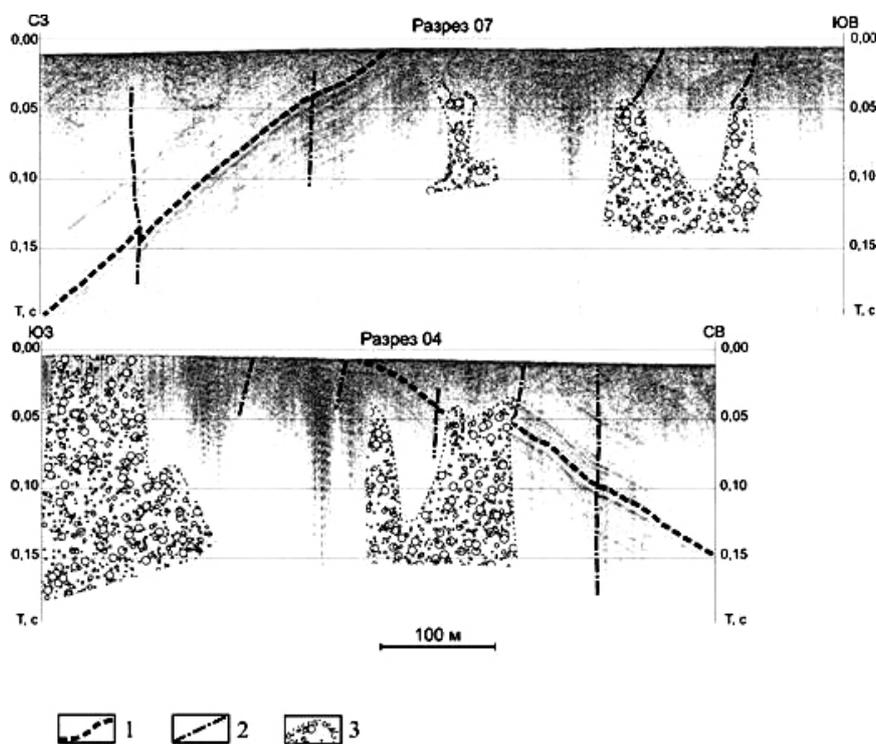


Рис. 7. Геолого-геофизические разрезы, иллюстрирующие строение морской части антиклинали [Popkov et al., 2013].

1 – опорный сейсмоакустический горизонт; 2 – тектонические нарушения; 3 – участки флюидизации разреза (потеря сейсмоакустического сигнала).

Fig. 7. Geological and geophysical cross-sections illustrating the structure of the marine part of the anticline, according to [Popkov et al., 2013].

1 – seismo-acoustic marker; 2 – tectonic faults; 3 – fluidization sites (lost seismo-acoustic signals).

ских плит. Многочисленные примеры на этот счет, со ссылками на соответствующих авторов, приведены в работах [Popkov, 1991, 2005; Raznitsin, 2006; Goncharov et al., 2012].

Проведенные исследования показали, что литосферные плиты не являются жесткими геологическими телами, а гораздо более тектонически мобильны, чем это предусматривалось в традиционных вариантах тектоники литосферных плит. В процессе своего развития они периодически подвергаются воздействию тангенциального стресса, приводящему к сокращению их площади за счет поддвига, тектонического «сдваивания» (окраины плит), а также образования внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций [Popkov, 1991, 2005]. Изучение истории образования дислокаций показало, что их развитие носит, как правило, длительный скачкообразный характер [Popkov, 1991, 2004].

Периодические кратковременные импульсы бокового сжатия, которые испытывают литосферные плиты, сопровождаются восходящими тектоническими движениями, морскими регрессиями и размывом накопившихся ранее отложений, перестройкой структурного плана, заложением новых тектонических эле-

ментов и осложняющих их локальных дислокаций. По сути, они являются своего рода революционными «скачками» в развитии территорий на фоне более продолжительных эволюционных периодов слабодифференцированного тектонического развития.

Сравнительный анализ морфологии внутриплитных деформаций бокового сжатия и дислокаций подвижных поясов позволил прийти к заключению о принципиальном подобии механизмов их формирования и, соответственно, о достаточно универсальном характере дислокационного процесса в земной коре, в основе которого лежат горизонтальные тектонические движения [Popkov, 1985, 1991].

Вполне естественно возникает вопрос об источниках тангенциального стресса, который неоднократно испытывают литосферные плиты в процессе своего развития. И здесь мы уходим от достаточно достоверно установленных фактов в область предположений и гипотез.

Несомненно, процессы сжатия в складчатых областях, на континентальных платформах и океанских плитах являются следствием более общих причин, обуславливающих глобальную структуру литосферы. Наиболее вероятной причиной возникающих напря-



Рис. 8. Сейсмогравитационные процессы на склоне, вызванные ростом поднятия в прибрежной зоне.

Fig. 8. Seismic gravity processes at the slope due to uplifting in the coastal zone.

жений в верхних слоях литосферы могут служить конвективные течения в мантии, реальность существования которых до настоящего времени признается многими геофизиками и геологами. Возникающие при этом напряжения способны приводить как к расколу литосферы с образованием рифтовых систем или даже океанов, так и к формированию межплитных и внутриплитных деформаций [Porkov, 1991, 2005]. Возможно также участие ротационных сил, «плюмовой» тектоники и других процессов.

Некоторые исследователи видят влияние на эти процессы движений ядра Земли [Goncharov et al., 2012]. В частности, ими показано, что надвиги с северной вергентностью характерны как для континентальной, так и для океанской литосферы северного полушария. Обусловлено это глобальным процессом субмеридионального сжатия, который является следствием не просто конвекции в мантии, а такой одноячейистой конвекции, которая, возбуждаемая северным дрейфом ядра, осуществляет в течение всего фанерозоя поверхностный горизонтальный, направленный к северу, поток вещества мантии, перемещающий кон-

тиненты из южного полушария в северное. Компенсацией этого потока является восходящий поток под Антарктидой и нисходящий поток под Арктическим океаном.

Периодическая разрядка тангенциальных тектонических напряжений, приводящая к формированию внутриплитных дислокаций бокового сжатия, обуславливает их высокую сейсмическую активность. В их пределах локализуется высвобождение значительной части механической энергии, осуществляется ее переход в тепловую, резко ускоряются процессы глубинного массопереноса на фоне относительно стабильных смежных участков плит, которые могут приводить как к образованию, так и к разрушению месторождений полезных ископаемых [Porkov, 1990, 2000].

В частности, высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектонодинамические процессы, происходящие в высокоомобильных площадях и носящие импульсивный непрерывно-прерывистый характер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации глубинных углеводородов (УВ), их выделением в свободную фазу, многократно акти-

вируют процессы вертикальной и последующей латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон аномально высоких пластовых давлений и внедрению УВ в коллекторы-ловушки. Основными каналами миграции флюидов являются литрические разломы, связывающие глубинные очаги генерации УВ и верхние горизонты земной коры, включая ее осадочную оболочку. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что, с учетом вышеизложенного, предопределяет высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор считает своим долгом поблагодарить М.А. Гончарова и А.В. Маринина за конструктивные замечания к рукописи статьи.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 11-05-00857-а, 13-05-96507-р_юг_а), ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы, проекты 2012-1.2.1-12-000-1007-015 (Соглашение № 14.В37.21.1258), 2012-1.1-12-000-1006-006 (Соглашение № 14.В37.21.0582).

5. ЛИТЕРАТУРА

- Benenson V.A., Morozov M.N., 1976. Breaks in the Mesozoic and Cenozoic sedimentation of Central Asia and the Caucasus. In: Tectonics and petroleum potential of the North-West of the Central Asian platform (Turan Plate). Nauka, Moscow, p. 49–60 (in Russian) [Бененсон В.А., Морозов М.Н. Перерывы в мезозойском и кайнозойском осадконакоплении Средней Азии и Предкавказья // Тектоника и нефтегазоносность северо-запада Среднеазиатской платформы (Туранская плита). М.: Наука, 1976. С. 49–60].
- Chirvinskaya M.V., 1964. Cyclicity of tectonic movements in the Dnieper-Donets Basin and conditions of formation of local structures. In: Issues of comparative tectonics of ancient platforms. Nauka, Moscow, p. 62–74 (in Russian) [Чирвинская М.В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964. С. 62–74].
- Dmitriev L.P., Palamar V.P., Popkov V.I., Rabinovich A.A., 1979. The structural history of the Southern Mangyshlak. *Geologiya nefi i gaza (Oil and Gas Geology)* 1, 17–22 (in Russian) [Дмитриев Л.П., Паламарь В.П., Попков В.И., Рабинович А.А. История формирования структуры Южного Мангышлака // Геология нефти и газа. 1979. № 1. С. 17–22].
- Goncharov M.A., Raznitsin Yu.N., Barkin Yu.V., 2012. Specific features of deformation of the continental and oceanic lithosphere as a result of the Earth core northern drift. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (1), 27–54. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-1-0060>.
- Kabyshev B.P., 1972. Rates of con-sedimentation and post-sedimentation tectonic processes in the Dnieper-Donetsk basin and the Donets basin. *Geotektonika (Russian Geotectonics)* 4, 59–68 (in Russian) [Кабышев Б.П. Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне // Геотектоника. 1972. № 4. С. 59–68].
- Kamaletdinov M.A., Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T., 1981. The Origin of Folding. Nauka, Moscow, 135 p. (in Russian) [Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с].
- Khain V.E., 1950. On the continuous-interrupted flow of tectonic processes. *Izvestiya, the USSR Academy of Science, Geological Series* 6, 26–44 (in Russian) [Хайн В.Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1950. № 6. С. 26–44].
- Khain V.E., Goncharov M.A., 2006. Geodynamic cycles and geodynamic systems of various ranks: their relationships and evolution in the Earth's history. *Geotectonics* 40 (5), 327–344. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852106050013>.
- Popkov V.I., 1985. Traces of tangential compression in the platform structure of the western regions of the Turan plate. *Doklady AN SSSR* 284 (3), 674–678 (in Russian) [Попков В.И. Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Доклады АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 674–678].
- Popkov V.I., 1990. Tangential tectonics and oil-and-gas occurrence in the Aral-Caspian region. *Doklady AN SSSR* 313 (2), 420–423 (in Russian) [Попков В.И. Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность Арало-Каспийского региона // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 420–423].
- Popkov V.I., 1991. Intraplate structures of lateral compression. *Geotektonika (Russian Geotectonics)* 2, 13–27 (in Russian) [Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27].
- Popkov V.I., 2000. Stress tectonics. Generation, migration and accumulation of hydrocarbons – basic regularities. In: New ideas in geology and geochemistry of oil and gas. Petroleum Geology – results of the 20th century. Moscow State University, Moscow, p. 155–156 (in Russian) [Попков В.И. Стресс-тектоника. Генерация, миграция и аккумуляция УВ – основные закономерности // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология – итоги XX века. М.: МГУ, 2000. С. 155–156].
- Popkov V.I., 2004. On impulsivity of the platform structure formation. *The South-Russian Journal of Geology, Geography and Global Energy* 3 (9), 167–173 (in Russian) [Попков В.И. Об импульсивности платформенного структурообразования // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. Т. 9. № 3. С. 167–173].
- Popkov V.I., 2005. The stress tectonics of the lithospheric plates. *Ecological Bulletin of Scientific Centres of the Black Sea Economic Union* 1, 71–79 (in Russian) [Попков В.И. Стресс-тектоника литосферных плит // Экологический вестник

- научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2005. № 1. С. 71–79].
- Popkov V.I., 2009. Fold-thrust dislocations in the sedimentary cover of the Azov Sea. *Geotectonics* 43 (4), 324–332. <http://dx.doi.org/10.1134/S0016852109040062>.
- Popkov I.V., 2012a. Activation of tectonic movements at the Taman Peninsula. *Geology, Geography, and Global Energy* 2, 124–128 (in Russian) [Попков И.В. Активизация тектонических движений на Таманском полуострове // *Геология, география и глобальная энергия*. 2012. № 2. С. 124–128].
- Popkov I.V., 2012b. On anomalously high velocities of tectonic movements in mud volcanism areas. *Geology. Proceedings, the Earth Sciences and Natural Resources of Bashkiria* 7, 27–32 (in Russian) [Попков И.В. Об аномально высокой скорости тектонических движений в областях развития грязевого вулканизма // *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*. 2012. № 17. С. 27–32].
- Popkov V.I., 2012c. On the impulsive nature of development of intraplate dislocations of lateral compression. *Geology. Proceedings, the Earth Sciences and Natural Resources of Bashkiria* 17, 33–40 (in Russian) [Попков В.И. Об импульсивном характере развития внутриплитных дислокаций бокового сжатия // *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*. 2012. № 17. С. 33–40].
- Popkov V.I., 2012d. Tectonic impulses and dislocation process. In: The Third tectonophysical conference in IPE RAS. Tectonophysics and current issues of the Earth Sciences. Conference Proceedings, October 8–12, 2012. IPE RAS, Moscow, Vol. 2, p. 35–38 (in Russian) [Попков В.И. Тектонические импульсы и дислокационный процесс // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов конференции 8–12 октября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 35–38].
- Popkov V.I., Eldarov A.S., 1988. Specific features of the structure and the mechanism of formation of local uplifts at the Buzachi peninsula. *Izvestia, the USSR Academy of Science, Geological Series* 3, 127–132 (in Russian) [Попков В.И., Эльдаров А.С. Особенности строения и механизм формирования локальных поднятий полуострова Бузачи // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. 1988. № 3. С. 127–132].
- Popkov V.I., Fomenko V.A., Glazyrin E.A., Popkov I.V., 2012. The catastrophic tectonic event in the Kerch-Taman mud volcano area. In: The Third tectonophysical conference in IPE RAS. Tectonophysics and current issues of the Earth Sciences. Conference Proceedings, October 8–12, 2012. IPE RAS, Moscow, Vol. 1, p. 411–414 (in Russian) [Попков В.И., Фоменко В.А., Глазырин Е.А., Попков И.В. Катастрофическое тектоническое событие в Керченско-Таманской грязевулканической области // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов конференции 8–12 октября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 411–414].
- Popkov V.I., Fomenko V.A., Glazyrin E.A., Popkov I.V., 2013. A catastrophic tectonic event of summer 2011 in the Taman Peninsula. *Doklady Earth Sciences* 448 (2), 172–174. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X13020207>.
- Popkov V.I., Nugmanov Ya.D., 1983. The impact of upward tectonic movements on formation of the structure of the Southern Mangyshlak basin. *Izvestia, the USSR Academy of Science, Geological Series* 6, 113–120 (in Russian) [Попков В.И., Нугманов Я.Д. Значение восходящих тектонических движений в формировании структуры Южно-Мангышлакского прогиба // *Известия АН СССР. Серия геологическая*. 1983. № 6. С. 113–120].
- Raznitsin Y.N., 2006. Tectonic Layering of the Lithosphere of Young Oceans and Paleobasins. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2006. 270 с.].
- Schlesinger A.E., 1965. The Structural Position and Development of Mangyshlak Dislocations. Nauka, Moscow, 217 p. (in Russian) [Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 217 с.].
- Usov M.A., 1945. The main forms of tectonic movements. In: Problems of geology of Siberia: The collection is dedicated to the memory of Academician M.A. Usov. AN SSSR, Moscow, Leningrad, Vol. 1, p. 315–327 (in Russian) [Усов М.А. Основные формы тектонических движений // Вопросы геологии Сибири: сборник, посвященный памяти академика М.А. Усова. М.–Л.: АН СССР, 1945. Т. 1. С. 315–327].
- Vorobyev B.S., Voronoy E.E., 1966. On education non-salt-dome structures in the Dnieper-Donets basin. *Proceedings of UkrNIIGaz* 2, 66–82 (in Russian) [Воробьев Б.С., Вороной Е.Е. К вопросу образования несолянокупольных структур в Днепровско-Донецкой впадине // *Труды УкрНИИГаз*. 1966. Вып. 2. С. 66–82].



Попков Василий Иванович, докт. геол.-мин. наук, профессор, декан геологического факультета Кубанский государственный университет
350040, Краснодар, ул. Ставропольская, 149, Россия
Тел. (861)2199634; ✉ e-mail: geoskubsu@mail.ru

Popkov, Vasily I., Professor, Doctor of Geology and Mineralogy, Dean of Geological Department Kuban State University
149 Stavropolskaya street, Krasnodar 350040, Russia
Tel.: 8(861)2199634; ✉ e-mail: geoskubsu@mail.ru



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0105>

OVERVIEW OF THE STATE OF KNOWLEDGE ON PALEOTECTONIC STRESSES AND THEIR IMPLICATIONS FOR SOLUTION OF GEOLOGICAL PROBLEMS

L. A. Sim

The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

Abstract: The most informative geological indicators of tectonic stress are faults on all scales and minor structural forms, such as dikes, mineralized veins, shear fractures, cleavage, slickenlines on slip planes of any genesis, foliation, cleavage, stillo-lite joints, hinges and axial planes of folds and flexures, etc. These indicators are analysed by various field tectonophysical methods developed in different countries. The article gives an overview of the history of the most widely used methods of tectonophysical paleotectonic stress reconstructions for geological structures of various scales. Reviewed are results of regional tectonophysical studies aimed at mapping paleotectonic stress and solution of possible mechanisms of formation of the structures located mainly in the territory of Russia and CIS countries. Special attention is given to application of results of the tectonic stress studies for solution of practical problems.

Key words: tectonic stresses, fracturing, slickenlines, phases and cycles of deformation, Lode-Nadai coefficient, vertical de-compression of rocks.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Sim L.A. 2013. Overview of the state of knowledge on paleotectonic stresses and their implications for solution of geological problems. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 341–361. doi:10.5800/GT-2013-4-3-0105.

КРАТКИЙ ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Л. А. Сим

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация: Наиболее информативными геологическими индикаторами тектонических напряжений являются разрывные нарушения разного масштаба, мелкие структурные формы: дайки, минерализованные жилы, трещины скола и отрыва, борозды скольжения на плоскостях любого генезиса, сланцеватость, кливаж, стилолитовые швы, шарниры и осевые плоскости складок и флексур и т.д. Эти индикаторы анализируются различными полевыми тектонофизическими методами, разработанными в разных странах. В статье кратко рассмотрена история развития наиболее широко используемых тектонофизических методов реконструкций палеотектонических напряжений в разномасштабных геологических структурах, перечислены результаты региональных тектонофизических исследований. Эти исследования были направлены на картирование палеотектонических напряжений и решение вопросов о возможных меха-

низмах формирования структур преимущественно на территории России и стран СНГ. Особое внимание уделено использованию результатов изучения тектонических напряжений в решении практических задач.

Ключевые слова: тектонические напряжения, трещиноватость, борозды скольжения, фазы и циклы деформирования, коэффициент Лоде-Надаи, вертикальное разуплотнение горных пород.

1. ВВЕДЕНИЕ

В 2014 г. исполнится 60 лет с начала реконструкции палеотектонических напряжений по геологическим индикаторам. Инициатива этих работ принадлежит одному из основателей отечественной тектонофизики – М.В. Гзовскому. За это время полевая тектонофизика ушла далеко вперед в изучении тектонических напряжений в самых различных по генезису и по возрасту тектонических структурах, в сопоставлении палеонапряжений с современными, изучаемыми по сейсмологическим данным и инструментальным измерениям напряжений *in situ* и т.д. Специфика геологических объектов обусловила как неоднократную модификацию существующих методов изучения тектонических напряжений, так и разработку новых, направленных на уточнение возраста палеонапряжений, расширение спектра получаемых параметров напряженного состояния, понимание и расшифровку механизмов формирования структур.

За прошедшие десятилетия проведено картирование палеотектонических напряжений значительной части территории бывшего Советского Союза. Благодаря этим работам, а также углубленному крупномасштабному изучению напряженного состояния отдельных структур (особенно тектонических напряжений отдельных рудных, нерудных и углеводородных месторождений, объектов строительства важных гражданских сооружений и др.) достигнуты определенные результаты, имеющие как теоретическое, так и практическое значение.

Усилиями тектонофизиков России в ИФЗ РАН за последние годы возобновлено проведение Всероссийских тектонофизических конференций (2008, 2012 гг.), организованы регулярные молодежные тектонофизические школы-семинары (2009, 2011, 2013 гг.). Эти важные события дали возможность краткого обобщения основных результатов полевых тектонофизических исследований, достигнутых за 60 лет. Следует подчеркнуть, что в предлагаемой обзорной работе автор ни в коей мере не претендует на исчерпывающее рассмотрение хотя бы большинства работ по изучению тектонических напряжений с помощью геологических индикаторов; в настоящей статье приведены результаты лишь наиболее крупных региональных работ, а также теоретических и практических тектонофизических исследований.

2. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПО ТРЕЩИНОВАТОСТИ И МЕЛКИМ СТРУКТУРНЫМ ФОРМАМ

На ранних этапах полевых тектонофизических исследований [Gzovsky, 1954, 1959, 1975] широко использовались массовые замеры трещиноватости для выделения сколовых сопряженных трещин. Метод основан на представлениях теории прочности Кулона, согласно которой разрушение материала и образование разрыва связываются с плоскостью действия максимальных касательных напряжений. Положение сколовых трещин может отличаться от плоскостей действия максимальных касательных напряжений на угол скалывания α . Эти трещины расположены симметрично относительно осей главных нормальных напряжений – максимальных сжимающих (σ_3 – «ось сжатия») и минимальных сжимающих (σ_1 – «ось растяжения»). При этом угол между сопряженными трещинами и осью сжатия составляет $45^\circ - \alpha$, а с осью растяжения $45^\circ + \alpha$. Промежуточная ось σ_2 совпадает с линией пересечения сопряженных сколов. Результаты выполненной реконструкции осей главных нормальных напряжений и анализа мелких структурных форм приведены на рис. 1.

Основной проблемой при использовании метода сопряженных сколов являлось объективное выделение разновозрастных сколов. Существенный вклад в эту методику был внесен П.Н. Николаевым, предложившим учитывать разброс максимумов сколов, возникающий в процессе одноэтапного деформирования. Образование новых сколов на этом этапе при неизменной ориентации осей напряжений приводит к развороту ранних трещин, что вызывает асимметрию распределения трещин единой системы [Nikolaev, 1977]. Методы выделения сколовых сопряженных трещин дают возможность определять ориентировку осей главных нормальных напряжений, а прочие структурные формы – геодинамическую обстановку деформирования: наличие жил, даек различного состава и возраста – обстановку растяжения, мелких изоклиналиных складок, кливажа – сжатия.

На основе детального изучения тектоники Байджансайского антиклинория и реконструкции тектонических напряжений по сколовым трещинам М.В. Гзовский [Gzovsky, 1959, 1963] пришел к выводу о механизме формирования складок I порядка антиклинория

как складок поперечного изгиба без существенного изменения мощности. При этом большинство дополнительных складок сформировалось под действием сжимающих усилий вдоль слоистости в течение одной или нескольких фаз одновременно с ростом крупных основных складок 1 и 2-го порядка. Механизмы формирования более мелких складок включают в себя продольное расплющивание (при увеличении мощности слоя), продольный изгиб (путем изгибания слоя без существенного изменения мощности), выжимание материала и др. [Gzovsky, 1963].

Одним из первых после М.В. Гзовского в 1979 г. Г.С. Гусевым была составлена карта тектонических напряжений со схемой динамических районов и систем разломов на западе Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 2). Карта и схема были созданы на основе реконструкции 420 локальных стресс-состояний и анализа ориентировок кливажа, ориентировки борозд скольжения, даек, минеральных жил, элементов складчатости [Gusev, 1979]. Анализ ориентировок осей тектонических напряжений, складчатых и разрывных структур показал, что основным механизмом формирования структур региона является продольный изгиб в условиях горизонтального сжатия. Складчатые структуры продольного изгиба разделены автором на три кинематических типа и семь кинематических разновидностей.

С помощью перечисленных выше геологических индикаторов восстанавливались тектонические напряжения рядом авторов [Nikolaev, 1977; Sherman, Dneprovsky, 1989; Gladkov et al., 2008; Lunina, Gladkov, 2008; Umurzakov, 2009].

Вскоре после работы Г.С. Гусева [Gusev, 1979] в 80-х годах прошлого века были предложены отдельные методы реконструкции тектонических напряжений, основанные на более формализованном анализе комплекса мелких структурных форм [Rastsvetaev, 1982; Gintov, Isai, 1984a, 1984b]. Крупными работами по реконструкции тектонических напряжений перечисленными методами являются тектонофизические работы по Украинскому щиту [Gintov, Isai, 1984a, 1984b], схемы ранговых тектонических напряжений Кавказа и Восточно-Европейской платформы [Nikolaev, 1992].

Результаты реконструкции полей тектонических напряжений, восстановленных геолого-структурными методами, и увязка их с механизмами очагов землетрясений, производившаяся для различных территорий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) разными авторами в 1973–1984 гг., представлены в обобщенном виде в работе [Sherman, Dneprovsky, 1989] (рис. 3). Основные выводы этих исследований следующие: для БРЗ характерно северо-западное субгоризонтальное растяжение, при этом в центральной части оси сжатия ориентированы вертикально или наклонно в северо-восточном направлении, тип региональных напряжений – сдвиго-раздвиговой и раздвиговой; на флангах БРЗ проявле-

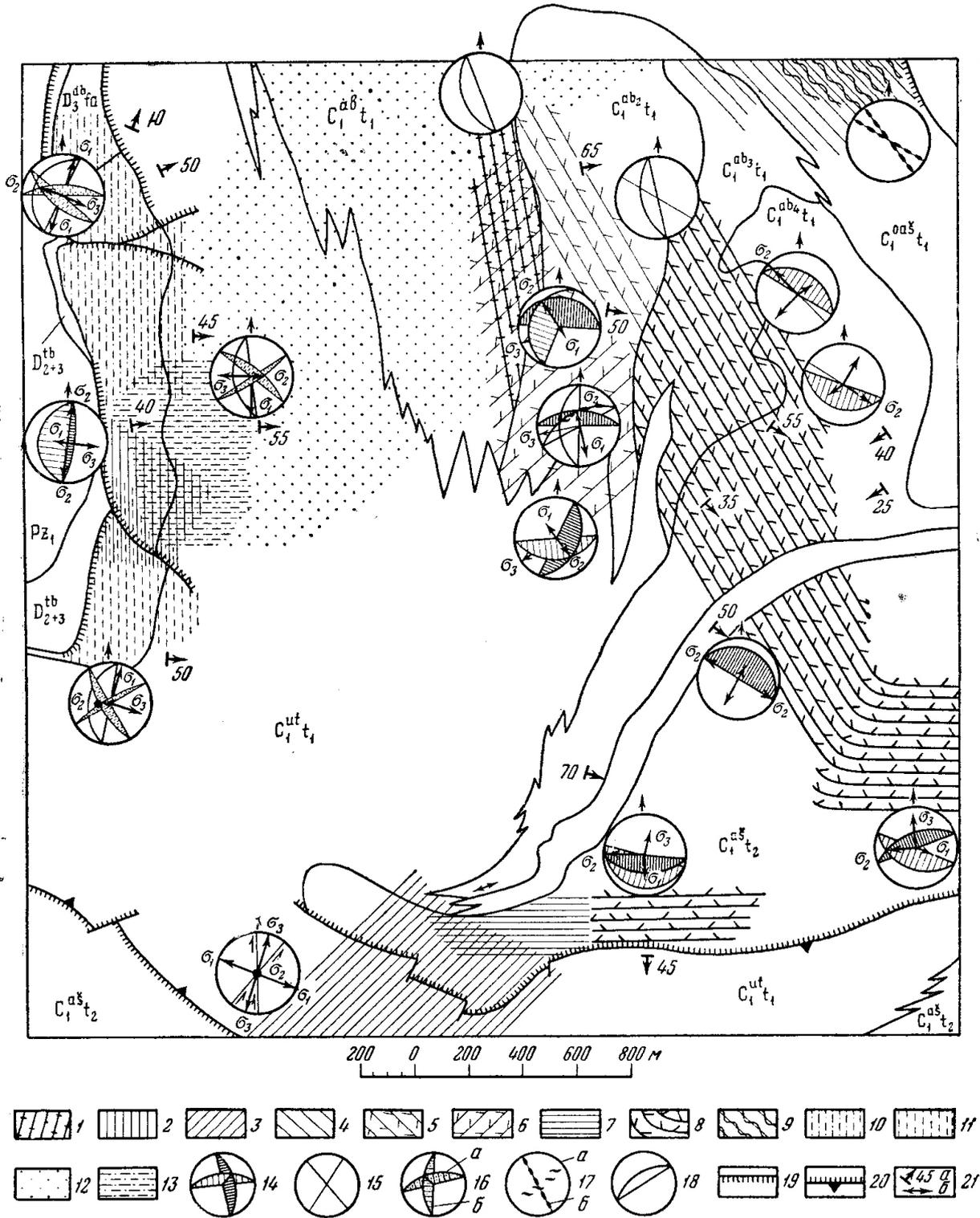
ны сдвиговой и сдвиго-раздвиговой типы полей напряжений с субгоризонтальной или пологой ориентацией оси сжатия, простирающейся в северо-восточном направлении. Региональные поля тектонических напряжений, реконструированные геолого-структурными методами, полностью совпадают с полями тектонических напряжений механизмов очагов землетрясений с $M \geq 5\frac{1}{2}$.

Особым индикатором тектонических напряжений являются *трещины отрыва*, морфология поверхностей которых дала возможность П. и Е. Банквитцам предложить фрактографический метод реконструкции палеонапряжений [Bankwitz P., Bankwitz E., 1984]. Уникальный опыт применения этого метода позволил П. Банквитцу по трещинам в керне глубинного континентального бурения в Баварии (скважина КТВ) установить особенности палеонапряжений, зафиксированных в пробуренных породах, и тот факт, что условия хрупкого разрушения в настоящее время проявляются и господствуют до глубины 9 км [Bankwitz, 2000].

3. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПО БОРОЗДАМ СКОЛЬЖЕНИЯ

Существенный прорыв в исследовании тектонических напряжений по геологическим индикаторам был осуществлен при развитии методов, основанных на измерении и анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения (кинематический, каткластический и другие методы) [Gushchenko, 1973, 1979; Angelier, 1975; Korchemagin, Emets, 1982; Rebet-sky, 1997]. Обоснование кинематического метода опирается на теорию дислокационного скольжения Батдорфа-Будянского и содержит три основные предпосылки, сформулированные в кинематическом методе [Gushchenko, 1973]: «Упругопластическое деформирование в заданном «однородноосном» поле напряжений в геологической среде происходит как за счет смещений по вновь образующимся поверхностям трещин (разрывов), так и за счет перемещений по уже существующим ослабленным сечениям различного возраста и генезиса; каждое смещение вызывает возмущение поля напряжений только более мелкого масштабного уровня, а исходное поле напряжений остается неизменным; направление смещения вдоль всей поверхности плоскости сместителя совпадает с направлением касательного напряжения на этой плоскости и отвечает заданному полю напряжений. Важным условием применимости кинематического метода является положение о том, что борозды скольжения отражают следы последних наиболее молодых тектонических смещений, при этом следы более ранних смещений или стираются, или имеют худшую сохранность».

Для доказательства молодого возраста восстановленных по бороздам скольжения тектонических напряжений в 1976 г. О.И. Гуценко произвел испытание



кинематического метода на 600-м горизонте рудника Расвумчорр (Хибины, Кольский п-ов), где проводились инструментальные измерения *in situ* современных напряжений. Сопоставление восстановленного локального стресс-состояния показало удовлетворительную корреляцию с данными инструментальных измерений (рис. 4), подтверждающую молодой возраст действующих в массиве напряжений, приводящих к формиро-

ванию борозд скольжения [Markov, 1977; Gushchenko, 1979]. Нижний возрастной рубеж обычно устанавливается с привлечением имеющихся в исследуемом районе геологических данных [Vasilyev et al., 2002]. Чаще всего возраст восстанавливаемых по бороздам скольжения тектонических напряжений принимается за неотектонический [Sim, 1991].

Анализ борозд скольжения дает возможность рас-

Рис. 1. Схематическая карта господствующей трещиноватости Айлимбайской синклинали и восточного окончания Мынчабырской антиклинали [Gzovsky, 1963].

Системы трещиноватости, возникшей при действии только сжимающих напряжений: 1 – кливаж, возникший при сжатии, перпендикулярном слоистости; 2 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 горизонтальна; 3 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; 4 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); 5 – трещиноватость, возникшая при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; 6 – трещиноватость, возникшая при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); 7 – трещиноватость, возникшая при наклонном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; 8 – кливаж, возникший при наклонном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; 9 – интенсивная разлинзованность пород наискось к простиранию слоев. Системы трещиноватости, при возникновении которой могли действовать как сжимающие, так и растягивающие напряжения: 10 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 почти совпадает с падением слоев; 11 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; 12 – трещины, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; 13 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при наклонном направлении оси σ_1 , ориентированной вкрест простирания слоев. Стереографические проекции трещиноватости и осей напряжений: 14 – наклонные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; 15 – вертикальные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; 16 – наклонные трещины, образовавшиеся при растяжении (а), наклонные трещины, обстановка образования которых неясна (б); 17 – кулисообразные ряды трещин отрыва (а) и направление вертикальной разлинзованности (б); 18 – залегание слоистости. Остальные обозначения: 19 – вертикальные разрывные смещения, штрихи стоят при опущенном крыле; 20 – наклонные разрывные смещения, треугольник указывает направление наклона; 21 – падение слоев (а), простирание слоев при вертикальном залегании (б). Фации (приведены с сокращением): $C_1^{as}t_2$ – ашасайская, тонкослоистые песчаные известняки и известковистые песчаники; $C_1^{ut}t_1$ – узунтасская, массивные известняки и доломиты; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, тонкослоистые песчаные известняки, известняки массивные с прослоями тонкослоистых, тонкослоистые алевритистые известняки и доломиты; $C_1^{oas}t_1$ – восточно-ашасайская, массивные и слоистые известняки и конгломераты; $D_3^{fb}fa$ – дарбазинская, разнослоистые известняки, доломиты, песчаники и конгломераты; D_{2+3}^{ab} – тьюлкубасская свита, пестроцветные песчаники и конгломераты; Pz_1 – граувакковые песчаники. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – направления главных нормальных напряжений.

Fig. 1. Schematic map of dominant fracturing at the Aylymbayskaya syncline and the eastern termination of the Mynchabyrskaya anticline [Gzovsky, 1963].

Legend: *Fracture systems formed due to compressive stresses of one type:* 1 – cleavage resulting from compression perpendicular to bedding; 2 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with horizontal direction of axis σ_3 oriented across the strike of inclined layers, and horizontal axis σ_2 ; 3 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with horizontal direction of axis σ_3 oriented across the strike of inclined layers, and vertical axis σ_2 ; 4 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with horizontal direction of axis σ_3 oriented across the strike of inclined layers, and unstable axis σ_2 (variable direction); 5 – fracturing with horizontal direction of axis σ_3 oriented diagonally to the strike of inclined layers, and vertical axis σ_2 ; 6 – fractures with horizontal direction of axis σ_3 oriented diagonally to the strike of inclined layers, and unstable axis σ_2 (variable direction); 7 – fracturing with inclined axis σ_3 oriented diagonally to the strike of inclined layers, and almost horizontal axis σ_2 ; 8 – cleavage with inclined axis σ_3 oriented diagonally to the strike of inclined layers, and almost horizontal axis σ_2 ; 9 – intensive rock boudinage diagonally to the strike of layers. *Fracture systems that formed when both compression and extension stresses might be active:* 10 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with direction of σ_1 along the strike of layers, and axis σ_2 almost coinciding with layers' dip; 11 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with direction of σ_1 along the strike of layers, and axis σ_2 almost coinciding with layers' dip; 12 – fractures that occurred with direction of σ_1 along the strike of layers, and axis σ_2 steeper than layers; 13 – fractures and small-amplitudes displacements that occurred with inclined axis σ_1 oriented across the strike of layers. *Stereographic projections of fracturing and stress axes:* 14 – inclined fractures and cleavage due to compression; 15 – vertical fractures and cleavage due to compression; 16 – inclined fractures due to extension (a), and inclined fractures which formation conditions are not clear (b); 17 – echelon series of separation fractures (a), and vertical direction of boudinage (b); 18 – bedding of rock stratification. *Other symbols:* 19 – vertical discontinuities, dashed lines in case of subsided wing; 20 – sloped displacements due to fracturing, triangles show slope directions; 21 – dip of layers (a), and strike of layers in case of vertical bedding (b). *Facies (reduced list):* $C_1^{as}t_2$ – Ashasaiskaya suite, thinly laminated sandy limestone and limy sandstone; $C_1^{ut}t_1$ – Uzuntasskaya suite, massive limestone and dolomite; $C_1^{ab}t_1$ – Aylymbayskaya suite, thinly laminated sandy limestone, massive limestone interbedded with thinly laminated limestone, thinly laminated aleurolite limestone and dolomite; $C_1^{oas}t_1$ – East-Ashaiskaya suite, massive and laminated limestone and conglomerate; $D_3^{fb}fa$ – Darbazinskaya suite, multilayered limestone, dolomite, sandstone and conglomerates; D_{2+3}^{ab} – Tyulkubasskaya suite, multi-coloured sandstones and conglomerates; Pz_1 – graywacke sandstones; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – directions of principal normal stresses.

считать коэффициент Лоде-Надаи, характеризующий вид напряженного состояния, оси деформаций, позволяет выделять этапы и фазы деформирования [Gushchenko, 1973, 1999; Vasiliev et al., 1999; Vasiliev, Mostryukov, 2001], сепарацию сколов по энергетическому вкладу в реализацию тектонических напряжений [Rebetsky, 1997]. Перечисленные параметры суще-

ственно расширяют информативность результатов реконструкции тектонических напряжений. Использование борозд скольжения дает возможность решать более корректно теоретические проблемы механизмов формирования структур и региональные задачи, связанные с характером напряженно-деформированного состояния среды [Korchagin et al., 2000].

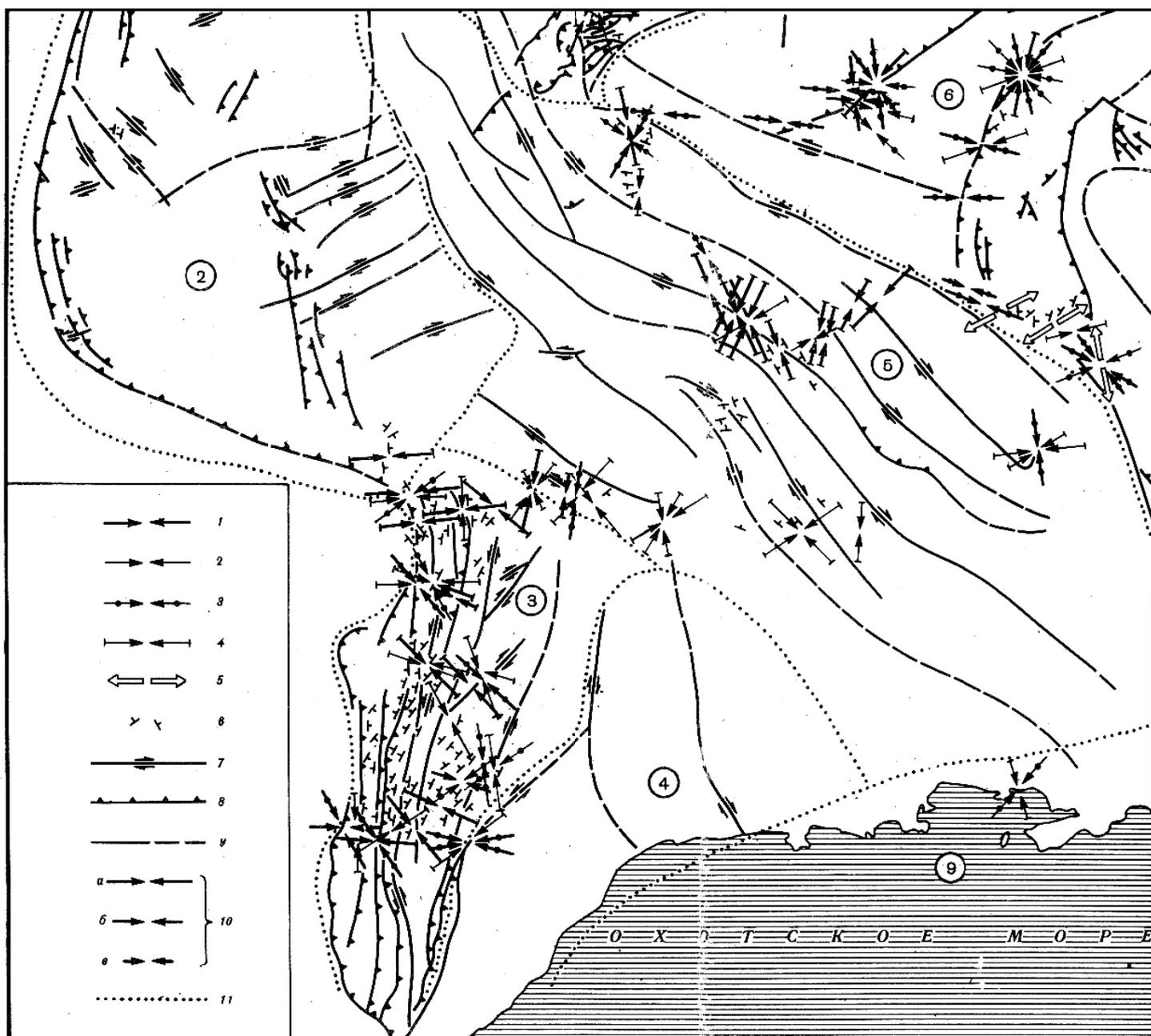


Рис. 2. Схема тектонических полей напряжений Верхояно-Колымской складчатой системы [Gusev, 1979].

1-4 – векторы сжатия: 1 – главные, 2 – второстепенные, 3 – во взбросовых полях напряжений, 4 – в сдвиговых полях напряжений; 5 – векторы растяжения в сбросовых полях напряжений; 6 – элементы залегания кливажа; 7 – сдвиги; 8 – взбросы и надвиги; 9 – разломы с неустановленной кинематикой и предполагаемые; 10 – наклон векторов (см. знаки 1-5), выраженные разной длиной стрелок: 0-15° (а), 15-30° (б), более 30° (в); 11 – границы динамических районов, цифры в кружках: 2 – Верхоянский, 3 – Южно-Верхоянский, 4 – Охотский, 5 – Индигиро-Колымский, 6 – Колымо-Омолонский, 9 – Охотско-Чукотский (Приохотский).

Fig. 2. Scheme of tectonic stress fields of the Verkhoyano-Kolyma fold system [Gusev, 1979].

Legend: 1-4 – compression vectors; 1 – main, 2 – secondary, 3 – in reverse stress fields, 4 – in shear stress fields; 5 – extension vectors in normal stress fields; 6 – cleavage bedding elements; 7 – shear faults; 8 – reverse and thrust faults; 9 – faults of unknown kinematics and supposed faults; 10 – slopes of vectors (see symbols 1 to 5) shown as arrows of different lengths: 0-15° (a), 15-30° (b), over 30° (c); 11 – boundaries of dynamic areas; numbers in circles: 2 – Verkhoyansky, 3 – South-Verkhoyansky, 4 – Okhotsky, 5 – Indigirka-Kolymsky, 6 – Kolyma-Omolonsky, 9 – Okhotsk-Chukotsky (Priokhotsky).

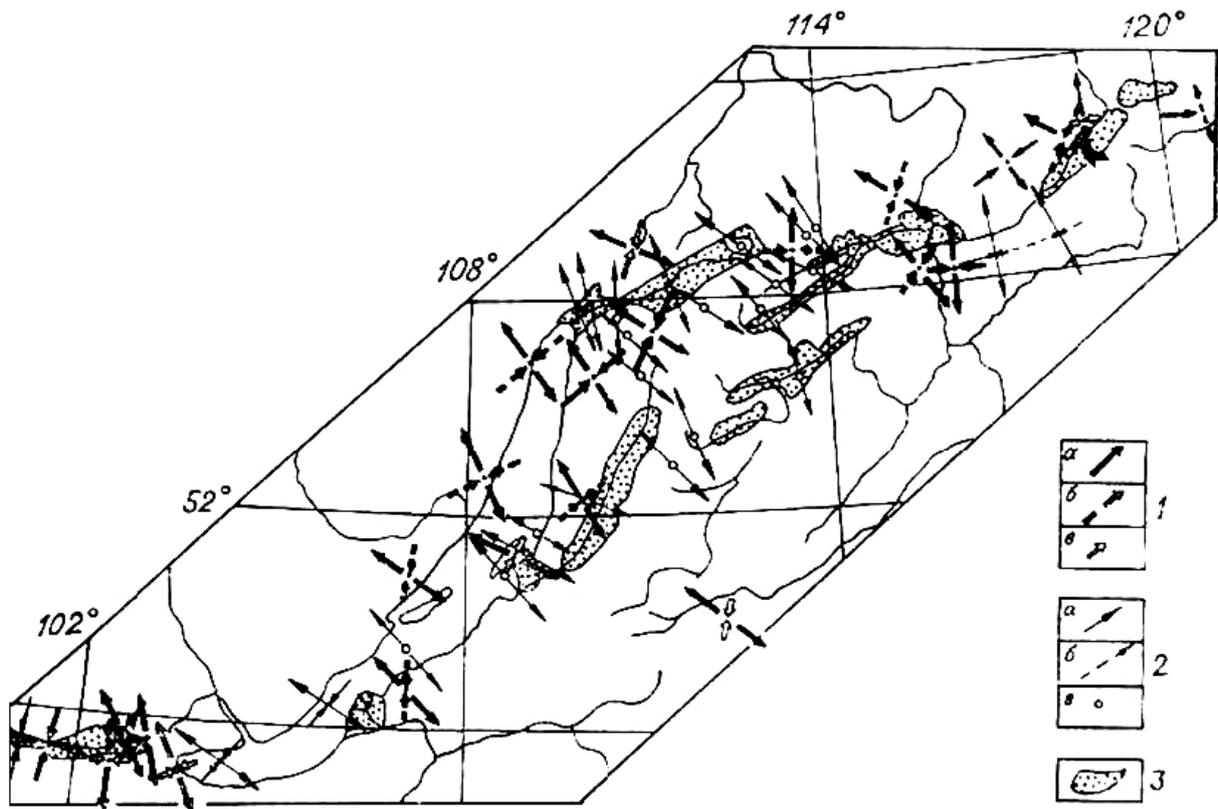


Рис. 3. Схема региональных тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны (по геолого-структурным и сейсмологическим данным).

Составили: С.И. Шерман, Ю.И. Днепровский, В.А. Саньков [Sherman, Dneprovsky, 1989]. 1 – ориентация векторов регионального поля напряжений по геолого-структурным данным (а – горизонтальная, б – наклонная, в – вертикальная); 2 – ориентация векторов поля напряжений по сейсмологическим данным (а – горизонтальная, б – наклонная, в – вертикальная); 3 – кайнозойские впадины и депрессии.

Fig. 3. Scheme of regional tectonic stresses of the Baikal rift zone (from geological, structural and seismological data).

Consolidated by S.I. Sherman, Yu.I. Dneprovsky, V.A. San'kov [Sherman, Dneprovsky, 1989]. Legend: 1 – orientations of regional stress field vectors from geological and structural data (a – horizontal, б – inclined, в – vertical); 2 – orientations of stress field vectors from seismological data (a – horizontal, б – inclined, в – vertical); 3 – Cenozoic basins and depressions.

Один из ранних примеров реконструкции напряженного состояния для крупных регионов кинематическим методом представляют собой работы по Донбассу (рис. 5) [Korchmagin, 1984; Korchmagin, Ryaboshan, 1987]. На основе значительного фактического материала автор данной статьи выделил этапы формирования специфического внедрения герцинского складчатого сооружения в тело Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и последующего его деформирования в альпийский период.

Значительный вклад в тектонофизические исследования полевыми методами внесли работы Ж. Анжелье с коллегами из Тайваня, Исландии, России и других стран [Angelier et al., 1994; Saintot, Angelier, 2002], реконструкции палеонапряжений в различных частях ВЕП [Kopp et al., 1999; Kopp, Tveritinova, 1999; Sim, 2000], северных частей Урала [Sim, 2000], а также исследования тектонических напряжений группой сотрудников МГУ им. М.В. Ломоносова под руковод-

ством Л.М. Расцветаева, группой исследователей во главе с М.Л. Коппом (ГИН РАН), исследования Н.Ю. Васильева и А.О. Мострюкова (МГГРУ, ИФЗ РАН), А.В. Парфеевец и В.А. Санькова (ИЗК СО РАН) [Parfeevets, Sankov, 2006], группы Донецкого политехнического университета под руководством В.А. Корчмагина и др.

Крупные исследования палеонапряжений с помощью совместного использования структурно-парагенетического и кинематического методов проведены в Крыму [Gintov, Murovskaya, 2000a, 2000b]. Из большого числа выводов, сделанных авторами, следующие аспекты полевых тектонофизических исследований представляются наиболее важными. 1. Убедительно показано, что тектонофизическое изучение сложнопостроенных геологических систем требует применения разных методов – до- и сокладчатые деформации хорошо выявляются структурно-парагенетическими методами; складчатые и постскладчатые деформации

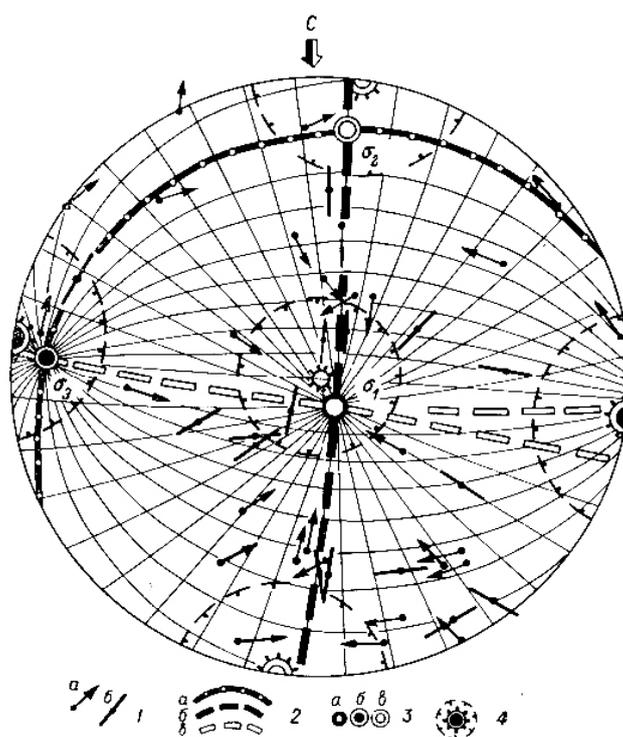


Рис. 4. Кинематическая стереограмма структуры разрушения массива Расвумчоррского месторождения (гор. 600) и ее интерпретация при реконструкции направления внешних, действующих на массив, главных нормальных напряжений [Markov, 1977].

1 – направления зафиксированных по бороздам скольжения сдвиговых смещений висячих крыльев нарушений (а – направления однозначные, б – неоднозначные); 2 – след проекции плоскостей действия главных нормальных напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в); 3 – точки выхода на верхнюю полусферу направлений главных осей напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в), определенных по кинематическому методу; 4 – точки выхода осей напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 , направления которых определены методами разгрузки и ультразвуковым (пунктиром ограничен 20-градусный диапазон вариации этих определений).

Fig. 4. Kinematic stereogram of the destruction pattern of the Rasvumchorrskoe field (hor. 600), and its interpretation in reconstruction of directions of external principal normal stresses [Markov, 1977].

Legend: 1 – directions of shear displacements recorded from slickensides at hanging walls of discontinuities (a – unambiguously determined directions, б – ambiguous directions); 2 – traces of projections of principal normal stress planes for σ_1 (a), σ_3 (б), σ_2 (в); 3 – output points of principal stress axes on the upper hemisphere for σ_1 (a), σ_3 (б), σ_2 (в), according to the kinematic method; 4 – output points of stress axes σ_1 , σ_2 , σ_3 , which directions are determined by the stress-release and ultrasound methods (the dotted line marks the 20° range of variations of determined values).

эффективнее изучать кинематическими методами, т.е. сделан еще один шаг в методике изучения палеотектонических напряжений полевыми методами. 2. На большом фактическом материале, собранном в процессе 11-летних исследований, выделено 38 этапов деформирования горных пород Крымского п-ова, обусловивших осадконакопление, складкообразование, разрывообразование, формирование орогена, вертикальные и горизонтальные перемещения блоков, вулканизм. Разные этапы сопровождались разным характером действовавших сил. 3. Показано, что деформационные процессы происходили с постоянно меняющимся соотношением главных нормальных напряжений, причем чаще всего они начинались или заканчивались при коэффициенте Лодэ-Надаи $\mu\sigma$, равном примерно +1 или -1, переходя через нулевое значение $\mu\sigma$. Это вызвано изменением величин главных нормаль-

ных напряжений в процессе деформирования. Вывод о чередовании этапов деформирования с изменением коэффициента $\mu\sigma$, полученный при независимых исследованиях разными методами примерно в одно время ([Vasiliev et al., 1999; Vasiliev, Mostryukov, 2001; Gushchenko, 1999; Gushchenko et al., 2001], эти работы будут рассмотрены ниже), крайне важен и повышает объективность оценки характеристик тектонических напряжений, реконструируемых по геологическим индикаторам. Ранее вывод о смене $\mu\sigma$ от +1 до -1 отмечен в работе автора в связи с прогнозом гнезд горного хрусталя на Приполярном Урале и будет обсуждаться ниже [Sim, 1982, 2000].

Необходимо отметить, что изучение тектонических напряжений по векторам перемещений на зеркалах скольжения привело к выводам о некоторых специфических особенностях деформирования объемов горных

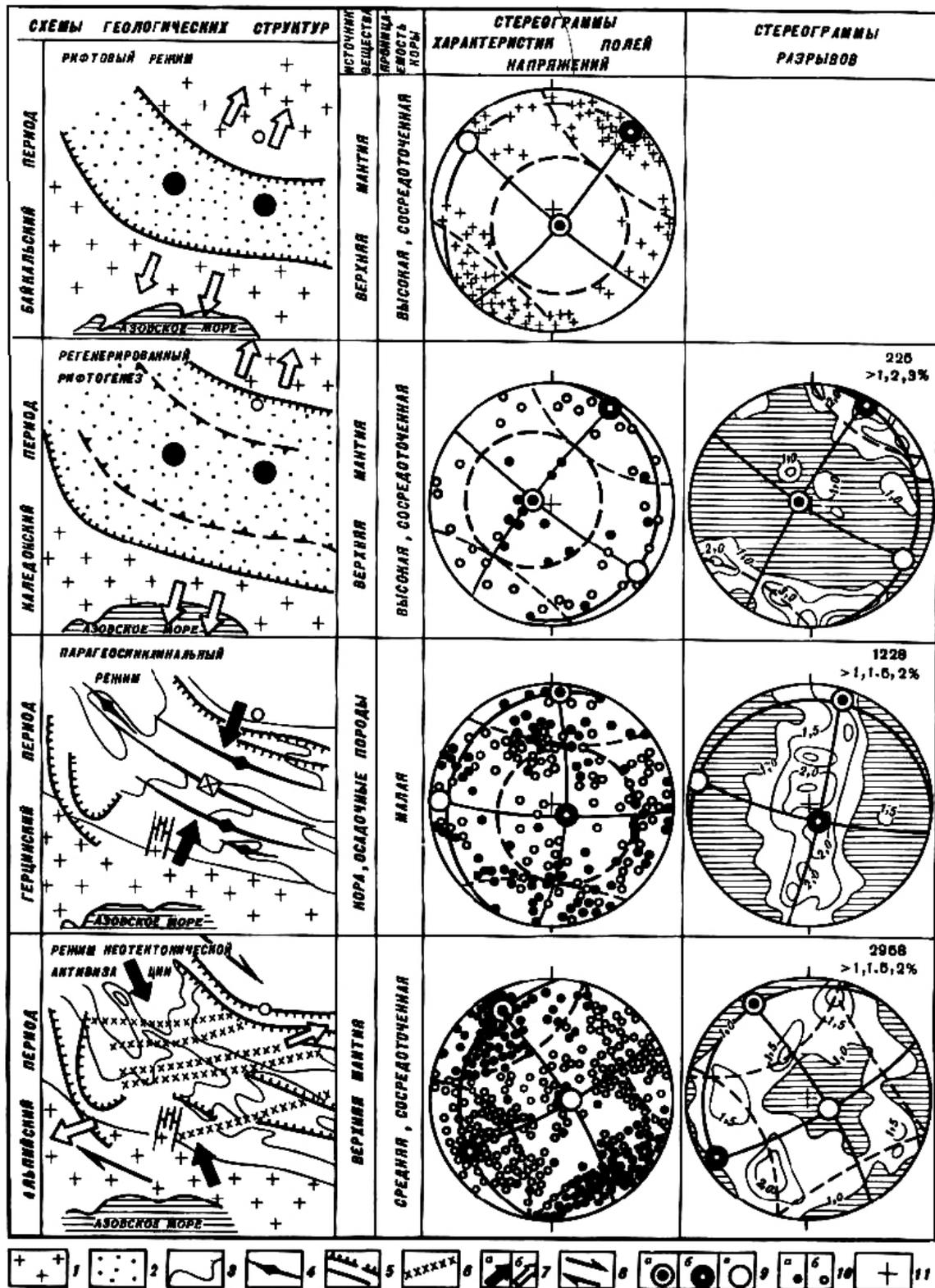


Рис. 5. Развитие структуры и поля напряжений Донбасса [Korchemagin, 1984; Korchemagin, Ryaboshtan, 1987].

1 – фундамент; 2 – верхнепротерозойские осадки; 3 – известняки карбона; 4 – оси антиклиналей; 5 – разломы; 6 – структурно-морфологические зоны; 7 – активные усилия: сжатия (а) и растяжения (б); 8 – направление сдвига. На стереограммах: 9 – проекции осей σ_3 (а), σ_1 (б), σ_2 (в) регионального уровня; 10 – σ_3 (а), σ_1 (б) локального уровня; 11 – полюсы даек протерозоя (на стереограмме в верхнем ряду).

Fig. 5. Development of the structure and the stress field of Donbass [Korchemagin, 1984; Korchemagin, Ryaboshtan, 1987].

Legend: 1 – base; 2 – Upper Proterozoic sediments; 3 – Carbon limestone; 4 – axes of anticlines; 5 – faults; 6 – morphological structural zones; 7 – active compression (a) and extension (b); 8 – shear direction. Stereograms: 9 – projections of axes σ_3 (a), σ_1 (b), σ_2 (v) of the regional level; 10 – projections of axes σ_3 (a), σ_1 (b) of the local level; 11 – poles of Proterozoic dykes (top row in the stereogram).

пород, прошедших неоднократное деформирование в разных полях напряжений. Реализация перемещений в таких горных породах зависит от их физических свойств и неоднородностей разного масштаба и генезиса. Так, максимумы реализованных плоскостей ($\tau_{\text{реал}}$, т.е. плоскостей с бороздами скольжения) в молодом (последнем?) поле напряжений часто совпадают лишь с одной из плоскостей действия τ_{max} , в то время как другие могут быть приурочены либо к плоскости действия τ_1 (плоскости, обусловленные разностью между величинами σ_2 и σ_3), либо к τ_3 (плоскости, обусловленные разностью между величинами σ_2 и σ_1) в зависимости от предыстории деформируемого массива. Более того, вопреки теоретическим представлениям, повсеместно наблюдаются смещения по многочисленным плоскостям сланцеватости, которые нормальны к оси сжатия. Это вызвано наличием на этих плоскостях минералов группы листовых силикатов, что обеспечивает наименьший коэффициент трения на них и благоприятные условия для перемещения по ним, несмотря на их «неудобную» ориентацию к осям главных нормальных напряжений. Отмечены также случаи, когда большинство плоскостей с бороздами скольжения формируется на плоскостях, параллельных оси растяжения. Этот феномен, вероятно, связан с тем, что такие плоскости минимально раскрыты при одноосном растяжении и из-за большего трения на них, чем на прочих плоскостях, борозды на них видны лучше [Sim, 2012]. Перечисленные особенности приводят к выводу о том, что при выделении сопряженных сколовых трещин велика вероятность ошибки нахождения псевдосопряженных пар сколовых трещин. Наиболее уверенно они могут выделяться в молодых по возрасту породах, прошедших одну стадию деформирования, либо в породах, испытавших относительно молодой метаморфизм, преобразовавший или залечивший трещины предыдущих этапов деформирования.

4. ВЫДЕЛЕНИЕ ФАЗ В ЕДИНОМ ЦИКЛЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ

На базе данных об ориентировках векторов перемещения на зеркалах скольжения разработаны принципы выделения фаз в едином цикле деформирования [Vasiliev et al., 1999; Vasiliev, Mostryukov, 2001; Gushchenko, 1999; Gushchenko et al., 2001; Leonov et al., 2001; Petrov et al., 2008]. В основной алгоритм выделения фаз деформирования заложен постулат непрерывности деформационных процессов во времени, согласно которому «в ходе деформационных тектонических процессов девиаторная часть тензора макроскопических значений (D) не достигает нулевых значений, т.е. $D \neq 0$; ось $\sigma_1 \neq \sigma_3$ ». В силу этого постулата «... отрицается возможность достижения равенства между предельными по величине главными напряжениями σ_1 и σ_3 , а следовательно, и одного из вариантов переиндексации во времени главных осей σ_1 на σ_3 и наоборот»

[Gushchenko, 1999, p. 114–115]. В ходе непрерывных процессов происходит циклическая переиндексация главных осей напряжений. В едином этапе деформирования выделяется шесть фаз с сохранением «каркаса» ориентировок главных нормальных напряжений с их закономерной переиндексацией. Последовательность фаз деформирования определяется величиной дисперсии ориентировок векторов τ_n относительно осей главных нормальных напряжений – чем древнее деформационная фаза, тем дисперсия больше из-за разворота плоскостей τ_n при последующем деформировании. Кроме этого, наиболее молодая фаза должна включать в себя наибольшее число плоскостей τ_n из-за их лучшей сохранности. Переиндексация главных нормальных напряжений в ходе деформирования отмечалась еще в работе А.В. Пэка [Pack, 1947]. М.В. Гзовским в складчато-разрывных структурах Баджансайского антиклинория были выделены два главных поля напряжений и четыре – промежуточных между ними; выделенные поля характеризовались переиндексацией осей главных нормальных напряжений и видом напряженного состояния с выделением полей с преобладающей обстановкой растяжения и, напротив, обстановкой сжатия [Gzovsky, 1963, p. 352–353]. Эта же особенность деформирования с переиндексацией осей главных нормальных напряжений (деформаций) при так называемом моделировании «в условиях плоского деформированного состояния» неоднократно наблюдалась при физическом моделировании (ось средних деформаций E_2 менялась местами с осью E_1 или E_3 – А.В. Михайлова, устное сообщение). Таким образом, факт присутствия переиндексации осей главных нормальных напряжений (деформаций) в процессе деформирования эмпирически установлен независимыми исследованиями. Принципиально новым является обоснование закономерности в процессе смены наименования осей и формулировка границ фаз при непрерывном деформировании, которые характеризуются меняющимся видом напряженного состояния между алгебраически максимальными значениями коэффициента Лодэ-Надаи $\mu\sigma = 1$ и алгебраически минимальными $\mu\sigma = -1$. Между фазами с $\mu\sigma = +1$ (одноосное сжатие) до $\mu\sigma = -1$ (одноосное растяжение) вид напряженного состояния проходит стадию сдвига с $\mu\sigma = 0$, соответственно смена двух взбросовых фаз меняется на две сбросовых через сдвиговую фазу. Пары взбросовых и сбросовых полей отличаются друг от друга взаимно ортогональными горизонтальными осями σ_3 и, соответственно, σ_1 (рис. 6) [Vasiliev, Mostryukov, 2001].

Согласно О.И. Гущенко, чем больше абсолютное значение $\mu\sigma$, тем выше может быть скорость деформирования за счет конического распределения плоскостей действия τ_{max} , обеспечивающего смещение по большому спектру плоскостей в отличие от сдвиговой фазы, когда плоскости действия сводятся к двум площадкам между осями σ_1 и σ_3 [Gushchenko, 1999].

Обоснование возрастной последовательности выде-

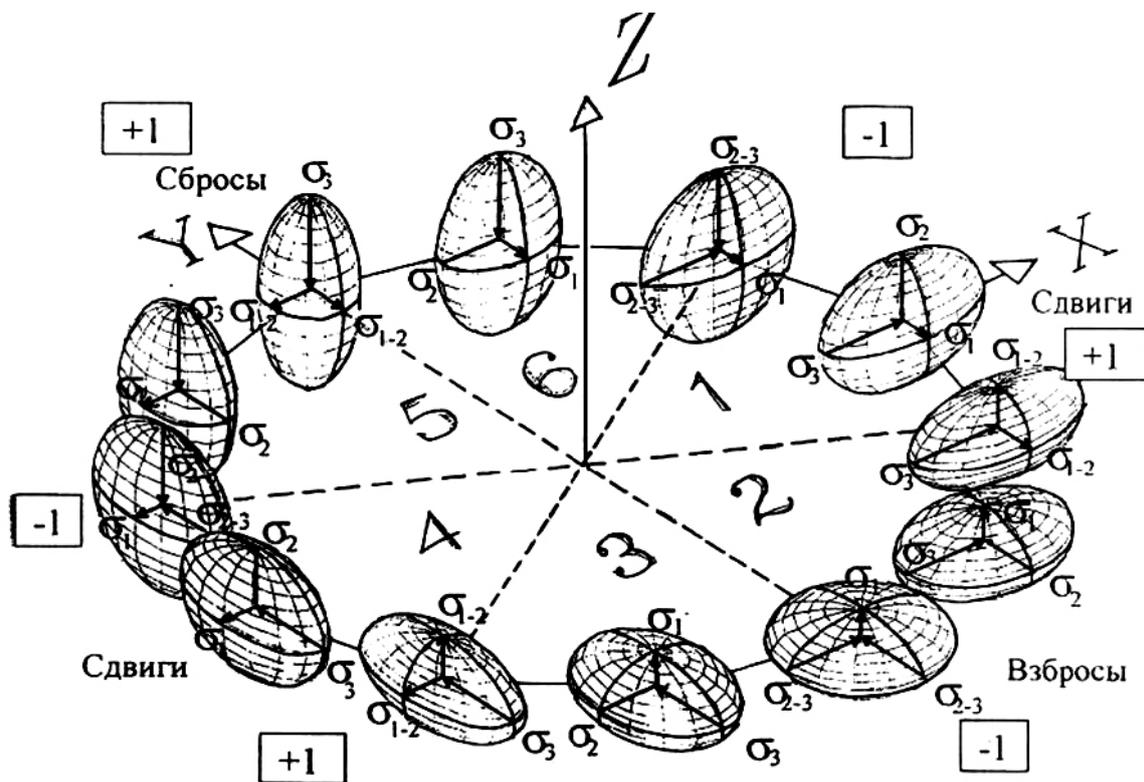


Рис. 6. Схема изменения соотношений между осями (σ_1^{per} , σ_2^{per} , σ_3^{per}) главных нормальных напряжений в течение цикла деформаций [Vasiliev, Mostryukov, 2001].

X, Y, Z – координаты главных осей тензора напряжений; $\sigma_{1,2,3}$ – оси главных напряжений; 1–6 – фазы цикла деформации.

Fig. 6. Changes of relations between principal stress axes (σ_1^{per} , σ_2^{per} , σ_3^{per}) through the deformation cycle [Vasiliev, Mostryukov, 2001].

X, Y, Z – coordinates of the principal axes of the stress tensor; $\sigma_{1,2,3}$ – principal stress axes; 1–6 – phases of the deformation cycle.

ленных фаз деформирования проведено по комплексу данных на примере деформаций в Гальмазнанском массиве ультрабазитов (Корякское нагорье). Здесь были использованы геологические материалы по ориентировкам систем плоскостей кливажа, элементам залегания контактов габбро, пироксенитов и дунитов, хромитовых прожилков, простираниям границ неотектонических блоков, механизмам очагов землетрясений [Vasiliev et al., 1999; Vasiliev, Mostryukov, 2000].

Для Северного Причерноморья обобщены реконструкции тектонических напряжений как структурно-парагенетическим методом [Rastsvetaev, 1982, 1987], так и методом стресс-мониторинга [Gushchenko, 1999].

Необходимо заметить, что в этом регионе проведено значительное количество тектонофизических исследований по геологическим индикаторам. Так, были исследованы разные этапы деформирования эльджуртинских гранитов (этапы обоснованы по геологическим данным) [Vasilyev et al., 2002]; на основании изучения складок в detachmentе Воронцовского покрова и тектонических напряжений кинематическим методом было показано, что покров образовался в результате гравитационного перемещения горных пород [Yakov-

lev, Sim, 2007]; проведено сопоставление результатов тектонофизических исследований по геологическим индикаторам, проведенных разными методами – структурно-парагенетическим и методом Ж. Анжелье (рис. 7) [Marinin, Saintot, 2008, 2012]. Сравнение результатов, полученных двумя независимыми группами исследователей, показало, что в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа преобладают субгоризонтальные ориентировки максимальных сжимающих напряжений; наиболее четко из них проявлено северо-восточное (до север–северо-восточного) направление, с действием которого связано формирование основных позднеальпийских структур региона; поле напряжений, связанное с север–северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития района.

На основании анализа банка данных, состоящего из 23500 замеров направлений векторов перемещений на зеркалах скольжения в 2001 г., выделены шесть фаз деформирования [Gushchenko et al., 2001; Leonov et al., 2001]. Датировка этих фаз опирается на Кавказе на позднеплиоценовый возраст эльджуртинских гранитов и данные по р-ну г. Бештау, на которых выделе-

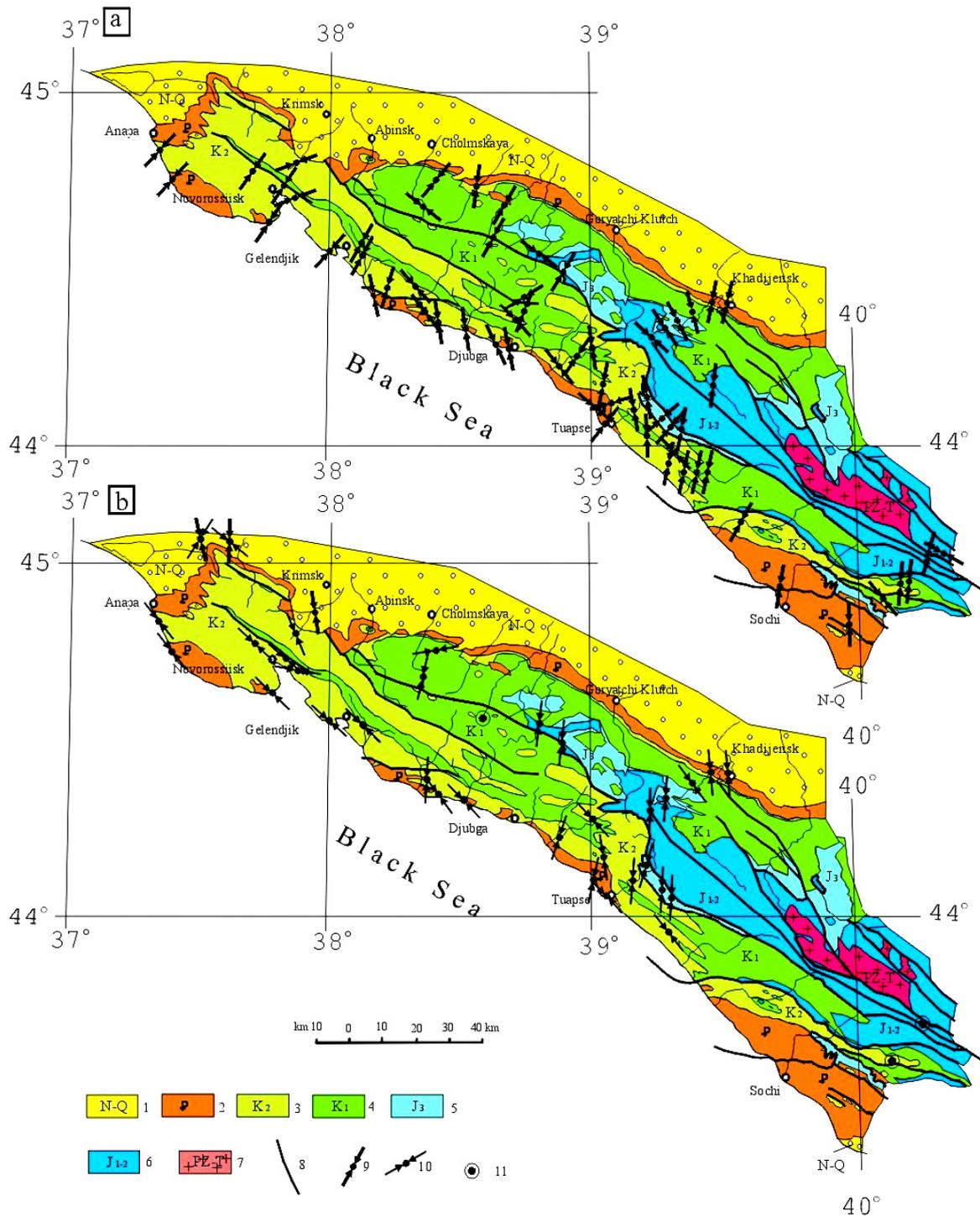


Рис. 7. Схема ориентировки максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в пределах Северо-Западного Кавказа по материалам российской группы исследователей: *a* – наиболее проявленных или доминантных (связанных большей частью со складчатым этапом); *b* – менее проявленных или второстепенных [Marinin, Sainton, 2012].

1–7 области выходов пород: 1 – неогена – антропогена, 2 – палеогена, 3 – верхнего мела, 4 – нижнего мела, 5 – верхней юры (с келловеем), 6 – нижней – средней юры, 7 – палеозоя – триаса; 8 – разрывные нарушения; 9 – ориентировки наиболее проявленных или доминантных направлений осей сжатия; 10 – ориентировки менее проявленных или второстепенных направлений осей сжатия; 11 – субвертикальная ориентировка осей сжатия.

Fig. 7. Scheme of orientations of maximum compression stresses (σ_3) within the North-Western Caucasus, according to data collected by the Russian research team: *a* – most clearly manifested or dominant (mainly associated with the stage of folding); *b* – less manifested or secondary [Marinin, Sainton, 2012].

1–7 – rock outcrops: 1 – Neogene-Anthropogene, 2 – Paleogene, 3 – Upper Cretaceous, 4 – Lower Cretaceous, 5 – Upper Jurassic (including Callovian), 6 – Lower-Middle Jurassic, 7 – Paleozoic-Triassic; 8 – faults; 9 – orientations of the most clearly manifested or dominant directions of compression axes; 10 – less manifested or secondary directions of compression axes; 11 – subvertical orientations of compression axes.

ны все шесть фаз деформирования, т.е. возраст всего этапа (цикла) деформирования принят кайнозойским (постпозднеплиоценовым) [Leonov et al., 2001].

Эти фазы позволили разработать двухслойную модель продольно-волнового деформирования указанного региона, согласно которой два однородных слоя – верхний более жесткий, упруговязкий (аналог литосферной плиты или коры) и нижний – менее жесткий, вязкопластичный слой (верхняя мантия или низы коры) испытывают проскальзывание друг по другу за счет приложения к подошве верхнего слоя поддвиговых усилий.

Под действием последних на ослабленных участках подошвы плиты преодолеваются силы сцепления, вследствие чего на этих участках развиваются поддвиговые криповые подвижки с возникновением фронтального сжатия и тыльного растяжения по отношению к вектору подвижки. В модели рассматриваются возможные геологические следствия, связанные с волновым распределением деформирования в плите. Совместный критический анализ модели, площадного распространения фаз деформирования и данных по тектоническому строению и геодинамике региона приводит авторов к выводу о том, что «геодинамическая обстановка на территории Скифо-Сарматии может трактоваться как обстановка локализованного или, скорее, рассеянного поддвига в северном направлении, причиной которого служит взаимодействие Большого Кавказа, а в более общем плане – Аравийской плиты с краем плиты Евразии в условиях либо их встречного движения, либо обоюдного движения к северу, но с большей скоростью у Кавказа» [Leonov et al., 2001, p. 56]. Обсуждаемое исследование, возглавляемое Ю.Г. Леоновым, представляет собой весьма важное теоретическое и методологическое обобщение, полученное на основе изучения тектонических напряжений по геологическим данным в верхних частях земной коры для значительной территории, включающей в себя новейшие орогенные структуры как Кавказа, так и Скифской плиты и южного края Русской плиты. В работе продемонстрированы возможности коррекции геодинамических построений с помощью тектонофизических исследований, необходимость комплексирования как методов изучения напряженного состояния земной коры, так и всех типов имеющихся на сегодняшний день геолого-геофизических и сейсмологических данных. В исследовании четко сформулированы проблемы интерпретации полученных результатов стресс-мониторинга кайнозойских деформаций Северного Причерноморья, особенности исходного материала, лежащего в основе продольно-волнового механизма деформирования литосферных плит. В определенном смысле данное исследование можно считать развитием программы тектонофизических исследований, сформулированной в свое время М.В. Гзовским, но на другом витке развития тектонофизических исследований геологическими методами.

5. ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ПО ОПЕРЯЮЩИМ РАЗРЫВАМ В ЗОНЕ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ СДВИГОВ

Предложенный автором структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых напряжений [Sim, 1991; Sim, Sergeev, 1996] основан на закономерной ориентации оперяющих («опережающих» [Seminsky, 1986]) разрывов в зонах динамического влияния сдвигов. Полевые и экспериментальные данные о взаимной ориентировке триады разноориентированных разрывов между собой и относительно плоскости сдвига были обобщены М.В. Гзовским [Gzovsky, 1975]. Позже углубленный анализ внутренней структуры зон сдвигов был сделан в работах [Seminsky, 2003, 2009], с выделением трех примерно перпендикулярных систем разрывов.

СГ метод дал возможность впервые охарактеризовать неотектонические напряжения платформ севера Европы и Азии (Западно-Европейская, Тимано-Печорская, Скифская, восточная часть Балтийского щита), включая складчатые структуры Урала, Пай-Хоя, Тимана, Карпат, Кавказа (рис. 8) [Sim et al., 1999; Sim, 2000]. На Восточно-Европейской платформе на ключевых участках (Мезенская синеклиза, Тиман, Балтийский щит) результаты реконструкции сдвиговых тектонических напряжений платформ, изложенные в работе [Sim et al., 2008], были подтверждены исследованиями тектонических напряжений кинематическим методом, а в пределах Западно-Сибирской плиты – результатами сейсморазведки 3D [Gogonenkov et al., 2007]. В результате изучения напряженного состояния Северной Евразии установлена область влияния на плиты процессов спрединга в Северной Атлантике и Арктике. Граница между разными типами напряженного состояния на платформах проходит примерно вдоль границы Фенноскандинавского щита с Русской плитой, по западному краю палеозойской Белорусской антеклизы и обусловлена глубинным строением северной части Европы [Sim, 2000] (рис. 9). На Русской плите субмеридиональное сжатие, обусловленное тектогенезом в Арктике, сливается с влиянием процессов орогенеза на Кавказе. Согласно работе [Leonov et al., 2001], вероятность распространения влияния перемещения Аравийской плиты на неотектонические напряжения Русской плиты ограничена, поэтому не исключено, что в центральных частях Русской плиты заметный вклад вносят ротационные силы. На сегодняшний день, на наш взгляд, нет достаточных данных для решения этого вопроса.

6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Неоценимая роль в решении практических задач принадлежит тектонофизическим исследованиям по-

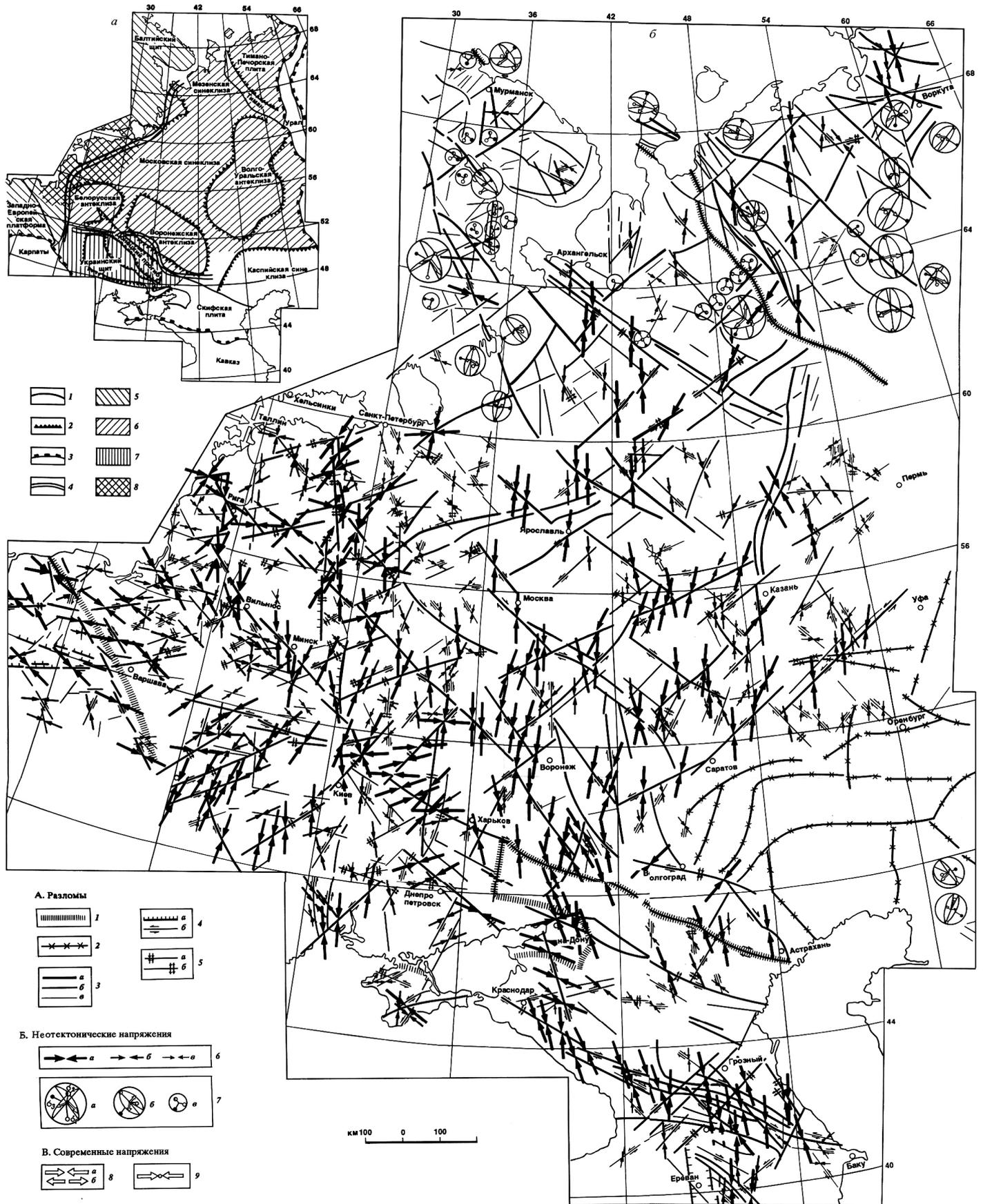


Рис. 8. Карта полей неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы и структур обрамления.

А. Разломы: 1 – зоны глубинных разломов, ограничивающих Восточно-Европейскую платформу; 2 – крупнейшие разломы фундамента с невыясненной неотектонической активизацией; 3 – неотектонические разломы (*a* – I, *б* – II, *в* – III и более мелких рангов); 4 – кинематические типы разломов (*a* – сбросы, *б* – сдвиги); 5 – разломы, формирующиеся в обстановке сжатия (*a*) и растяжения (*б*). *Б. Неотектонические напряжения:* 6 – оси сжатия в горизонтальной плоскости, установленные структурно-геоморфологическим методом (*a* – I, *б* – II, *в* – III и более мелких рангов); 7 – общие поля напряжений, восстановленные по векторам перемещений на зеркалах скольжения. Оси главных нормальных напряжений: растяжения – σ_1 , промежуточная – σ_2 , сжатия – σ_3 ; *a* – I, *б* – II, *в* – III и более мелких рангов; на стереограммах показаны плоскости действия τ_{\max} , стрелка на плоскости – направление перемещения в лежачем крыле (верхняя полусфера, сетка Вульфа). *В. Современные напряжения:* 8 – по механизм в очагах землетрясений: оси сжатия (*a*) и растяжения (*б*); 9 – горизонтальное сжатие по данным инструментальных измерений. На врезке – схема районирования ВЕП и структур обрамления по типу неотектонических напряжений: 1 – зоны глубинных разломов; 2–4 – границы: 2 – крупнейших структур фундамента ВЕП, 3 – орогенных структур обрамления, 4 – областей с разным типом неотектонических напряжений; 5–8 – области с разными типами неотектонических напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием, 6 – субмеридиональным сжатием, 7 – с неустойчивой ориентацией сжатия, 8 – с обстановкой растяжения [Sim, 2000].

Fig. 8. Map of neotectonic stress fields of the East European platform and frame structures.

A. Faults: 1 – zones of deep faults bordering the East European platform; 2 – major basement faults of unknown neotectonic activation; 3 – neotectonic faults (*a* – I, *б* – II, *в* – III and smaller ranks); 4 – kinematic types of faults (*a* – normal faults, *б* – shear faults); 5 – faults formed under conditions of compression (*a*) and extension (*б*). *B. Neotectonic stresses:* 6 – compression axes in the horizontal plane, according to structural geomorphology (*a* – I, *б* – II, *в* – III and smaller ranks); 7 – general stress fields reconstructed from displacement vectors recorded on slickensides. Principal normal stress axes: extension – σ_1 , intermediate – σ_2 , compression – σ_3 ; *a* – I, *б* – II, *в* – III and smaller ranks; on the stereograms there is an action plan τ_{\max} , arrow on surface – displacement direction in the lying wall (upper hemisphere, Wulff net). *B. Recent stresses:* 8 – from earthquake focal mechanisms: axes of compression (*a*) and extension (*б*); 9 – horizontal compression from instrumental measurement data. Insert: (*a*) – zonation of the East-European platform and frame structures by neotectonic stress types: 1 – zones of deep faults; 2–4 – boundaries: 2 – the largest basement structures of the East-European platform, 3 – orogenic frame structures, 4 – areas differing in neotectonic stress type; 5–8 – areas with different types of neotectonic stresses: 5 – sublatitudinal and WSW compression, 6 – submeridional compression, 7 – compression of unstable orientation, 8 – extension [Sim, 2000].

левыми методами, способствующим прогнозу условий локализации месторождений полезных ископаемых, оценке устойчивости горных выработок и крупных гражданских сооружений при проектировании водохранилищ, АЭС, выделению возможных сейсмоопасных зон и т.д. К таким работам относится изучение тектонических напряжений угольных месторождений Донбасса [Korchmagin, Ryaboshtan, 1987], урановых месторождений Забайкалья [Petrov et al., 2010], золоторудных месторождений Верхоянья [Zadorozhny, 2002], месторождений платины в Корякии [Vasiliev et al., 1999], алмазонасных трубок Якутии [Gladkov et al., 2008], месторождений пьезосырья на Приполярном Урале [Sim, 2000; Sim et al., 2005], рудных объектов Тянь-Шаня [Fatkhulaev, Umurzakov, 2009]. В большинстве работ, посвященных тектонофизическому изучению мест локализации полезных ископаемых, показана доминирующая роль разломов в формировании рудных месторождений [Sim et al., 1987; Gladkov et al., 2008].

В проблеме прогноза мест локализации гидротермально-метасоматических месторождений полезных ископаемых важную роль играет особое напряженное состояние, названное **вариацией вида напряженного состояния (ВВНС)** [Sim, 1982]. Оно характеризуется постоянством ориентаций главных нормальных напряжений и максимальной дисперсией параметра $\mu\sigma$ от -1 до $+1$ с подчиненным количеством промежуточных значений. Таким образом, определенные объемы горных пород деформируются в разном режиме попеременно – то при одноосном сжатии, то при одноосном

растяжении без изменения ориентировки осей главных нормальных напряжений. Принадлежность борозд скольжения единому локальному стресс-состоянию подтверждается нахождением в этом же объеме до 20–30 % борозд скольжения, не противоречащих ориентировке оси сжатия и растяжения, но сформированных при $\mu\sigma \neq |1|$. Такой тип деформирования характерен для мест пересечения разрывов 2, 3-го порядка и, возможно, обусловлен попеременными перемещениями по отдельным разрывам. На Приполярном Урале к участкам с ВВНС приурочены гнезда горного хрусталя. В.А. Корчемагиным показано, что с такими участками связаны выбросы газа в шахтах Донбасса, а также прогнозировано наличие термальных вод во Вьетнаме. Не менее важная роль принадлежит максимальным значениям величин приращения вертикальной компоненты деформаций, названной **«вертикальным «разуплотнением» горных пород»** (ВРГП – сокращение Л.С.) [Vasiliev, Mostryukov, 2000]. В синрудный этап деформирования в платиноносном массиве дунитгарцбургитов Ватыно-Вывенской сутуры Корякского нагорья были выделены блоки со сдвиговыми и взбросовыми тектоническими напряжениями. Блоков со взбросовыми полями оказалось существенно меньше, чем со сдвиговыми. В блоках со сдвиговым механизмом деформирования отмечен процесс взаимного вертикального уплотнения-разуплотнения пород, для блоков со взбросовым типом напряжений характерен процесс некомпенсированного разуплотнения. Совместное исследование характеристик ВРГП и проявления металла показало, что последние концентрируются

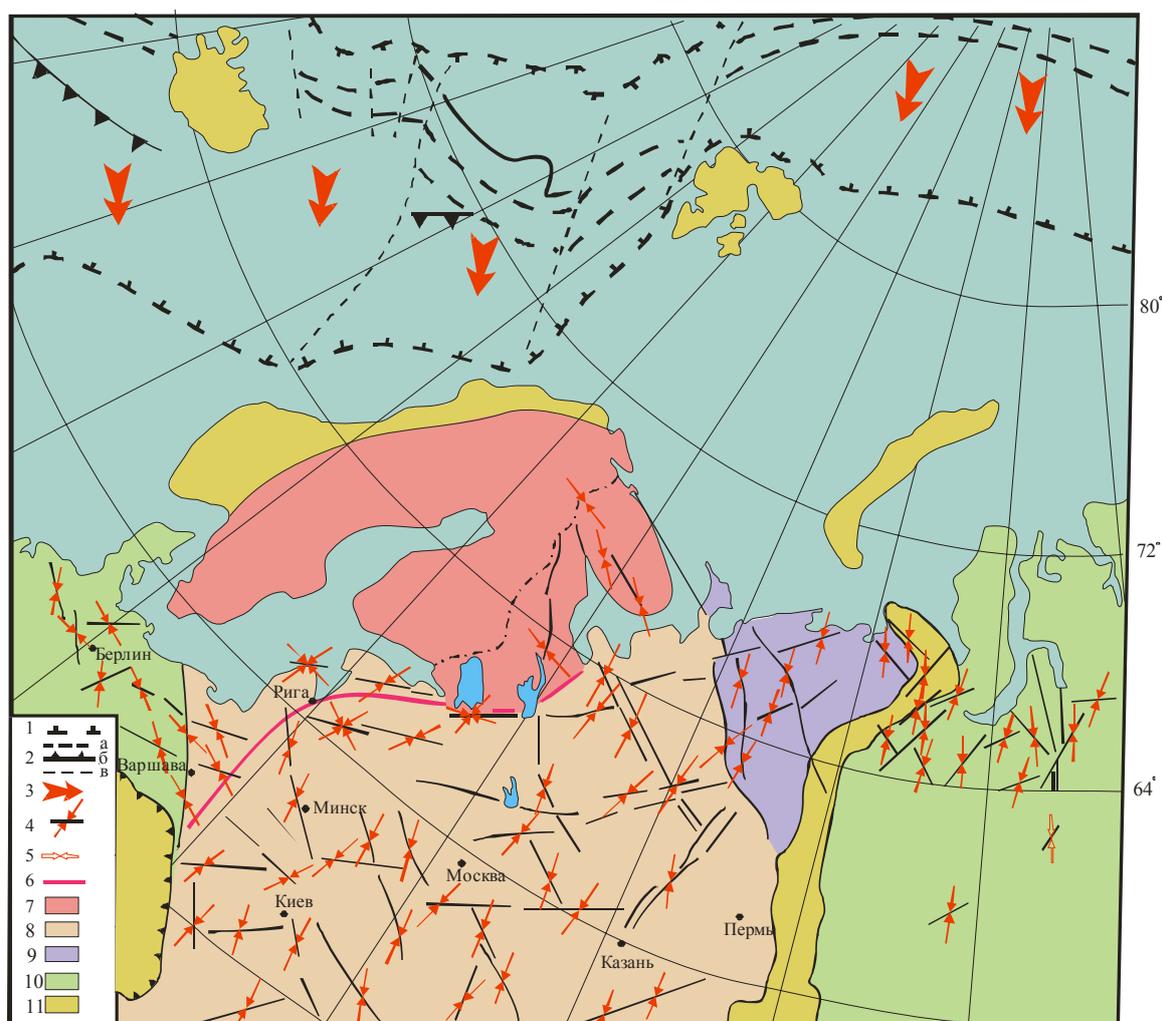


Рис. 9. Неотектонические напряжения севера Евразии.

1 – контуры шельфа; 2 – океанические структуры: а – центральные, б – периферические части срединно-океанических хребтов, в – трансформные разломы; 3 – ориентация сжатия, обусловленная процессами спрединга; 4–5 – ориентировки региональных осей сжатия в горизонтальной плоскости: 4 – восстановленные кинематическим и СТ методами, 5 – по сейсмике 3Д [Gogonenkov et al., 2007]; 6 – граница между западным (северо-западные и широтные) и восточным (субмеридиональные) типами ориентировок осей сжатия; 7–11 – континентальные тектонические структуры: 7 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит, 8 – Русская плита, 9 – Западно-Европейская и Западно-Сибирская плиты, 10 – Тиманиды и Тимано-Печорская плита, 11 – разновозрастные складчатые комплексы.

Fig. 9. Neotectonic stresses of the Northern Eurasia.

Legend: 1 – shelf contours; 2 – oceanic structures: a – central, b – peripheral parts of mid-ocean ridges, v – transform faults; 3 – orientation of compression associated with spreading; 4–5 – orientations of regional compression axes in the horizontal plane: 4 – from kinematic and structural geological data, 5 – from 3D seismic data [Gogonenkov et al., 2007]; 6 – boundary between areas with the western (NW and latitudinal) and eastern (submeridional) orientations of compression axes; 7–11 – continental tectonic structures: 7 – Fennoscandian (Baltic) shield, 8 – Russian plate, 9 – West-European and West-Siberian plates, 10 – Timanides and Timan-Pechora plate, 11 – fold complexes of various ages.

вдоль границ с высокоградиентными зонами ВРГП. Эти границы, являясь пограничными зонами флюидной проницаемости пород на синрудном этапе, свидетельствуют о проявлении деформационного фактора структурного контроля пространственного размещения геохимических барьеров и, соответственно, концентрации металлов. «В целом результаты исследования обосновывают высокую перспективность применения тектонофизических методов анализа к изучению закономерностей размещения флюидного оруденения

в массивах горных пород» [Vasiliev, Mostryukov, 2000, с. 294]. ВВНС и ВРГП устанавливаются только при реконструкции тектонических напряжений кинематическим методом.

Разномасштабные исследования неотектонических напряжений платформ СТ методом, проведенные автором, показали высокую значимость секторов локального растяжения и сжатия, формирующихся на местах пересечения разнонаправленных сдвигов при решении прикладных задач. Так, в условиях субмеридионально-

го сжатия и субширотного растяжения (Русская плита, Западная Сибирь), при пересечении правых сдвигов северо-западного простирания с левыми – северо-восточного простирания, секторы, открытые на запад и восток, характеризуются обстановкой локального растяжения, а секторы, открытые на север и юг, – локального сжатия. В секторах растяжения фиксируется аномальное развитие карстовых процессов из-за повышенной проницаемости гипсоносных пород (г. Дзержинск) [Sim, 2000]; к ним приурочены участки с постоянными нарушениями рабочего состояния железнодорожных путей (Смоленская обл.) и газопроводов (Тверская обл.); в таких секторах отмечается высокий начальный дебит скважин на месторождениях углеводородов (Б. Салым, Ай-Пим, Западная Сибирь).

Развитие науки и практики требует оценки величины тектонических напряжений, восстановленных по геологическим данным. На сегодняшний день к решению этой задачи вплотную приблизились сотрудники лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН [Rebetsky et al., 2011], что в перспективе выведет изучение палеотектонических напряжений по геологическим индикаторам на принципиально новый уровень.

7. ВЫВОДЫ

Почти за 60 лет со времени разработки полевого метода реконструкции тектонических напряжений М.В. Гзовским тектонофизические исследования по

геологическим индикаторам достигли определенных успехов в своем развитии, а именно:

- разработаны статистический, кинематический, структурно-парагенетический, катакластический, стресс-мониторинговый, структурно-геоморфологический и другие методы, позволившие провести региональное изучение напряженного состояния для практически всей территории России и стран СНГ;

- исследованы механизмы формирования тектонических структур различного масштаба;

- на основании переиндексации осей главных нормальных напряжений в процессе непрерывного деформирования, установленной эмпирически, разработана гипотеза закономерной смены фаз в едином цикле; гипотеза требует дальнейшего обоснования, тем не менее она весьма перспективна для развития тектонофизических исследований;

- показано, что в геологической среде, прошедшей неоднократное деформирование, при реализации перемещений по ослабленным поверхностям картируются векторы перемещений на плоскостях, отклоняющихся от теоретических и модельных представлений за счет неоднородности свойств среды;

- разработаны тектонофизические критерии прогноза мест локализации полезных ископаемых гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса, а также прогноза участков с развитием неблагоприятных современных процессов.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Angelier J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiques. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 281, 1805–1808.
- Angelier J., Gushchenko O.I., Saintot A., Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Malutin S., 1994. Relations entre champs de contraintes et de formations le long d'une chaine compressive-de'crochante: crime'e et Caucase (Russie et Ukraine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series II* (319), 341–348.
- Bankwitz P., 2000. Interpretation of destruction traces on surfaces of fractures in view of reconstruction of recent and palaeostresses. In: M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Nauka, Moscow, p. 266–281 (in Russian) [Банквигц П. Интерпретация следов разрушения на поверхностях трещин в связи с реконструкцией современных и палеонапряжений // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 266–281].
- Bankwitz P., Bankwitz E., 1984. Die Symmetrievon Klueftoberflaechen und ihre Nutzung fuer eine Palaeospannungsanalyse. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 12, 305–334.
- Fatkhulaev Sh.D., Umurzakov R.A., 2009. Tectonophysical features in studies of ore deposits varying in scale and specific regional features of manifestation of recent stress fields in regions of the Tien Shan from geological and structural data. In: Tectonophysics and current issues of the Earth sciences. Proceedings of the All-Russia Conference. IPE RAS, Moscow, p. 415–420 (in Russian) [Фатхулаев Ш.Д., Умурзаков Р.А. Тектонофизические особенности изучения разно-масштабных рудных объектов и региональные особенности проявления новейших полей напряжений отдельных областей Тянь-Шаня по геолого-структурным данным // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Всероссийской конференции. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 415–420].
- Gintov O.B., Isai V.M., 1984a. Some regularities of faulting and the method of morpho-kinematic analysis of shear faults. *Geofizicheskiy Zhurnal* 6 (3), 3–10 (in Russian) [Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофизический журнал. 1984а. Т. 6. № 3. С. 3–10].
- Gintov O.B., Isai V.M., 1984b. Some regularities of faulting and the method of morpho-kinematic analysis of shear faults. *Geofizicheskiy Zhurnal* 6 (4), 3–14 (in Russian) [Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофизический журнал. 1984б. Т. 6. № 4. С. 3–14].

- Gintov O.B., Murovskaya A.V., 2000a. The problem of crustal dynamics of the Crimean Peninsula in the Meso-Cenozoic (tectonophysical aspect). *Geofizicheskiy Zhurnal* 22 (2), 39–60 (in Russian) [Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект) // *Геофизический журнал*. 2000а. Т. 22. № 2. С. 39–60].
- Gintov O.B., Murovskaya A.V., 2000b. The problem of crustal dynamics of the Crimean Peninsula in the Meso-Cenozoic (tectonophysical aspect). *Geofizicheskiy Zhurnal* 22 (3), 39–49 (in Russian) [Гинтов О.Б., Муровская А.В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект) // *Геофизический журнал*. 2000б. Т. 22. № 3. С. 36–49].
- Gladkov A.V., Borneyakov S.A., Manakov A.B., Matrosov V.A., 2008. Tectonophysical Research in Diamond Prospecting. Moscow, Nauchny Mir, 182 p. (in Russian) [Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.Б., Матросов В.А. Тектонофизические исследования при алмазоносных поисковых работах. М.: Научный мир, 2008. 182 с.].
- Gogonenkov G.N., Kashik A.S., Timurziev A.I., 2007. Horizontal shifts of the basement in West Siberia. *Geologiya nefti i gaza* 3, 3–10 (in Russian) [Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // *Геология нефти и газа*. 2007. № 3. С. 3–10].
- Gusev G.S., 1979. *Folded Structures and Faults of the Verkhoyansk-Kolyma System of Mesozooids*. Nauka, Moscow, 208 p. (in Russian) [Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.].
- Gushchenko O.I., 1973. Analysis of tectonic shear orientations and their tectonophysical interpretation in reconstruction of palaeostresses. *Doklady AN SSSR* 210 (2), 331–334 (in Russian) [Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334].
- Gushchenko O.I., 1979. The method of kinematic analysis of destruction structures in reconstruction of tectonic stress fields. In: *Fields of stress and strain in the lithosphere*. Nauka, Moscow, p. 7–25 (in Russian) [Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25].
- Gushchenko O.I., 1999. The kinematic principle of relative chronology of palaeostresses. In: *Theoretical and regional problems of geodynamics*. Proceedings of Geological Institute, RAS. Nauka, Moscow, Issue 515, p. 108–125 (in Russian) [Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Труды ГИН РАН. М.: Наука, 1999. Вып. 515. С. 108–125].
- Gushchenko O.I., Gushchenko N.Yu., Mostryukov A.O., Kuznetsov V.A., Sergeev A.A., Petrov V.A., Ilyin A.V., Rastsvetaev L.M., Tveritinova T.Yu., Sim L.A., Korchemagin D.V., Vasiliev N.Yu., Dudnik V.A., Korchemagin V.A., 2001. Tectonic stress monitoring and stress fields of the Near-Black Sea region. *Proceedings of the Donetsk National Technical University. Mining Geology Series* 32, p. 104–117 (in Russian) [Гущенко О.И., Гущенко Н.Ю., Мострюков А.О., Кузнецов В.А., Сергеев А.А., Петров В.А., Ильин А.В., Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Сим Л.А., Корчемагин Д.В., Васильев Н.Ю., Дудник В.А., Корчемагин В.А. Тектонический стресс-мониторинг и поля напряжений Причерноморского региона // *Наукові праці Донецького національного технічного університету. Серія: Гірничо-геологічна*. 2001. Випуск 32. С. 104–117].
- Gzovsky M.V., 1954. Tectonic stress fields. *Izvestiya AN SSSR. Seriya 5. Geofizika* 5, 390–410 (in Russian) [Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // *Известия АН СССР. Серия. 5. Геофизика*. 1954. № 5. С. 390–410].
- Gzovsky M.V., 1959. *Main Issues of Tectonophysics and Tectonics of the Baydzhansayskoe Anticlinorium*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow. Vol. I–II, 256 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Издательство АН СССР, 1959. Ч. I–II. 256 с.].
- Gzovsky M.V., 1963. *Main Issues of Tectonophysics and Tectonics of the Baydzhansayskoe Anticlinorium*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow. Vol. III–IV, 544 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Издательство АН СССР, 1963. Ч. III–IV. 544 с.].
- Gzovsky M.V., 1975. *Fundamentals of Tectonophysics*. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].
- Kopp M.P., Adzhamyan Zh., Il'yas K., Fakiani F., Khafez A., 1999. Mechanism of formation of the El Ghab Wrench graben (Syria) and the Levant Transform Fault propagation. *Geotectonics* 33 (5), 408–422.
- Kopp M.L., Tveritinova T.Yu., 1999. Kinematics of the Zhigulevsky fault. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Department of Geology* 74 (5), 18–29 (in Russian) [Конн М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского разлома // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический*. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18–29].
- Korchemagin V.A., 1984. *The Geological Structure and the Stress Field in Relation to Evolution of Endogenous Regimes in Donbass*. Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geology and mineralogy). IEP, the USSR Academy of Sciences, Moscow, 24 p. (in Russian) [Корчемагин В.А. Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 24 с.].
- Korchemagin V.A., Abakumov V.V., Danaev A.I., Korchemagin D.V., Dudnik V.A., 2000. Structural and tectonophysical characteristics of the eastern part of Alai and Trans-Alay ridges. In: M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Nauka, Moscow, p. 295–310 (in Russian) [Корчемагин В.А., Абакумов В.В., Данаев А.И., Корчемагин Д.В., Дудник В.А. Структурно-тектонофизическая характеристика восточной части Алайского и Заалайского хребтов // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 295–310].

- Korchemagin V.A., Emets V.S., 1982. On the method of identification and reconstruction of superimposed tectonic stress fields. *Doklady AN SSSR* 1 (263), 163–168 (in Russian) [Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений // Доклады АН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163–168].
- Korchemagin V.A., Ryaboshan Yu.S., 1987. Tectonics and stress fields in Donbass. In: Stress and strain fields of the Earth's crust. Nauka, Moscow, p. 164–170 (in Russian) [Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 164–170].
- Leonov Yu.G., Gushchenko O.I., Kopp M.L., Rastsvetaev L.M., 2001. Relationship between the Late Cenozoic stresses and deformations in the Caucasian sector of the Alpine belt and its Northern foreland. *Geotectonics* 35 (1), 30–50.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., 2008. Active faults and crustal stress in the northeastern flank of the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics* 49 (2), 113–123. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.01.004>.
- Marinin A.V., Saintot A., 2008. Comparison of results of palaeostress studies in the North-Western Caucasus by different tectonophysical methods. In: Problems of tectonophysics. The 40th anniversary of foundation of Laboratory of Tectonophysics, IPE RAS, by M.V. Gzovsky. IPE RAS, Moscow, p. 225–243 (in Russian) [Маринин А.В., Сайнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 225–243].
- Marinin A.V., Saintot A., 2012. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. *Comptes Rendus Geoscience* 344 (3), 181–190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2012.01.004>.
- Markov G.A., 1977. Tectonic Stress and Confining Pressure in Mines at the Khibiny Massif. Nauka, Leningrad, 213 p. (in Russian) [Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.].
- Nikolaev P.N., 1977. Methods of statistical analysis of fractures and reconstruction of tectonic stresses. *Izvestiya VUZov, Geologiya i Razvedka* 12, 103–115 (in Russian) [Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция тектонических напряжений // Известия ВУЗов, Геология и Разведка. 1977. № 12. С. 103–115].
- Nikolaev P.N., 1992. The Method of Tectono-Dynamic Analysis. Nedra, Moscow, 263 p. (in Russian) [Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 263 с.].
- Pack A.V., 1947. Some issues of fracture tectonics in mining geology. *Sovetskaya Geologiya* 20, 196 (in Russian) [Пэк А.В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии // Советская геология. 1947. № 20. С. 196].
- Parfeevets A.V., Sankov S.V., 2006. The State of Crustal Stresses and Geodynamics of the South-Western Part of the Baikal Rift System. Publishing House of SB RAS, GEO Branch, Novosibirsk, 151 p. (in Russian) [Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО», 2006. 151 с.].
- Petrov V.A., Mostryukov A.O., Vasiliev N.Y., 2008. Structure of recent field of stresses of mezozoic-cenozoic cycle of deformations of the Baikal rift zone. *Geophysical research* 9 (3), 39–61.
- Petrov V.A., Sim L.A., Nasimov R.M., Shchukin S.I., 2010. Fault tectonics, neotectonic stresses, and hidden uranium mineralization in the area adjacent to the Strel'tsovka Caldera. *Geology of Ore Deposits* 52 (4), 279–288. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701510040033>.
- Rastsvetaev L.M., 1982. Structural drawings of fractures and their geomechanical interpretation. *Doklady AN SSSR* 267 (4), 904–909 (in Russian) [Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Доклады АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904–909].
- Rastsvetaev L.M., 1987. Tectono-dynamic conditions of formation of the Alpine structure of the Greater Caucasus. In: Geological and mineral resources of the Greater Caucasus. Nauka, Moscow, p. 69–96 (in Russian) [Расцветаев Л.М. Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геологические и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96].
- Rebetsky Yu.L., 1997. Reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic strains: Methodical fundamentals, current stress field of Southeastern Asia and Oceania. *Doklady Earth Sciences* 354 (4), 560–563.
- Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Kozyrev A.A., Rybin V.V., Zhiron D.V., 2011. The first estimates of stresses from geological data. In: The Current State-of-the-Art in Earth Science. International Conference dedicated to the memory of V.E. Khain. Moscow State University, Moscow, p. 1553–1555. Available from: <http://khain2011.web.ru> (last accessed 1.07.2013) (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В. Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле. Международная конференция, посвященная памяти В.Е. Хаина. М.: МГУ, 2011. С. 1553–1555. Available from: <http://khain2011.web.ru> (last accessed 1.07.2013)].
- Saintot A., Angelier J., 2002. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics* 357 (1–4), 1–31. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00360-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00360-8).
- Seminsky K.Zh., 1986. Analysis of distribution of leading fractures during formation of large faults. *Geologiya i Geofizika* 10, 9–18 (in Russian) [Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 9–18].
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. Publishing House of SB RAS, GEO Branch, Novosibirsk, 242 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных раз-

- ломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО», 2003. 242 с.].
- Seminsky K.Zh., 2009. Tectonophysical analysis of the internal structure of fault zones. In: Modern tectonophysics. Methods and results. Material of the 1st Youth Workshop. IPE, Moscow, p. 258–276 (in Russian) [Семинский К.Ж. Тектонофизический анализ внутренней структуры разломных зон // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы 1-й молодежной школы-семинара. М.: ИФЗ, 2009. С. 258–276].
- Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. Stress Fields of the Earth's Crust and Geological and Structural Methods of Their Study. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. 261 с.].
- Sim L.A., 1982. Change of the state of stresses as a sign of rock-crystal-bearing capacity (exemplified by Nether-Pole Urals). In: Experimental tectonics in solving problems of theoretical and practical geology. Abstracts of the First All-Union Symposium. Novosibirsk, p. 120–121 (in Russian) [Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния как признак хрусталеносности (на примере Приполярного Урала) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тезисы Первого Всесоюзного симпозиума. Новосибирск, 1982. С. 120–121].
- Sim L.A., 1991. Studies of tectonic stress from geological indicators (methods, results, recommendations). *Izvestia VUZov, Geologiya i Razvedka* 10, 3–22 (in Russian) [Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия ВУЗов, Геология и Разведка. 1991. № 10. С. 3–22].
- Sim L.A., 2000. The impact of global tectogenesis on the most recent state of stresses of platforms in Europe. In: M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Nauka, Moscow, p. 326–350 (in Russian) [Сим Л.А. Влияние глобально-го тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350].
- Sim L.A., 2012. Some methodological aspects of tectonic stress reconstruction based on geological indicators. *Comptes Rendus Geoscience* 344 (3), 174–180. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2011.11.003>.
- Sim L.A., Bryantseva G.V., Chekmarev K.V., 2008. On transformation of the structural plan of the northern part of the West-Siberian plate and the Polar Urals in the latest stage. In: Problems of tectonophysics. The 40th anniversary of foundation of Laboratory of Tectonophysics, IPE RAS, by M.V. Gzovsky. IPE RAS, Moscow, p. 301–318 (in Russian) [Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекарчев К.В. О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 301–318].
- Sim L.A., Korchemagin V., Frischbutter A., Bankwitz P., 1999. The neotectonic stress field pattern of the East European Platform. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 27 (3–4), 161–181.
- Sim L.A., Sergeev A.A., 1996. Eine strukturell-geomorphologische Methode zur Analyse aktiver Brüche mit dem Ziel der bestimmung neotectonischer Spannungen in Tafelgebieten. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 20, 369–375.
- Sim L.A., Vasiliev N.Yu., Korchemagin V.A., Emets V.S., 1987. Stress fields in fault zones and formation of structures of ore fields. In: Stress and strain fields of the Earth's Crust. Nauka, Moscow, p. 151–158 (in Russian) [Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемегин В.А., Емец В.С. Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 151–158].
- Sim L.A., Yurchenko O.S., Sirotkin O.A., 2005. Tectonic stresses of the northern parts of the Urals. *Geofizicheskiy Zhurnal* 27 (1), 110–120 (in Russian) [Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 110–120].
- Umurzakov R.A., 2009. Stress fields and mechanism of earthquake foci in mountainous areas of the Tien Shan from geological and structural data. In: Tectonophysics and current issues of the Earth sciences. Proceedings of the All-Russia Conference. IPE RAS, Moscow, p. 408–414 (in Russian) [Умурзаков Р.А. Поля напряжений и механизм формирования очагов землетрясений в некоторых горных областях Тянь-Шаня по геолого-структурным данным // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Всероссийской конференции. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 408–414].
- Vasiliev N.Yu., Korchemagin V.A., Mostryukov A.N., Nikolskaya N.V., Sim L.A., 1999. Phases and stages of tectonic loading in evolution of the gabbro-pyroxenite-dunite massif (Vatyno-Vyvenskaya suture, Koryak highlands). In: Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism. Materials of the XXXII tectonic meeting. GEOS, Moscow, Vol. 1, p. 121–123 (in Russian) [Васильев Н.Ю., Корчемегин В.А., Мострюков А.Н., Никольская Н.В., Сим Л.А. Этапы и стадии тектонического нагружения в эволюционном развитии массива габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ватыно-Вывенская сутура, Корякское нагорье) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т. 1. С. 121–123].
- Vasiliev N.Yu., Mostryukov A.O., 2000. Tectonophysical reconstruction of conditions of precious metals placement in dunites of the laminated massif. In: M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Nauka, Moscow, p. 281–295 (in Russian) [Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 281–295].
- Vasiliev N.Yu., Mostryukov A.O., 2001. Regularities in development of deformation cycles in processes of tectogenesis. In: Tectonics of the Neogean: General and regional aspects. GEOS, Moscow, Vol. 1, p. 90–93 (in Russian) [Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 90–93].

- Vasilyev N.J., Mostrjukov A., Sim L., 2002. Die Rolle der tektonischen Spannungen bei Entwicklung der Eldjutinsk-Granitoid Koerpers und seines Rahmens (Kaukasus) – Tectonophysikalische Rekonstruktion. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 30 (1–2), 131–144.
- Yakovlev F.L., Sim L.A., 2007. On the relation between fields of tectonic stresses and strain (exemplified by the Vorontsovsky cover, North-Western Caucasus). In: Fundamental problems of geotectonics. Materials of the XI tectonic Meeting. GEOS, Moscow, p. 397–400 (in Russian) [Яковлев Ф.Л., Сим Л.А. О соотношении поля тектонических напряжений и поля деформаций (на примере Воронцовского покрова, Северо-Западный Кавказ) // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 397–400].
- Zadorozhny D.N., 2002. Tectonophysical Criteria for Prediction of Mineralization of the Verkhoyanskaya Silver-Bearing Province. Synopsis of PhD Thesis (Candidate degree in geology and mineralogy). Moscow State University, Moscow, 24 p. (in Russian) [Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской серебряной провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2002. 24 с.].



Сим Лидия Андреевна, докт. геол.-мин. наук, в.н.с.
 Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
 123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия
 ✉ e-mail: sim@ifz.ru

Sim, Lidia A., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
 The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
 10–1 Bolshaya Gruzinskaya street, Moscow 123995, Russia
 ✉ e-mail: sim@ifz.ru



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0106>

“CONTINENTAL RIFTING, ACCOMPANYING PROCESSES” SYMPOSIUM DEDICATED TO THE MEMORY OF N.A. LOGACHEV AND E.E. MILANOVSKY, ‘ACADEMICIANS OF RIFTING’, 20–23 AUGUST 2013, IRKUTSK, RUSSIA

S. V. Rasskazov^{1,2}, S. P. Primina², T. A. Yasnygina¹, T. Yu. Tveritina^{3,4}

¹ *Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

² *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

³ *Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

⁴ *Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

Abstract: The article provides information about “Continental rifting, accompanying processes” Symposium dedicated to the memory of N.A. Logachev and E.E. Milanovsky, ‘Academicians of Rifting’. The symposium took place on 20–23 August 2013. It was initiated and arranged by the Institute of the Earth's Crust SB RAS and the Geological Faculty of the Irkutsk State University (Irkutsk) with participation of the Geological Faculty of Moscow State University. Topics of the symposium are reviewed.

Key words: rifting, volcanism, sedimentation, Baikal rift, monitoring, recent movements, rifting models.

Citation: Rasskazov S.V., Primina S.P., Yasnygina T.A., Tveritina T.Yu. 2013. “Continental rifting, accompanying processes” Symposium dedicated to the memory of N.A. Logachev and E.E. Milanovsky, ‘Academicians of Rifting’, 20–23 August 2013, Irkutsk, Russia. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 363–369. doi: 10.5800/GT-2013-4-3-0106.

СИМПОЗИУМ ПАМЯТИ «АКАДЕМИКОВ РИФТОГЕНЕЗА» Н.А. ЛОГАЧЕВА И Е.Е. МИЛАНОВСКОГО «КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ», ИРКУТСК, РОССИЯ, 20–23 АВГУСТА 2013 Г.

С. В. Рассказов^{1,2}, С. П. Примина², Т. А. Ясныгина¹, Т. Ю. Тверитинова^{3,4}

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*

³ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

⁴ *Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

Аннотация: Представлена информация о симпозиуме памяти академиков РАН Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», состоявшемся 20–23 августа 2013 г. Симпозиум организован Институтом земной коры СО РАН и геологическим факультетом Иркутского государственного университета (г. Иркутск) с участием геологического факультета Московского государственного университета. Освещена тематика конференции.

Ключевые слова: рифтогенез, вулканизм, осадконакопление, Байкальский рифт, мониторинг, современные движения, модели рифтогенеза.

Второй Всероссийский симпозиум с международным участием «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», посвященный памяти академиков РАН Николая Алексеевича Логачева и Евгения Евгеньевича Милановского, состоялся в Иркутске в период с 20 по 23 августа 2013 г. Симпозиум организован с элементами научной школы для молодежи. Он проводился на базе Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН) и геологического факультета Иркутского государственного университета (ФГБОУ ВПО «ИГУ») с участием геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова в рамках выполнения проекта МПГК–ЮНЕСКО (IGCP) № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии». В работе приняли участие 210 специалистов (41 из них в возрасте до 35 лет) из 60 научных, научно-производственных и образовательных учреждений Иркутска, Улан-Удэ, Москвы, Новосибирска, Апатит, Екатеринбург, Уфы, Томска, Владивостока, Хабаровска, Южно-Сахалинска, Якутска, Мирного, Биробиджана, Мурманска, Санкт-Петербурга, Сыктывкара, Тюмени, Красноярска, Нерюнгри, Магадана, Благоевченска, Тервюрена (Бельгия), Ханоя (Вьетнам), Кармиэля (Израиль), Улан-Батора (Монголия), Пекина (Китай), Алматы (Казахстан), Бишкека (Кыргызстан) и Минска (Беларусь). Было представлено 108 заявок развернутых материалов докладов. Заслушано 78 устных докладов, представлены стендовые сообщения. Проведен круглый стол по теме «Феноменология рифтогенеза на примере Байкальского рифта», на котором состоялась свободная дискуссия. Для участников симпозиума организована геологическая экскурсия в район юго-западной оконечности оз. Байкал на Култукский геодинамический полигон. Опубликовано два тома материалов симпозиума.

На пленарной сессии представлен доклад о выдающемся вкладе в изучение континентальных рифтовых зон «академиков рифтогенеза» Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. В ходе симпозиума обсуждены проблемы: 1) эволюции процессов, сопутствующих континентальному рифтогенезу в истории Земли, 2) стратиграфии, литологии и геохронологии осадочных и вулканогенно-осадочных толщ континентальных рифтов, 3) условий формирования месторождений углеводородов и других полезных ископаемых в рифтовых структурах, 4) мониторинга современных процессов в областях континентального рифтогенеза, прогноза геологических катастроф, 5) строения мантии и коры рифтовых зон, 6) геодинамического моделирования. По всем направлениям на конференции представлены новые данные.

1. Рассмотрена эволюция процессов, сопутствующих континентальному рифтогенезу в Евразии и Африке. Представлены материалы по территориям Восточно-Европейской платформы, Кольского п-ова, Урала, Дальнего Востока России, Сибири и Северо-

Восточного Китая.

Выявлены причинно-следственные связи между масштабными астероидными бомбардировками ранней Земли и особенностями эволюции планеты в условиях высокоскоростного ротационного режима с образованием энсиалических зеленокаменных поясов первого и второго поколений (М.З. Глуховский, М.И. Кузьмин). Детально охарактеризовано геологическое строение, магматизм и минералогия палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтовой системы Кольского п-ова (В.В. Чащин, Ф.П. Митрофанов). Установлено рифтовое происхождение внутриконтинентальных впадин с аномально тонкой консолидированной корой и осадками огромной мощности (до 20 км и более) с большим нефтегазовым потенциалом. Проблема рассмотрена на примере Прикаспийской, Донецкой и Восточно-Баренцевской впадин Восточно-Европейской платформы и современного аналога – впадины Мексиканского залива (В.Н. Пучков). К крупным магматическим провинциям, связанным с плюмами и суперплюмами, отнесены вулканы и интрузивы нижнего, среднего рифея и раннего палеозоя Центрально-Уральской зоны, девона Западноуральской зоны складчатости, триаса Южного Зауралья, Приполярного и Полярного Урала. Охарактеризованы геохимические черты, позволяющие отличать их от «плейт-тектонических» проявлений магматизма срединно-океанических хребтов и зон субдукции, отмечен узкий временной интервал их развития и широкий ареал проявления (В.Н. Пучков, С.Г. Ковалев). Башкирский стратотип рифея и другие позднекембрийские комплексы в Урало-Монгольском поясе отнесены к континентальным рифтогенным (А.И. Русин, А.А. Краснобаев, И.А. Русин).

Обсуждалось геологическое строение и развитие неопротерозойского Патомско-Вилуйского авлакогена, предшествовавшего формированию в среднем палеозое Вилуйского рифта, а также Вилуйско-Мархинского и Чаро-Синского дайковых поясов (А.В. Мигурский), последовательность тектономагматических событий среднепалеозойского рифтогенеза в Вилуйском, Кютюндинском, Собопольском и Сетте-Дабанском рифтах, соответствующих в целом импактной модели взаимодействия плюма с литосферой или модели активного рифтогенеза (А.И. Киселев, В.В. Ярмолук, К.Н. Егоров), представлены результаты палеомагнитных исследований кимберлитов и траппов в пределах дайковых поясов Вилуйской палеорифтовой системы (К.М. Константинов, М.Д. Тошин, М.З. Хузин, И.К. Константинов), результаты изучения микроэлементов и изотопов глубинных ксенолитов (и их минералов) из кимберлитов Куойкского поля северовосточного блока Сибирского кратона (Л.В. Соловьева, Т.В. Калашикова, С.И. Костровицкий).

Подчеркнута индикаторная роль состава глубинных магм для расшифровки хода формирования Минусинского прогиба, входящего в состав Тувинско-Ми-



Участники симпозиума «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы». Фото Л.Г. Калининой.

Participants of “Continental rifting, accompanying processes” Symposium. Photo source: L.G. Kalinina.

нусинско-Западносибирской континентальной рифтовой системы (Г.С. Федосеев, А.А. Воронцов) и Чикой-Хилокской впадины рифтовых структур позднего мезозоя Забайкалья (И.В. Гордиенко, Р.А. Бадмацыренова, А.М. Санжиев). Представлен разрез магматической системы Ключевской группы вулканов в типоморфном рифте Центральной Камчатской депрессии в плоскости глубинного разлома с характеристиками скоростей сейсмических волн (В.А. Ермаков). Обсуждалась концепция блоковой геосреды (А.В. Викулин).

Приведены результаты сравнительных исследований эпицентрального и гипоцентрального сейсмических полей в рифтовых системах Байкальской и Шаньси. Показано пространственное распределение очагов землетрясений по отношению к осевой линии каждой из сейсмических зон, а также активные разломы, контролируемые очаги землетрясений за сорокалетний интервал времени. В сейсмических зонах обнаружена симметрия зональности по отношению к осевой линии зоны современной деструкции литосферы, концентрация наиболее сильных землетрясений вдоль виртуальной оси сейсмической зоны и снижение максимальной магнитуды очагов землетрясений по мере удаления от нее (С.И. Шерман, Ма Дзинь, В.М. Демьянович, Гуо Яншунанг). Выполнен сравнительный анализ новых геологических и геофизических данных, полученных

для Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем (D. Delvaux). Показано, что низкоскоростная область в литосфере под Байкальской впадиной определяет характер сейсмического режима на ее западном и восточном бортах (Г.Ф. Уфимцев). Приведены аргументы, свидетельствующие о трехэтапной эволюции Байкальского рифта. Выполнен сравнительный анализ пенеппенизации, корообразования и рифтогенеза в раннем рифее и кайнозое Байкальского региона (В.Д. Мац). Установлен рифтогенный характер магматических источников в южной краевой части Байкальской рифтовой зоны, на Витимском плоскогорье, в ограниченном временном интервале 14–9 млн лет назад и смена источников, обусловленная последующим прекращением растяжения литосферы вследствие перестройки структуры рифтовой зоны (И.С. Чувашова, Е.А. Михеева, Н.А. Руднева, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина). В зонах сейсмоактивных разломов Байкальского региона и других территорий исследован механизм процесса разрушения структурных неоднородностей коры (В.В. Ружич, Е.Н. Черных, С.А. Борняков, Е.И. Пономарева).

2. По результатам, полученным с использованием современных методов, выделены важные закономерности в характере стратиграфии и литологии осадочных и вулканогенно-осадочных толщ континен-

тальных рифтов.

Предложена трактовка феномена озера Байкал, значительного влияния рифтогенеза и связанной с ним глубинной дегазации на литологические и биологические характеристики озера, его уникальное биоразнообразие, присутствие бактериального, эндогенного и термогенного метана, озоновых аномалий (А.Н. Сутурин).

Сопоставлены морфометрические параметры рифтовых зон Атла и Бета-Феба Венеры и Восточно-Африканской рифтовой зоны Земли (высота флангов, ширина, глубина и форма рифтовых долин) и сводов, к которым они приурочены. Данные использованы для оценки мощности упругой литосферы Венеры (Е.Н. Гусева). Представлены результаты математического моделирования геоморфологической эволюции поднятий п-ова Святой Нос и Баргузинского хребта, расположенных в центральной части Байкальской рифтовой системы (Л.М. Бызов, В.А. Саньков). Рассмотрен миоценовый этап развития бассейнов Татарского пролива, совпадающий по времени с раскрытием впадины Японского моря, представлены результаты анализа новых и опубликованных данных о строении поздне-меловых и кайнозойских комплексов западного побережья о. Сахалин (А.Е. Нечаюк).

В Забайкалье на основе анализа видов мелких млекопитающих (насекомоядных, грызунов и зайцеобразных) прослежены стратиграфические границы осадков и ландшафтно-климатические изменения от плиоцена до неоплейстоцена. Показано, что в этот период происходило постепенное усиление континентальности и аридности климата региона (Н.В. Алексеева, М.А. Ермаева, М.Г. Грыдина). На Витимском плоскогорье описан литологический состав кернов двух скважин, выполнен факторный анализ микроэлементного состава и показано стратиграфическое распределение доминирующих таксонов диатомовых водорослей, охарактеризованы новые виды (М.В. Усольцева, С.В. Рассказов, Е.А. Михеева, И.С. Чувашова, Л.А. Титова).

Выполнено U–Th-датирование вулканических пород среднего-позднего плейстоцена Восточной Тувы и Центральной Монголии с использованием масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP–MS) (Е.Н. Воднева, Е.П. Чебыкин, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова). Охарактеризовано строение песчаных массивов Муйско-Куандинской впадины (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) и ее палеопотоков (В.Л. Коломиец), выполнен сравнительный анализ морозобойных и сейсмогенных трещин в Южном Прибайкалье (С.А. Макаров), приведены результаты изучения Приморского сброса (Приольхонье) по магниторазведочным данным (С.В. Снопков).

3. Охарактеризованы условия формирования рифтогенных нефтяных, сульфидных, оловянных и урановых месторождений.

Рассмотрены условия формирования кайнозойских нефтегазоносных бассейнов в зонах растяжения, в том

числе с учетом сдвигового взаимодействия, в Охотоморском регионе (В.М. Гранник). Даны характеристики проявлений нефти, битумов и свободных газов, включая метан, на оз. Байкал и вероятные причины их образования. Отмечены различия в физических свойствах и в составе нефтепроявлений из различных районов озера (В.П. Исаев). Обсуждены особенности строения и перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Иркинеево-Чадобецкой палеорифтовой зоны Сибирской платформы (В.В. Пошибаев). Рассмотрены вопросы, связанные с происхождением азота в составе растворенных газов пластовых вод и газовых залежей, поведением его в системе «вода–порода» во впадинах байкальского типа (С.Х. Павлов, К.В. Чудненко).

Показано, что процессы рифтогенеза определяют положение и формирование полиметаллических и колчеданных месторождений на Южном Урале и во всем мире. При образовании медно-порфировых месторождений ведущим фактором является магматизм (И.Б. Серавкин). Промышленные месторождения олова связаны с формированием Малохинганской рифтовой зоны (Ю.П. Юшманов). При поисках урановых руд применялся метод электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (Ю.А. Давыденко).

Предложен метод интерпретации сейсмогравитационных данных с использованием комплексного параметра петрофизической неоднородности, позволяющий выделить структуры, контролирующие размещение месторождений полезных ископаемых в земной коре (Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина, Е.В. Павлов).

4. Обозначены перспективы применения новых методов мониторинга и результаты прогноза землетрясений, оседания земной поверхности вследствие извлечения подземных вод и других современных процессов в областях континентального рифтогенеза.

Приведены первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Култукского геодинамического полигона, по результатам которого выделены аномалии, пространственно связанные с деформациями в зоне активного Обручевского разлома (Е.П. Чебыкин, С.В. Рассказов, Е.Н. Воднева, А.М. Ильцова, Е.А. Михеева, И.С. Чувашова, С.А. Борняков, А.К. Семинский, С.В. Снопков). Результаты мониторинга концентрации гелия в подземных водах показали изменения этого параметра перед Култукским землетрясением 2008 г. (М.Н. Лопатин, Р.М. Семенов). Сейсмическая активность в Якутии представлена в контексте движений на Амурской–Евразийской и Евразийской–Североамериканской границах литосферных плит (Б.М. Козьмин, С.В. Шибаев, Л.П. Имаева, В.С. Имаев, А.Ф. Петров, К.В. Тимиршин). Распределение крупных сейсмических активизаций в Северном Прибайкалье по данным Байкальской геофизической службы сопоставлено с распределением структурных неоднородностей земной коры. Наблюдалось три полосы высокой

концентрации эпицентров землетрясений: преимущественная северо-восточного (рифтового) направления, а также северо-западного и субширотного (Н.А. Гилева, В.И. Мельникова). Для автоматического мониторинга сейсмичности Байкальской рифтовой зоны по данным продольных и поперечных сейсмических волн разработана и применяется программа «AutoVukl» (М.А. Хримова).

Получены экспериментальные данные о скоростных неоднородностях сейсмоактивного слоя земной коры Байкальской рифтовой зоны, проявляющихся в контрастных изменениях коэффициента Пуассона, и о возможной локализации низкоскоростной области. Распределение таких неоднородностей может контролировать распределение очагов землетрясений (Ц.А. Тубанов, В.Д. Суворов, Л.Р. Цыдыпова). Для юго-западной части Байкальской рифтовой зоны по параметрам графика повторяемости землетрясений проведено исследование энергетической структуры сейсмичности и выполнен анализ статистических характеристик (А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская). Особое внимание уделено неоднозначностям при определении тензора сейсмического момента землетрясений Прибайкалья и корректности описания очагов землетрясений (А.И. Середкина). Проведено моделирование оседания земной поверхности в результате деятельности подземных вод в районе г. Ханой и выполнен прогноз деформации с помощью методов конечных элементов и многофакторного корреляционного анализа, показана близость результатов, полученных двумя методами (Фи Хонг Тхинь, Вьетнам). Выполнено сопоставление данных по изменению эндогенной и солнечной активности с течением времени, включая исторические данные, показано наличие возможной взаимозависимости этих процессов (К.Г. Леви).

5. Рассмотрены материалы о строении мантии и коры рифтовых зон с использованием сейсмических, сейсмогравитационных, геотермических данных и геохимических характеристик вулканических пород.

Исследования геотермических условий трогов северной части Баренцевой плиты продемонстрировали характерный для рифтогенеза комплекс явлений: вулканическая деятельность, выходы углеводородов и гелия в донных осадках, снижение мощности гранитного слоя коры, активная тектоника (А.В. Ермаков). Представлены результаты исследования затухания сейсмических волн в литосфере трех территорий континентального рифтогенеза: Байкальской и Кенийской рифтовых зон и северной части Провинции Бассейнов и Хребтов (А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков). По данным групповых и фазовых скоростей волн Рэлея получены две модели трехмерного распределения поперечных волн в мантии Центральной Азии, построены двумерные скоростные разрезы для профилей, пересекающих основные тектонические структуры (В.М. Кожевников, О.А. Соловей, А.И. Се-

редкина). Выполнены исследования скоростных разрезов по обе стороны от Главного Саянского разлома, полученных телесеismicким методом приемной функции. Выявлена резкая коромантийная граница под малыми высотами и градиентный переход под высотами более 1000 м (Д.С. Трынкова, М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова). Изучен характер миграции очагов землетрясений в земной коре и верхней мантии на примере окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта (А.А. Долгая, А.В. Викулин). Приведены результаты инженерно-геологического исследования гранитов участка Северо-Муйского тоннеля, и показано, что их сложная разрывная структура в значительной степени имеет унаследованный характер (А.Т. Корольков, А.А. Матвейчук).

Показан переходный характер мантии между структурами распавшегося суперконтинента Родиния и стагнировавших палеославовых фрагментов Хангайской системы, выраженный в пространственно-временной смене компонентного состава (по соотношениям изотопов Sr, Nd и Pb) позднекайнозойских магматических расплавов в Орхон-Селенгинском ареале Центрально-Монгольской рифтовой зоны (И.С. Чувашова, С.В. Рассказов, А.М. Ильсова). Представлены новые геолого-геохимические и минералогические данные по неогеновому базальтовому вулканизму Дархатской впадины Северной Монголии (С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов, Е.И. Демонтерова, С.В. Канакин, Д. Одгэрэл).

6. Рассмотрены вероятные геодинамические модели континентального рифтогенеза.

Напряженно-деформированное состояние вертикального сечения земной коры до глубины 90 км по профилю Тарим–Алтай определено деформациями по модели Друккера–Прагера–Николаевского. Сделан вывод о подъеме гор в условиях повышенной прочности верхней коры и наличия ослабленных участков в нижней и образовании межгорных впадин в условиях высокопрочной нижней коры (В.Д. Суворов, Ю.П. Стефанов, Е.В. Павлов, В.А. Кочнев, Е.А. Мельник). Предложена структурно-кинематическая модель, связывающая рифтогенез с тектодинамическими условиями в земной коре и мантии. Согласно такой модели основные крупные рифтовые системы закладываются над зонами между аномально горячими (подвижными) и аномально холодными (неподвижными, «жесткими») областями нижней мантии (Т.А. Тверитинова). Рассмотрена эволюция осадконакопления в Вилуйском осадочном бассейне, и проведено моделирование методом конечных элементов с целью выяснения механизма его формирования (А.В. Бабичев, О.П. Полянский, В.В. Ревердатто, С.Н. Коробейников). Разработан механизм миграции мантийных флюидов вверх в виде замкнутых полостей в условиях пластичности среды полостей–трещин (Н.С. Жатнуев, В.И. Васильев, Г.Д. Санжиев). Исследован парагенез позднекайно-

зойских структур и реконструировано поле тектонических напряжений в зоне Северо-Хангайского сдвига (Северная Монголия). Установлена смена поля палеонапряжений с запада на восток – от транспрессии через сдвиг к транстенсии (А.В. Парфеев, В.А. Саньков). Изучены геохимическая активность разломов и тепловое состояние приразломной геотермальной системы Байкальской рифтовой зоны с привлечением методов термодинамического моделирования по программе ПК СЕЛЕКТОР. Определена специализация по рудным элементам для трех важнейших сейсмоактивных разломов осевой части рифтовой зоны (Н.В. Вилор, Б.С. Данилов).

7. Организовано обсуждение феноменологии континентального рифтогенеза на примере Байкальской рифтовой системы – ее глубинного строения, деструкции литосферы, вулканизма и современной кинематики в зонах активных разломов.

Интерпретирована скоростная структура мантии Сибирского кратона и сопредельной области к юго-востоку от него вдоль профилей PASSCAL и MOBAL (В.В. Мордвинова). Особенности Байкальской рифтовой системы рассмотрены с точки зрения зонно-блоковой структуры литосферы – иерархически организованной системы стабильных блоков и ограничивающих их широких подвижных зон (К.Ж. Семинский, Н.О. Кожевников, А.В. Черемных, Е.В. Поснеева, А.А. Бобров, В.В. Оленченко, М.А. Тугарина, В.В. Потапов, Р.М. Зарипов, А.С. Черемных). Представлены геохимические данные об эволюции миоценового рифтогенного вулканизма на западном замыкании Южно-Байкальской впадины, свидетельствующие о его локализации в связи с транстенсией литосферы в субмеридиональной зоне. Выделен импульс магматических процессов около 18 млн лет назад с пассивным сценарием рифтогенеза и два импульса во временном интервале 16–12 млн лет назад – с активным (С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Е.А. Михеева, С.В. Снопков). Приведены результаты комплексных исследований разрезов в зонах Главного Саянского, Обручевского и Тункинского разломов, полученные с применением методов электромагнитного, электрического, сейсмического и микросейсмического зондирования. Сделаны выводы о взбросо-сдвиговом характере смещений по восточному сегменту Тункинского разлома, продолжению Главного Саянского разлома в

пределах впадины в оз. Байкал, сдвиговых и сбросо-сдвиговых деформациях в его зоне (В.А. Саньков, Ю.Б. Башкуев, Е.В. Брыжак, М.Г. Дембелов, А.А. Добрынина, А.Ю. Ескин, А.В. Саньков, Л.А. Усынин, В.Б. Хаптанов, Е.Н. Черных).

Благодарности и рекомендации в решении симпозиума. Участники совещания:

1) отмечают высокий научный уровень докладов проведенного мероприятия и благодарят Министерство образования и науки, Иркутский государственный университет и Институт земной коры СО РАН за финансовую поддержку проведения совещания и издания сборников материалов, Российский межведомственный петрографический комитет – за организационную поддержку мероприятия в ходе его подготовки, Оргкомитет – за качественную организационно-техническую работу, подготовку сборника материалов симпозиума к изданию, проведение пленарных, секционных и стендовых заседаний, круглого стола, дискуссий и геологической экскурсии на оз. Байкал;

2) рекомендуют Оргкомитету обратиться к редколлегии электронного журнала «Геодинамика и тектонофизика» с предложением опубликовать специальный выпуск избранных материалов симпозиума в виде тематического выпуска;

3) подчеркивают актуальность тематики континентального рифтогенеза и рекомендуют Оргкомитету организовать следующие чтения памяти «академиков рифтогенеза» Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского и молодежную школу в 2016 г. в Иркутске на базе Иркутского государственного университета и Института земной коры СО РАН;

4) обращаются к дирекции ИЗК СО РАН с просьбой о поощрении сотрудников Института, внесших существенный вклад в подготовку и проведение совещания.

Сборник материалов в электронном виде и фотографии с симпозиума доступны по ссылкам: <http://izk.irkmail.ru/> и <http://izk.irkmail.ru/kultuk.html>.

Материалы симпозиума изданы при финансовой поддержке Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «ИГУ» на 2012–2016 гг. (проект Р132–ОУ–002). В организации геологической экскурсии использовались разработки по проекту ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.», соглашение № 14.В37.21.0583.



Рассказов Сергей Васильевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Тел. (3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru

Иркутский государственный университет, геологический факультет, зав. кафедрой динамической геологии

Rasskazov, Sergey V., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia

Tel. +7(3952)511659; ✉ e-mail: rassk@crust.irk.ru

Head of the Department of Dynamic Geology, Geological Faculty, Irkutsk State University



Прими́на Светлана Павловна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с., доцент, декан геологического факультета, зав. кафедрой геологии нефти и газа, профессор кафедры геологии нефти и газа
Иркутский государственный университет
664003, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия
Тел.: (3952)243278; e-mail: dean@geo.isu.ru

Primina Svetlana P., Senior Researcher, Associate Professor, Dean of Geological Faculty,
Head of the Department of Oil and Gas Geology, Professor of the Department of Oil and Gas Geology
Irkutsk State University
1 Karl Marx street, Irkutsk 664003, Russia
Tel.: (3952)243278; e-mail: dean@geo.isu.ru



Ясныгина Татьяна Александровна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru

Yasnigina, Tatiana A., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. 8(3952)511659; e-mail: ty@crust.irk.ru



Тверитинова Татьяна Юрьевна, канд. геол.-мин. наук
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, кафедра геологии России
119992, Москва, Воробьевы горы, Россия
Тел. 8(495)9394928; e-mail: tvertat@geol.msu.ru, tvertat@yandex.ru

Tveretina Tatiana Yu., Candidate of Geology and Mineralogy
Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS
10 Bolshaya Gruzinskaya street, Moscow 123995, Russia
The Department of Geology, Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University
Vorob'evy Gory, Moscow 119992, Russia
Tel. 8(495)9394928; e-mail: tvertat@geol.msu.ru, tvertat@yandex.ru